

# SAR による岩手宮城内陸地震に伴う 地殻変動の検出と非平面形状断層モデルの 推定

Detection of crustal deformation due to the  
Iwate-Miyagi Nairiku earthquake ( $M_w$ 6.9) by SAR  
and Estimate of its non-planar fault model

北海道大学 理学部 地球科学科

宇宙測地学研究室

22070218

阿部 隆博

指導教官 古屋 正人

## 概要 (ABSTRACT)

2006年, JAXA(宇宙航空開発研究機構)によって陸域観測技術衛星「だいち (ALOS: Advanced Land Observing Satellite)」が打ち上げられた. この衛星に搭載されているPALSARセンサーが得るデータを解析することによって, 地球上の地殻変動を面的に高分解能で検出できるようになった. 地殻変動の研究分野においては, GPSも良く使われている. しかしいつ発生するかわからない地震に伴う地殻変動を, 地上に観測点を必要とすることなく広く面的に捉えられるという点は, 非常に有用性が高い.

本研究では, 2008年6月14日に起こった岩手宮城内陸地震(Mw6.9)による地殻変動をALOSのSAR(Synthetic Aperture Radar: 合成開口レーダ)データを使用したInSAR(Interferometric SAR: 干渉SAR)とPixel Offset法を用いて検出した. データ解析にはGamma社のソフトウェアを使用し, 地形縞の除去には国土地理院発行の10mメッシュの数値標高地図(DEM)を用いた. 解析によって得られた画像から, この地震は西北西—東南東に圧縮軸を持つ逆断層型の地震であること, そして震源直上ではメートル級かつ複雑に変動していることがわかった. また栗駒山東側では急激な上下変動が観測されており(Ando & Okuyama, 2010), この変動の複雑さが伺えた. さらに, 地震後の2つのデータの干渉画像から, 余効変動も検出された.

また, 地殻変動から半無限均一弾性体を仮定したTriangular dislocation modelを用いてインバージョンによって, 非平面断層モデルの推定を試みた. 今までは矩形領域を数枚組み合わせたモデルが主であったが, 観測技術の精度が以前よりも向上し, 断層モデルが曲面を持つと示唆するような観測データが得られた. そこで本研究では, 三角形要素を用いて任意の断層面を表現し, より現実的に近いモデル作成を目標とした. 計算にはMeade(2007)のMatlabスクリプトを用いた.

インバージョン解析の結果, まだまだ残差が大きく, 説明できていない部分が多いため, 今後さらなる改良が求められる. 今後はGPSのデータも加えて, より詳細な解析を行いたい. また, 差分干渉法によって得られた余効変動についても, 地震時地殻変動を説明するモデルで説明できるかどうかの検証を行いたい.

## 目次

1. はじめに	1
1.1 宇宙測地技術の進歩と地殻変動	1
1.2 地殻変動の検出	2
1.2.1 GPSとInSAR	2
1.2.2 SAR衛星「だいち」	3
1.3 SARの仕組み～SLC画像作成と高分解能実現のジオメトリ	4
1.3.1 SAR衛星は何をしているのか？	4
1.3.2 パルス圧縮技術 (Pulse compression technique)	5
1.3.3 合成開口とは？	7
1.4 先行研究と研究目的	8
2. 観測地域と解析手法	10
2.1 岩手宮城内陸地震	10
2.2 観測地域と使用データ	11
2.2.1 SARデータ	11
2.2.2 数値標高モデル (Digital Elevation Model : DEM)	12
2.3 SARデータを用いた解析	13
2.3.1 干渉SAR (Interferometric SAR)	13
2.3.2 Pixel Offset法	14
2.4 フォワードモデリングとGmsh	15
3. 観測結果	17
3.1 地震時地殻変動	17
3.2 地震後地殻変動	23
4. 考察	24
4.1 断層モデルの推定	24
4.2 インバージョン解析	27
5. まとめ	31
6. 今後の計画	32
7. 謝辞	33
8. 参考文献・画像引用	33

# 1. はじめに

## 1.1 宇宙測地技術の進歩と地殻変動

近年の宇宙測地技術は急速に進歩してきた。1970年代以降は VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging), GPS (Global Positioning System) などが発達し、これらは現在の地球物理学的研究において必要不可欠なものとなった。地殻変動の分野においては GPS による研究が現在でも主流であるが、近年では SAR (Synthetic Aperture Radar : 合成開口レーダ) を用いた研究もよく見られるようになってきた。1992年にカリフォルニアで起こった Landers 地震による地殻変動を InSAR (Interferometric SAR : 干渉 SAR) で捉えた Massonnet et al. (1993) という有名な論文がある。地震時地殻変動の分布を鮮やかな虹色の図で表現したのである。当時 Nature の表紙を飾ったあの衝撃的な報告は、ただ単に人目を引きつける美しい図だったというわけではない。InSAR は地表に観測点を必要とすることなく、天候に無関係で広範囲かつ高分解能で変動を検出することができるのだ。この手法は、地表に観測点を設置できない場所 (例えば山岳地帯) で地殻変動を検出するのはもちろん、氷河、氷床の流動や森林伐採の推移など多方面で応用されている。本研究での観測地域である岩手県南部 (秋田、岩手、宮城の県境周辺) でも、GPS 観測点が少ない地域であったので、この手法は大いに有用性があったと言える。

本研究では使用しないが 21 世紀に入ってからは、2002年に GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) 衛星が打ち上げられ、地球重力場を全球的に均一な精度で測定できるようになった。地球重力場の変化を測定することで、地球の様々な応答を聞くことができる。そして 2006年には、JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency : 宇宙航空開発研究機構) によって、日本の SAR 衛星「だいち (ALOS)」が打ち上げられた。この ALOS の打ち上げ以降、2007年に新潟県中越沖地震、2008年には中国・四川省の大地震、岩手宮城内陸地震、2010年には南米チリ地震など多くの大地震が起こっており、それぞれの地震に伴う地殻変動が ALOS のデータを用いて解析されている。最近では、山岳氷河の流動モニタリングにも ALOS が使われており、ALOS の存在する意義は大きい。今後の計画では、後継機 ALOS-2 が計画されており、これからも ALOS による SAR データを用いた研究は日々行われていくことだろう。

## 1.2 地殻変動の検出

宇宙測地技術を用いた地殻変動の研究では、近年は主に GPS か SAR を用いた研究が多い。本研究のような地震時地殻変動の検出をする際には、どちらかが使われていると言っても過言ではない。ここに GPS と SAR の比較と、今回用いた SAR 衛星の紹介をする。

### 1.2.1 GPS と InSAR

一番の大きな違いは、地表に観測点を必要とするか否かということである。GPS は地表の受信機に向けて宇宙から電波を送信し、かかる時間を測定することでその位置を特定している。日本国内には GPS の電子基準点が約 1200 か所もあり、世界最高の分布密度を誇っている。これが、地震の多い日本で GPS による地殻変動の研究が進んでいるゆえんである。これだけの観測点が多いと、日本のどこで地震が起こってもたいていは詳細な観測データが得られ、解析が可能となる。しかし、得られるデータは前もって設置されたある観測点での 3 次元変位である。

一方、SAR は地表に観測点を必要とすることなく、地殻変動の変動を面的に捉えられることが最大の利点である。いくら GPS 観測点が多い日本でさえ、観測点が少ない地域はある。そんなところで地震が起こり地殻変動を解析したいとなれば、SAR の出番である。SAR 衛星は地表に向けてマイクロ波を射出し、その反射波の強さから対象物の物理的性質を調べることができる。SAR の歴史は 1864 年のマクスウェルの電磁場理論に始まり、初期の SAR は軍用に開発されたものであった。その後、1970 年代に民間に SAR 技術が公開され、現在に至るまで様々な技術向上と衛星の打ち上げが行われた。SAR を応用した InSAR が注目を集め始めたのは 1990 年代になってからのことである。

	GPS	InSAR
地表の観測点	必要	不必要
面的情報	不可能	可能
得られる変位量	3 次元	1 次元 (衛星視線方向)
連続観測	最短 1 秒毎で 24 時間可能	最短で 46 日に 1 回 (ALOS)

表 1.1 : GPS と InSAR の比較

(参考: 国土地理院 HP <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/sar/mechanism/mechanism05.html>)

## 1.2.2 SAR 衛星「だいち」

2006 年, JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency : 宇宙航空開発研究機構) によって陸域観測技術衛星「だいち (ALOS : Advanced L-band Observing Satellite)」が打ち上げられた. この衛星の特徴はフェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダ (PALSAR) というセンサーを持ち, 最高  $10 \times 10\text{m}$  の分解能で地表の情報を面的に取得できることである. フェーズドアレイ方式とは, 照射するマイクロ波の位相面の向きを変えることでアンテナの向きを変えずにマイクロ波の照射方向を変えることが出来る方式のことである. また, L バンドという長い波長 (23.6cm) を用いることで地表の植生の影響されることなくデータを得られる. さらに PALSAR には 5 つの異なった観測モードがある. 単偏波高分解能モード (FBS), 二偏波高分解能モード (FBD), 多偏波モード (POL), ScanSAR モード, そして直接伝送モードである. それぞれが異なる用途を持ち, 多方面に運用されている. 本研究では FBS と FBD のデータを用いて解析を行なった. 地殻変動を検出するという点では, ScanSAR が最近注目を集めている. ScanSAR は, 広域観測モードと呼ばれ, その観測幅はなんと  $350\text{km}$  である. 2008 年に中国四川省で起こった地震に対して, このモードのデータを解析した事例がいくつかある (e.g., Tong et al., 2010 ).



図 1.1 : SAR 衛星だいちの概観

打ち上げ	2006 年 01 月 24 日
軌道高度	約 $700\text{km}$
重量	約 $4\text{ t}$
回帰日数	46 日
アンテナサイズ	$8.9\text{m} \times 3.1\text{m}$
観測波長	L バンド ( $23.6\text{cm}$ )
分解能	$7 \sim 44\text{m}$
オフナディア角	$8 \sim 60$ 度
走査幅	$40 \sim 70\text{km}$

表 1.2 : 衛星データ

(画像, 衛星データ©JAXA)

### 1.3 SAR の仕組み～SLC 画像作成と高分解能実現のジオメトリ

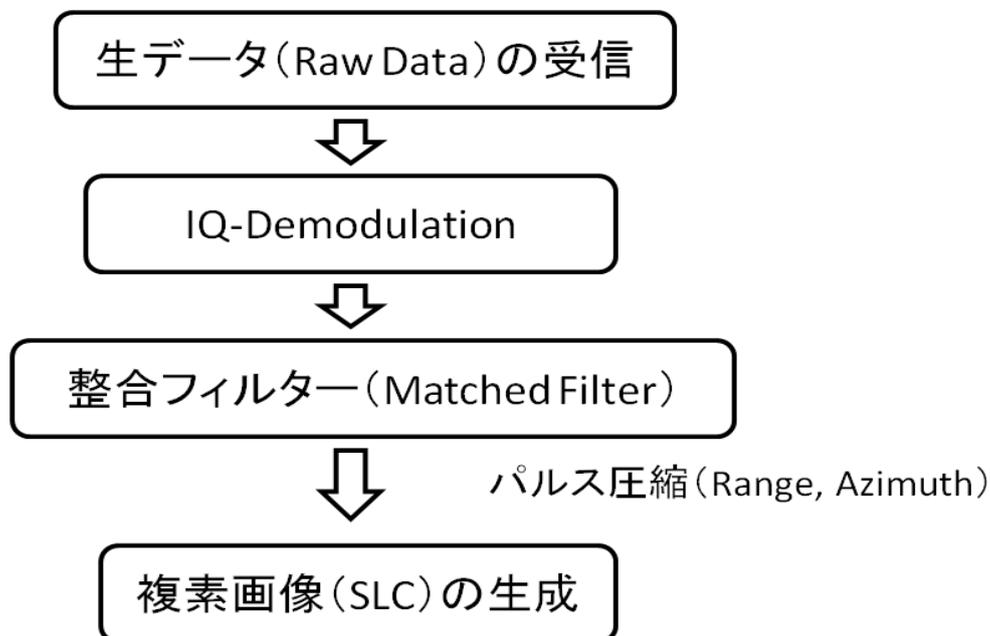


図 1.2 : レンジドップラーアルゴリズムの概要

上図に SAR の生データの受信から、複素画像 (SLC) の生成までの処理の手順をおおまかに書いた。この節では、SAR の高分解能実現のために使われているパルス圧縮技術と合成開口を説明する。本研究では、複素画像作成において、レンジドップラーアルゴリズム (Range - Doppler Algorithm) を用いた。

#### 1.3.1 SAR 衛星は何をしているのか？

SAR 衛星だいちはどうのように地表のデータを取得しているのか、上図に簡単な模式図を示した。この図は 1 つのレーダアンテナを持つ衛星 (実開口レーダ) の場合である。SAR 衛星は衛星の進行方向 (=アジマス方向) に対し、右斜め下方向 (Slant Range 方向: 今後は Range 方向と呼ぶ) に向けてマイクロ波を連続的に送信し、その反射波を解析することで対象物の大きさや表面の性質を調べることができる。このようなレーダの空間分解能はアンテナの大きさに比例して向上する。また、周波数が一定のマイクロ波の場合、そのパルス幅に反比例する。ということは、できるだけ大きく出力の大きいアンテナを作れば高分解能が実現できるのだが、実際の宇宙空間で実現するには限界がある。そこで、SAR の高分解能を実現させたパルス圧縮技術と合成開口について説明する。

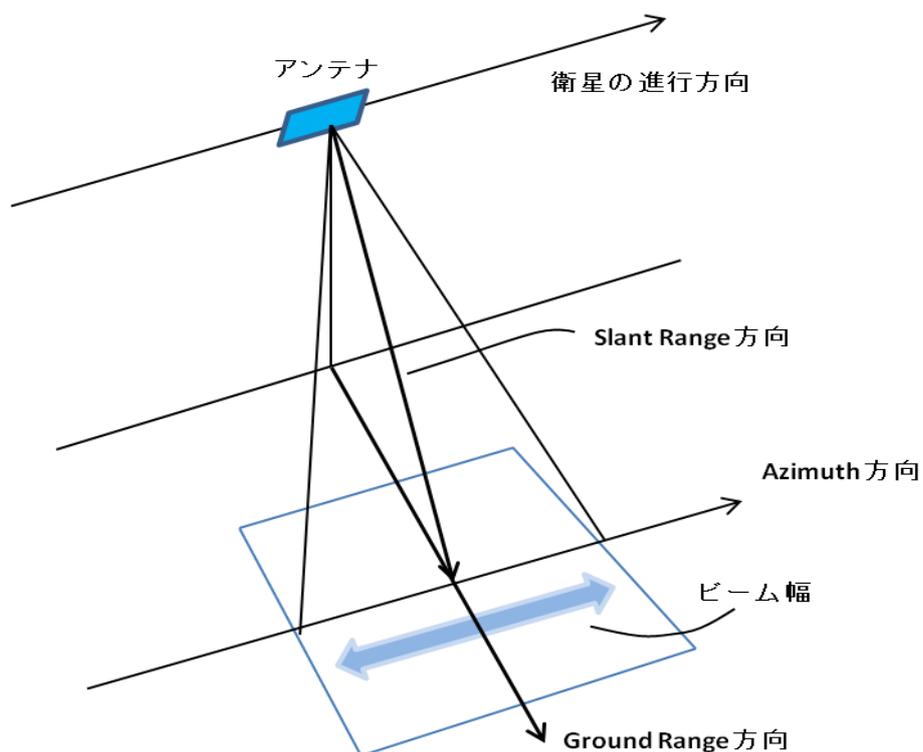


図 1.3 : SAR のジオメトリ

### 1.3.2 パルス圧縮技術 (Pulse Compression Technique)

パルス圧縮技術とは、周波数に変調をかけた長い送信パルスを使い、受信パルスに適切な処理をほどこすことで **Range** 方向の高分解能を得る技術である。現在の SAR のほとんどは、この技術を用いて高分解画像を生成している。

周波数が時間  $\tau$  と共に線形に変化するマイクロ波パルスは **FM (Frequency Modulation)** パルス、もしくはチャープ (chirp) パルスと呼ばれ、次の式で表せる。

$$v(\tau) = \text{rect}(\tau/T_p) \cos\{2\pi(f_c\tau + K_r\tau^2/2)\} \quad (1.1)$$

ここで、 $\text{rect}(t/T_p)$  は長さ  $T_p$  の矩形関数、 $T_p$  はパルス持続時間、 $\tau$  は時間変数、 $f_c$  は中心周波数 (Centre Frequency)、 $K_r$  はチャープ率である。チャープ信号の位相は、

$$\psi(\tau) = 2\pi(f_c\tau + K_r\tau^2/2) \quad (1.2)$$

と表せるので、瞬間周波数 (Instantaneous Frequency) は、

$$f(\tau) = \frac{1}{2\pi} \frac{d\psi}{d\tau} = f_c + K_r \tau \quad (1.3)$$

となり、時間とともに線形に変化することがわかる。

地上のセンサーからの距離  $R$  に 1 点だけ点反射源がある場合を仮定すると、 $t (=2R/c$ ,  $c$ : 光速) 秒後に返ってくる反射波は次の式のようなになる。

$$v_r(\tau) \propto \text{rect}(\tau - t/T_p) \cos \{2\pi(f_c(\tau - t) + K_r(\tau - t)^2/2)\} \quad (1.4)$$

これがセンサー上で得られる生データ (Raw Data) である。しかし、このままでは周波数が高すぎるので、ローパスフィルター (Low-pass Filter) をかけて、低周波な複素数データにする。この処理は IQ-Demodulation と呼ばれ、通信工学の分野では有名な手法である。

$$v_r(\tau) = \text{rect}(\tau - t/T_p) \exp \{-i4\pi R/\lambda\} \exp(i\pi K_r(\tau - t)^2/2) \quad (1.5)$$

ところが、実際に返ってくる反射波は一般にノイズが多いため、我々はこれから本来の反射波だけを抽出したい。そこで整合フィルター (Matched Filter) を使い、受信データとの相関をとることで反射信号を抽出する。すると最終的に得られる反射波  $v_{out}$  は、次のようになる。

$$v_{out}(\tau) = T_p \text{sinc}\{K_r T_p(\tau - t)\} \quad (1.6)$$

上式を見てみると、最終的に得られた波形は sinc 関数の形になっている。sinc 関数とは波形の真ん中だけが '鋭く' 尖った形をしている。最初の波形と最終的に得られた波形を比べると、パルスが圧縮されたかのように見える。圧縮前のパルスの Range 分解能  $\Delta r$  は、

$$\Delta r = \frac{cT_p}{2} \quad 1.7)$$

であるが、パルス圧縮技術を用いた場合、圧縮後のパルス幅はの  $1/K_r T_p$  なので、Range 分解能  $\Delta r_{out}$  は、

$$\Delta r_{out} = \frac{cT_p}{2} = \frac{c}{2K_r T_p} = \frac{c}{2B_w^r} \quad (1.8)$$

$$B_w^r = K_r T_p \quad (1.9)$$

ここで、 $B_w^r$ はバンド幅（Bandwidth）である。圧縮後の分解能は最初に比べて、 $K_r T_p^2$ に圧縮されたことがわかる。これがパルス圧縮技術の概要である。

なお、この節では **Range** 方向のパルス圧縮について触れたが、実は **Azimuth** 方向にも似たような処理が施される。**Azimuth** 方向の分解能を向上させるためには、ドップラー効果を考慮したパルス圧縮技術が用いられている。これを行わないと、その分解能は実開口レーダーと変わらないことになってしまうのだ。また **Azimuth** 方向に関しては、次節で述べる合成開口という技術も利用して、分解能を高めている。

### 1.3.3 合成開口

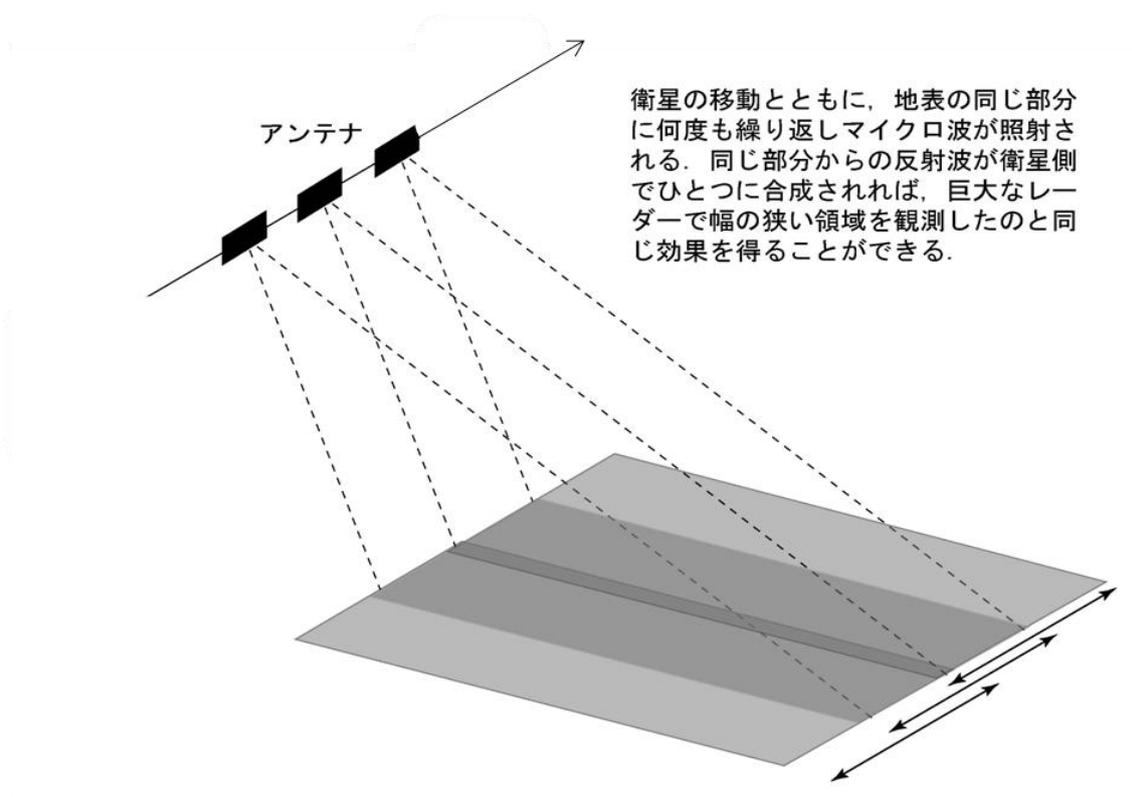


図 1.4 : 合成開口の仕組み (参考 : 測地学テキスト)

<http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/part2/2-4/2-4-1-4.html>

前節で分解能向上のためにパルス圧縮技術について説明した。実は、Azimuth 方向の分解能向上のためにもう 1 つ使われている技術が合成開口である。合成開口とは言葉の通り、衛星が動きながらパルスを連続的に送信することで、あたかも空間に巨大なアンテナがあるかのように‘合成’する技術のことである。この技術とドップラー効果を利用したパルス圧縮技術を用いると、結果として Azimuth 方向の分解能 $\Delta a$ は式で表せる。

$$\Delta a = \frac{D_A}{2} \quad (1.10)$$

この式を見ると、Azimuth 方向の分解能は、衛星の高度や使う波長に依存せず、アンテナの幅だけで決まることになる。これは、SAR において非常に特徴的な結果である。

## 1.4 先行研究と研究目的

Takada et al. (2009) は、本研究と同様に岩手宮城内陸地震による地殻変動を InSAR と Pixel Offset 法を用いて検出し、半無限均質弾性体を仮定した矩形モデルを 5 つ用いて、変動を説明した。実際に検出された地殻変動の図を見てみると、とても 1 つの断層によるものとは思えないほど複雑な変動である。また、Pixel Offset 法によって得られた図では Descending のデータには見られなかった変動が Ascending のデータに表れている。ここに注目して、東落ちの断層 (図 1.5 左 : F3) を仮定したことが、この研究のポイントである。しかし、モデルから計算された値と観測データを見比べてみても、まだよく説明できていない。この地震に関する論文はいくつか発表されているが、いずれの論文も矩形断層モデルを仮定しており、この変動をうまく説明できたものは今まで発表されてない。

そこで本研究では、モデリングに際して矩形ではなく非平面つまり曲面をもつモデルを三角形要素を用いて推定し、この地殻変動を説明しようと試みた。一見ただで複雑と思えるこの変動を、単純な矩形モデルで説明するのは難しい。実際に地下でどのような形の断層が存在するのかわからないが、地震を引き起こす断層の多くは曲がった面を持つと考えられる。InSAR と Pixel Offset を用いることで、面的に地殻変動の観測データが得られるようになった今こそ、データの情報を最大限に引き出したい。そこに焦点をあて、この地殻変動を説明する非平面断層モデルを推定するのが本研究の目的である。また、今回は三角形要素ごとの滑り量を計算し、断層全体でどんな滑り分布を持つのかということにも着目した。

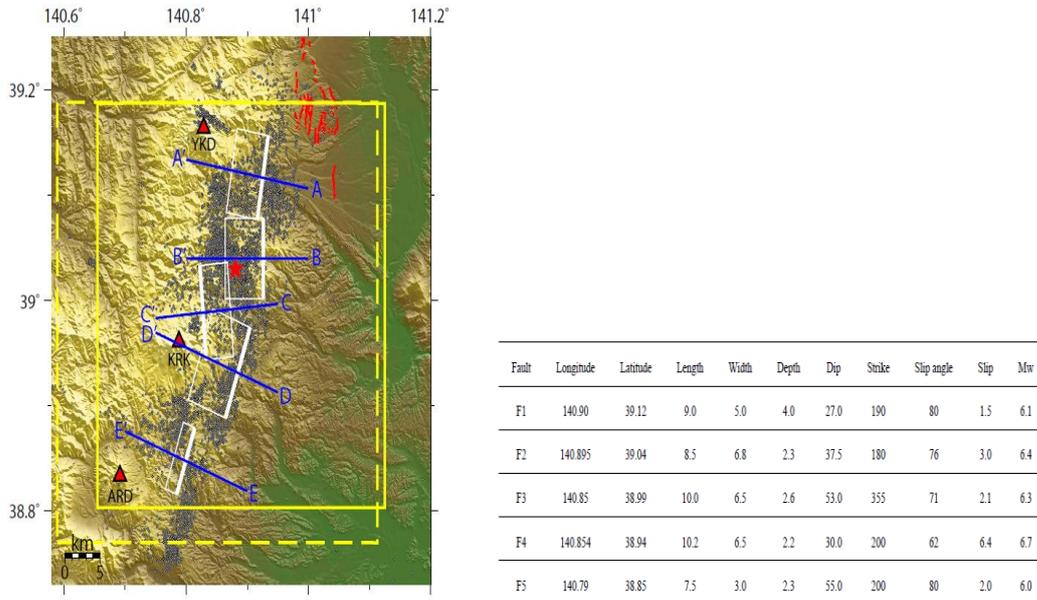


図 1.5 : 断層モデルの位置 (左) と断層パラメーター (右) (Takada et al., 2009 より引用)

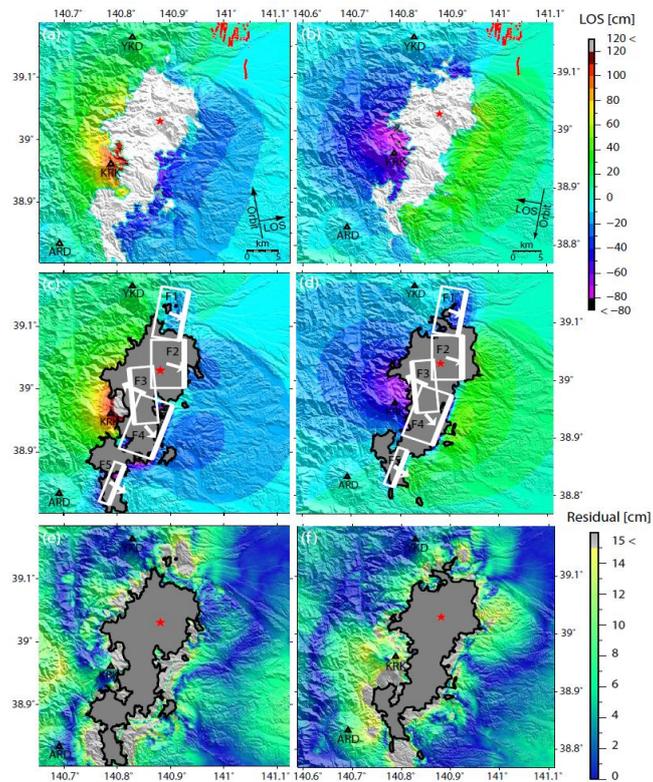


図 1.6 : InSAR による観測データ (a, b), モデルによる計算値 (c, d), 残差. (e, f). (a), (c), (e) は Ascending のデータ, (b), (d), (f) は Descending のデータである.

(Takada et al., 2009 より引用)

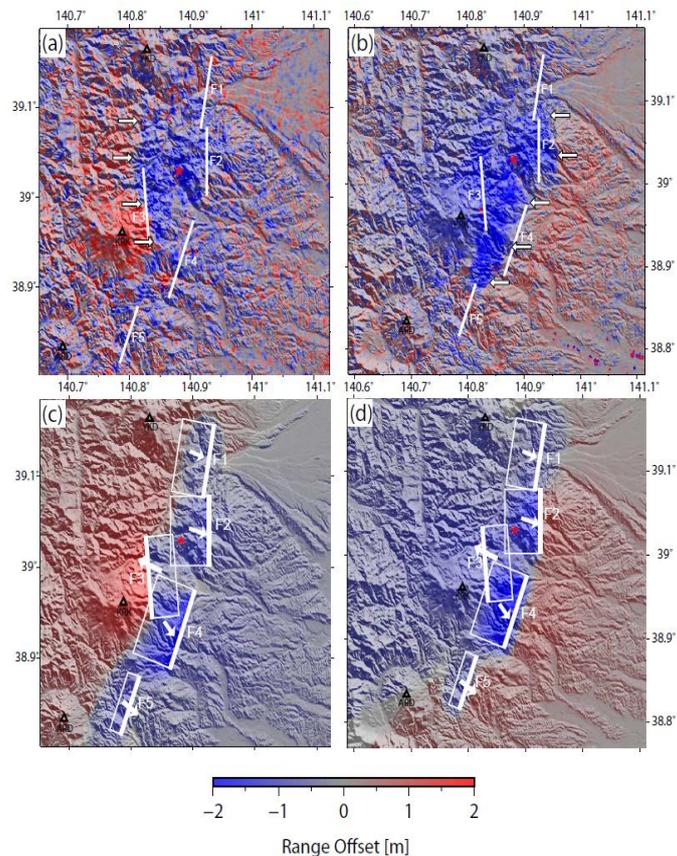


図 1.7 : Pixel Offset 法による観測データ (a, b), 断層モデルによる計算値 (c, d).  
 (a), (c) は Ascending のデータ, (b), (d) は Descending のデータである.  
 (Takada et al., 2009 より引用)

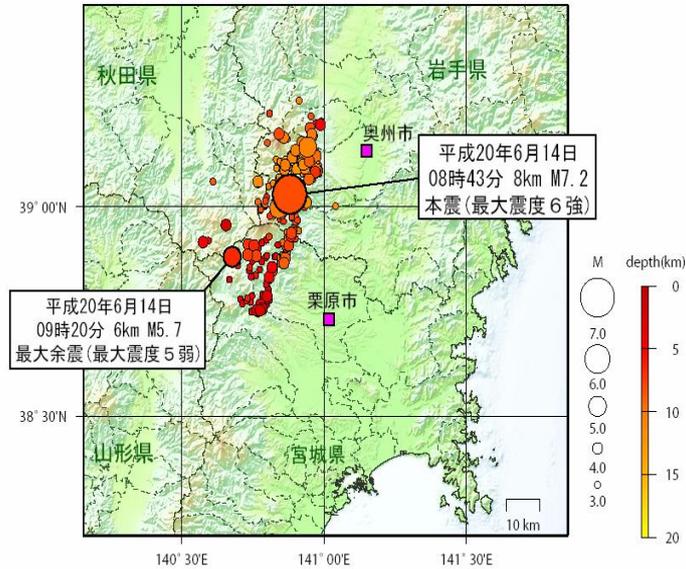
## 2. 観測地域と解析手法

### 2.1 岩手宮城内陸地震

2008年6月14日午前8:43, 岩手県南部を中心とする岩手宮城内陸地震が発生した. 震源は北緯39.03, 東経140.85, Mw6.9である(Global CMT解). この地震は西北西-東南東を圧縮軸にもつ逆断層型の地震だと推定されている. ALOSが打ち上げられた2006年以降, 国内では今まで最大の内陸地震であるにもかかわらず, 人的被害よりも建物倒壊, 土砂崩れなどの被害が多かった.

平成20年7月16日06時現在

震央分布図（平成20年6月14日以降、深さ0~20km、M $\geq$ 3.0）



丸の大きさはマグニチュードの大きさ、色は震源の深さを表す。  
地形データには国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)、数値地図25000(行政界・海岸線)  
および日本海洋データセンターのJ-EGG500を使用。

図 2.1：岩手宮城内陸地震の震央分布図（気象庁 HP より引用）

## 2.2 観測地域と使用したデータ

### 2.2.1 観測地域と使用した SAR データ

本研究では、ALOS/PALSAR センサーが得る FBS と FBD のデータを用いた。SAR データは北行軌道 (Ascending) と南行軌道 (Descending) の 2 種類が存在する。解析には Ascending の Path402, Frame760-770 と Descending の Path53, 57, Frame2830-2840 を用いた。データを取得した日付などの詳細は表 3.1 に示した。FBD は FBS に比べ、用いているバンド幅が半分の長さ (FBS : 28MHz, FBD : 14MHz) であり、分解能が半分になっている。本研究ではより詳細に議論するため、FBS のデータを優先的に使うことにしている。また、解析には Gamma (Wegmüller and Werner, 1997) のソフトウェアを用いた。

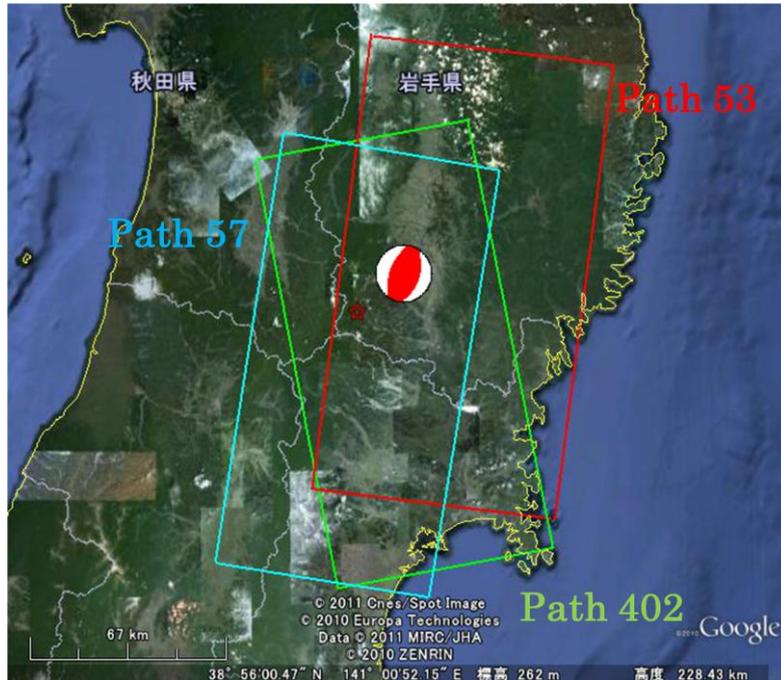


図 2.2 : 観測地域. 中央の星が震央で, 右隣の赤白球が Global CMT による震源球である.

## 2.2.2 数値標高モデル (Digital Elevation Model : DEM)

本研究では国土地理院発行の 10m メッシュの DEM を用いた. DEM は初期干渉画像から、地形縞 (地形の影響による縞) を取り除くために用いられ, そのメッシュは細かいほど良い.

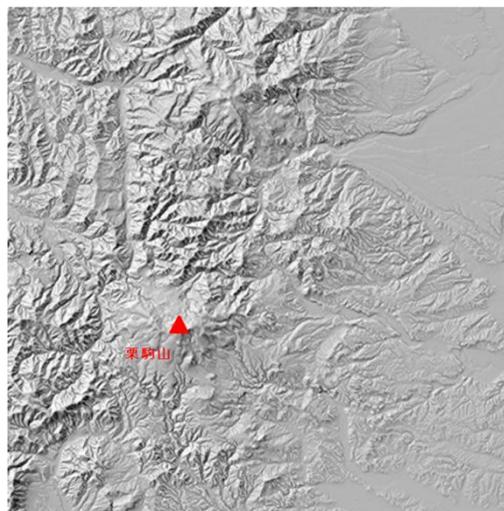


図 2.3 : 国土地理院発行の 10m メッシュの DEM. 地形の起伏がよくわかる.

## 2.3 SAR データを用いた解析

### 2.3.1 干渉 SAR (Interferometric SAR)

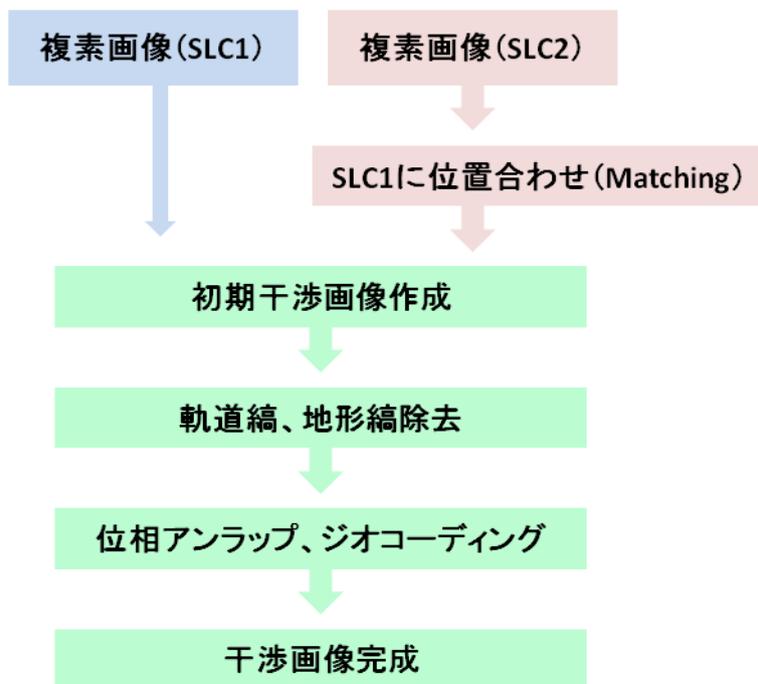


図 2.4 : 干渉 SAR (InSAR) による SLC から干渉画像完成までのプロセス

上図に2つの複素画像 (SLC1, SLC2) から, InSAR による干渉画像が生成されるまでの流れを示した. 地殻変動を検出するためには, 地震を跨ぐ2つの異なる日付の SAR データを‘干渉させる’必要がある. 基本的な原理は, 高校物理で学ぶヤングの実験で理解できる. 2つのコヒーレントな波が2つのスリットを通過して, 壁に当たると波の光路差に応じて, 同位相では強め合って明るくなり, 逆位相では弱め合って暗くなる. そして, 壁には干渉縞ができる. 同様の縞が, InSAR でも得られる. 数学的には2つの SLC 画像の複素共役の掛け算を規格化することで得られる. ただし, この作業は位置合わせ (Matching) という作業を終えてからである. データを干渉させるためには同一の軌道 (Path) の同一の場所 (Frame) の2つのデータを用いるのだが, 同じ path, frame と言ってもピクセルレベルまで同じというわけではない. 各ピクセルごとの位置合わせを行った上で干渉させなければならないのである. この処理を経て, 初期段階の干渉画像が得られる.

ここで生成される初期干渉画像には様々な‘縞’が含まれる。

$$\Delta\phi = \phi_{orbit} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{ion} + \phi_{displace} + \phi_{noise} \quad (2.1)$$

まず、軌道縞 ( $\phi_{orbit}$ ) である。これは2つの SAR を取得したときの軌道のずれに起因するものである。SAR データを干渉させる際の目安として用いられる指標に **B-perp** という値がある。これは2つの異なる日付に撮像された衛星の位置の差（衛星間距離）を衛星視線方向 **B** とそれに垂直に投影したものをそれぞれをこれが軌道のずれに相当するもので、この値が小さいほど軌道縞は小さくなる。次に、地形縞 ( $\phi_{topo}$ ) を取り除く。これは、地形が様々な形に歪んでいるために、縞も歪むというものである。これを取り除くために、2.2.2 で述べた DEM を用いる。衛星の軌道データと DEM を用いて地形縞のシミュレーション画像を作成し、初期干渉画像から差し引くという作業を行う。このシミュレーション画像には変動縞 ( $\phi_{displace}$ ) は含まれていないので、地形縞だけを取り除くことができる。

あとは、位相アンラップとジオコーディング（座標変換）を行えば干渉画像の完成である。位相アンラップとは不連続な位相をつなげる作業である。そして、レーダ座標から UTM 座標へ直せば、干渉画像の完成である。干渉画像を作る‘究極’の目的は変動縞だけを取り出すことであるが、それは難しい。大気や電離層によるマイクロ波の遅延によるエラー ( $\phi_{atm}$ ,  $\phi_{ion}$ ) を補正する処理は Gamma でも可能だが、それらの影響を完全に消し切るのは現在でも困難である。また、位相アンラップの際にもエラーが出ることがあるので、最終的に得られる干渉画像には何かしらのエラー ( $\phi_{noise}$ ) が残るものである。しかし、これらのエラーは変動量に比べれば十分小さいことが多いので、解析をする際には無視している。

### 2.3.2 Pixel Offset 法

SAR のデータを用いて地殻変動の検出をする際にもう1つ有効な手段がある。それが Pixel Offset 法である。これは、メートル級の大きな地殻変動が起こった際に使われる手法であり、InSAR とは異なるものである。Pixel Offset 法は InSAR の処理過程の1つである「位置合わせ」から派生した手法で、2つの異なる日付の SAR データのピクセル同士を比較し、位置合わせした際に局所的にズレているところを抽出することで、変動量として表せるというものである。前節で、InSAR の処理において、メートル級の変動が起こっているところはコヒーレンスが低くうまく干渉しないと述べた。要するに震源直上の大切なデータが得られないということである。本研究で扱っている岩手宮城内陸地震も震源付近ではメートル級の変動が観測されており、InSAR で得られた干渉画像では目玉の中心が欠けている。これを補うために今回は Pixel Offset も用いた。また、この手法は変動量を Range

方向と Azimuth 方向の 2 つに分けて変動を検出できるという利点がある。しかし、Azimuth 方向のデータは電離層による影響を受けやすく、今回得られたデータでもその影響（3 章の観測データの画像に見られる紫色の横縞）が大きかったため、後のインバージョン解析には加えていない。

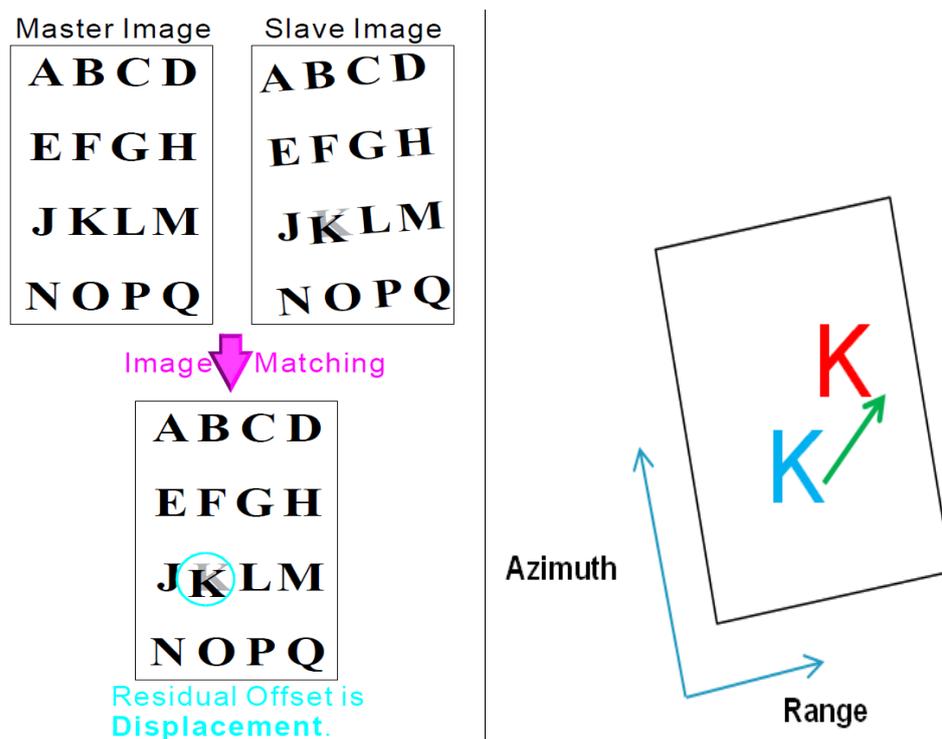


図 2.5 : Pixel Offset 法の概略図。Master と Slave の SLC 画像を位置合わせする時の局所的なズレ（オフセット）を変動量として抽出する。左図は飛田ほか（2001）からの引用。

## 2.4 フォワードモデリングと Gmsh

地震を引き起こす断層のモデリングといえば、Okada（1992）が従来から頻りに利用されてきた。これは半無限均質弾性体中に矩形断層を仮定し、断層の形状と滑りの動きをある共通のパラメータ（図 2.6）で表現できるようにしたものである。

しかし、矩形モデルは現実の断層を表すモデルとしては不十分である。野外観測で見られる地表断層や、観測データから推測される形状は非平面であることが多い。SAR で得られた画像を見ても、明らかに矩形モデルでは説明できない変動を示している。そこで本研究では、三角形要素を用いた非平面形状断層モデルの推定を行った。三角形要素を用いることで、自然な曲面を描くことができ、より現実的なジオメトリを作成することが可能で

ある。そして、この形状を作成するために Gmsh というソフトを用いた (Geuzaine and Remacle, 2009)。この Gmsh は任意の点を直線や曲線で結び、その面をできる限り均等な正三角形で切り分けてくれるというものである。そして、三角形要素ごとの食い違い量と地表変動を Meade (2007) で公開されている Matlab のスクリプトを用いて計算した。

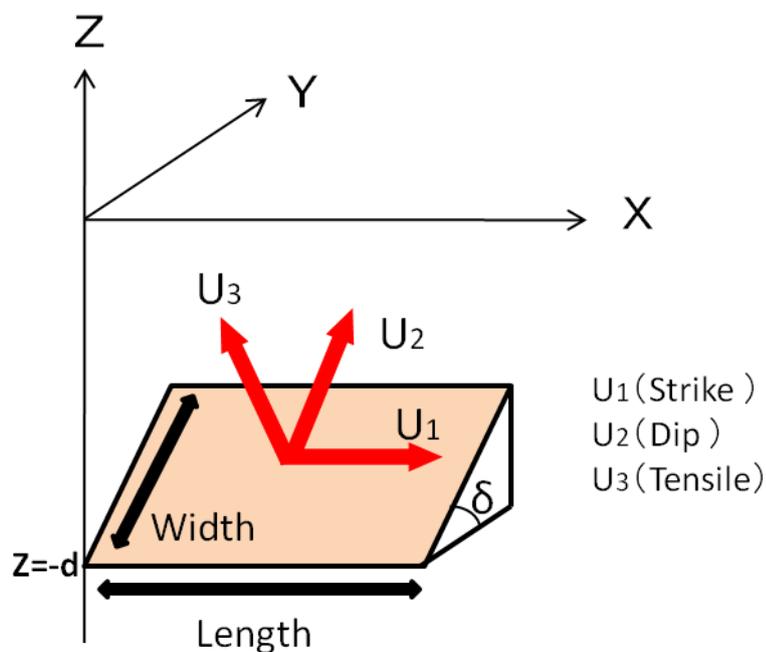


図 2.6 : Okada (1992) で提唱された断層の形状と滑りを表すパラメータ

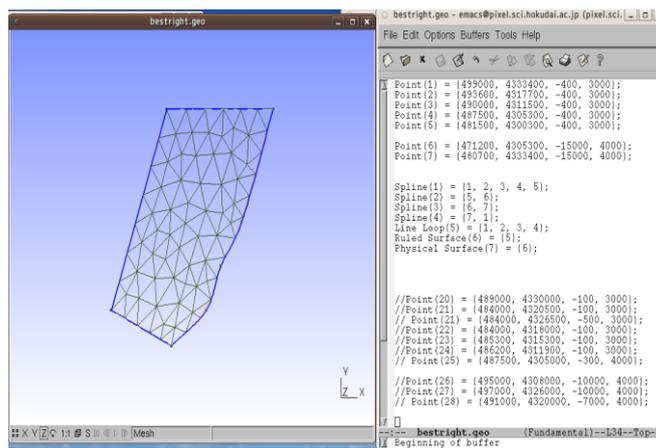


図 2.7 : Gmsh の概略. Point をいくつか定めて、点同士を曲線 (Spline) で結び、Line-Loop と Ruled-Surface で曲面にする。

### 3. 観測結果

InSAR と Pixel Offset 法に用いたデータを次に示す。SAR 解析によって地震による地殻変動を検出するためには、地震発生日を跨ぐ2つの SLC 画像が必要である。ここで地震前の日付のデータを Master、地震後の日付のデータを Slave と呼ぶ。なお、表中には (YYYYMMDD=西暦, 月, 日) のように記載した。B-perp とは SLC が撮影された2つの時刻の衛星の位置のずれを表しており、基線長と呼ぶ。時と場合にもよるが、目安として約 3000m 以下だとうまく干渉処理が行われる。下の表中で①, ②は地震時地殻変動, ③, ④は地震後地殻変動を捉えたデータのペアである。

	Master	Slave	B-perp(m)	Path	Frame	Orbit
①	20070621	20080623	-238.92	402	760-770	Ascending
②	20070829	20080716	-774.35	57	2830-2840	Descending
③	20080624	20081109	-1233.74	53	2830-2840	Descending
④	20080623	20090626	-747.03	402	760-770	Ascending

表 3.1 : 解析に用いたデータのペア。

#### 3.1 地震時地殻変動

ここでは、地震時地殻変動の画像を示す。干渉画像は位相 (周期  $2\pi = 11.8\text{cm}$ ) で変動を表しており、その変動量は衛星の視線方向 (Line of Sight) に 3次元変位を投影したものである。干渉画像はある地点からの相対的な変動量を表しているもので、ぱっと見ただけは絶対的な変動量はわからない。そこで、各干渉画像の下に変動量の図を示した。衛星が進む方向を Flight、衛星が観測する方向を Look と表記している

いずれの画像からも、虹色のカラフルな目玉のようなものが見えた (中心は抜けているが)。これが地殻変動を表している。干渉画像の見方は少しややこしい。例えば、ある基準点が青だとして、1 サイクル後の青の地点は変動量にして  $\pm 11.8\text{cm}$  ということになる。プラスかマイナスかは色の変わり方がどのように変わっているのか、カラーバーと比較するとわかる。

特徴としては、震央付近の広いエリアでメートル級の変動があり、うまく干渉処理が行えなかった。干渉画像中の目玉の中心がそうである。データが欠損しない部分を見てみると、震央付近を東西に挟むエリアで収束のセンスが見られた。これは、西北西—東南東に圧縮軸をもつ逆断層型の地震であると考えられる。

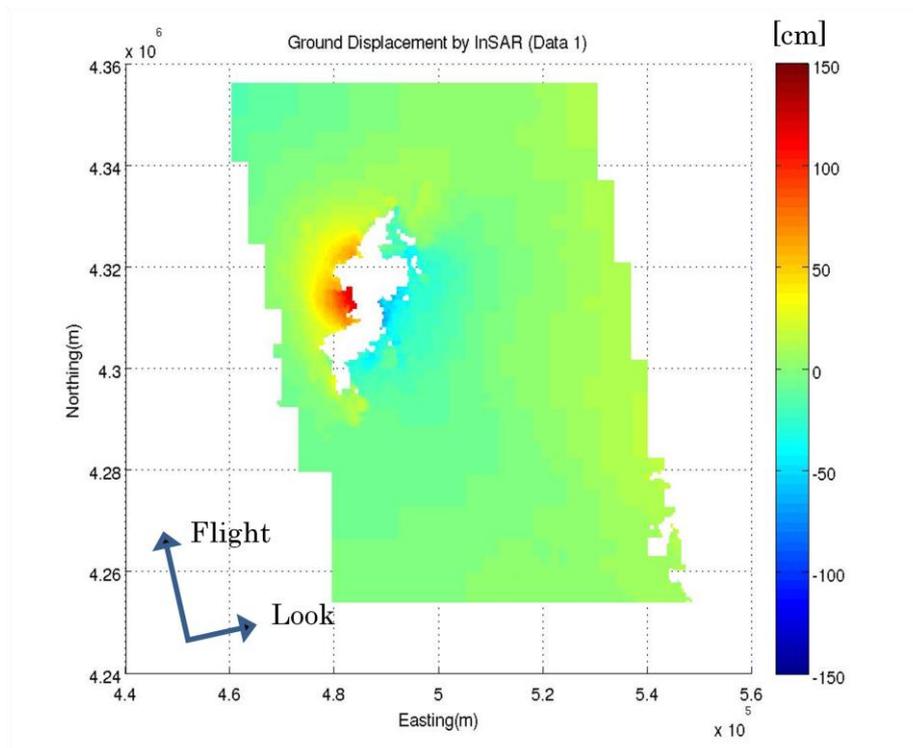
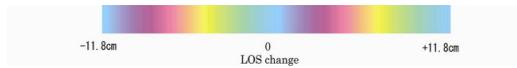
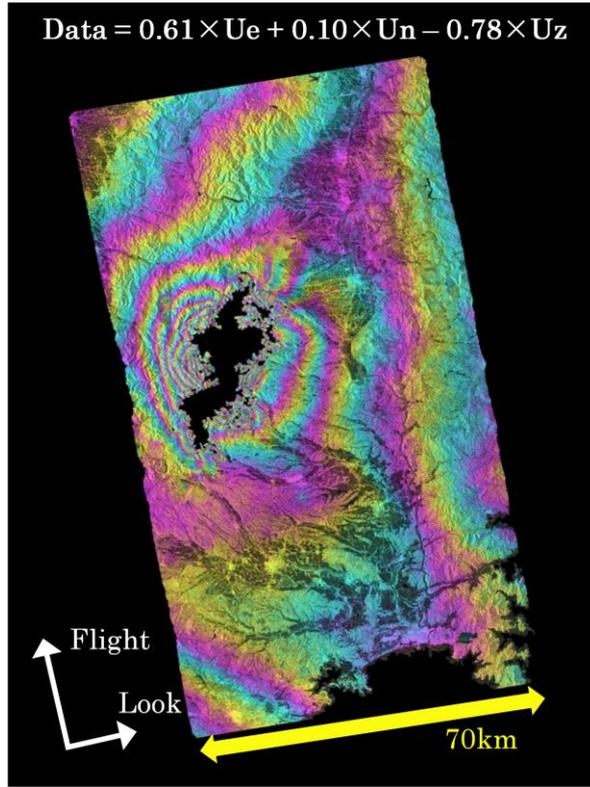


図 3.1 : 2007 年 6 月 21 日と 2008 年 6 月 23 日の干渉画像 (上) とその変動量(下)

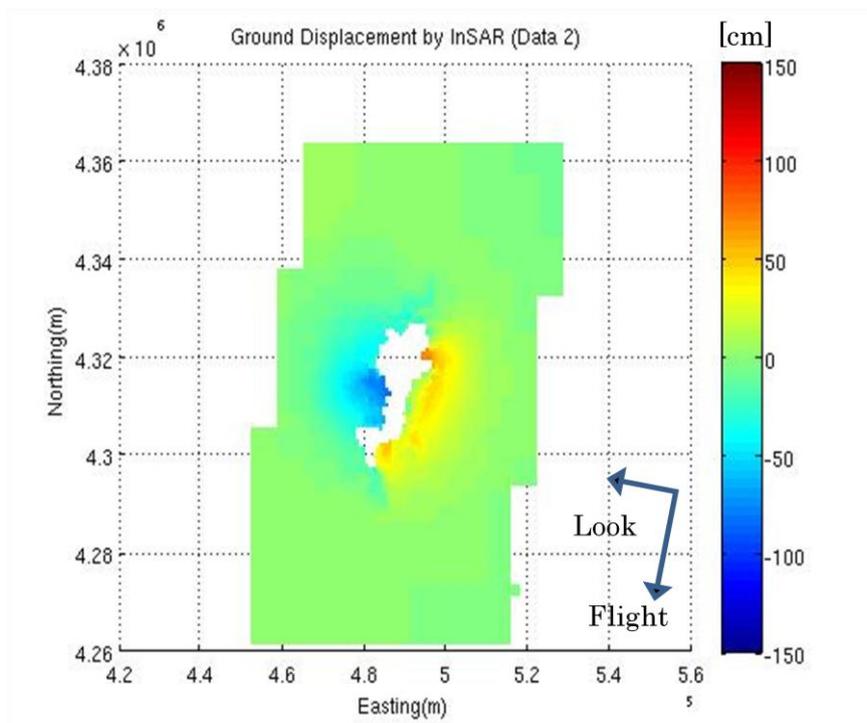
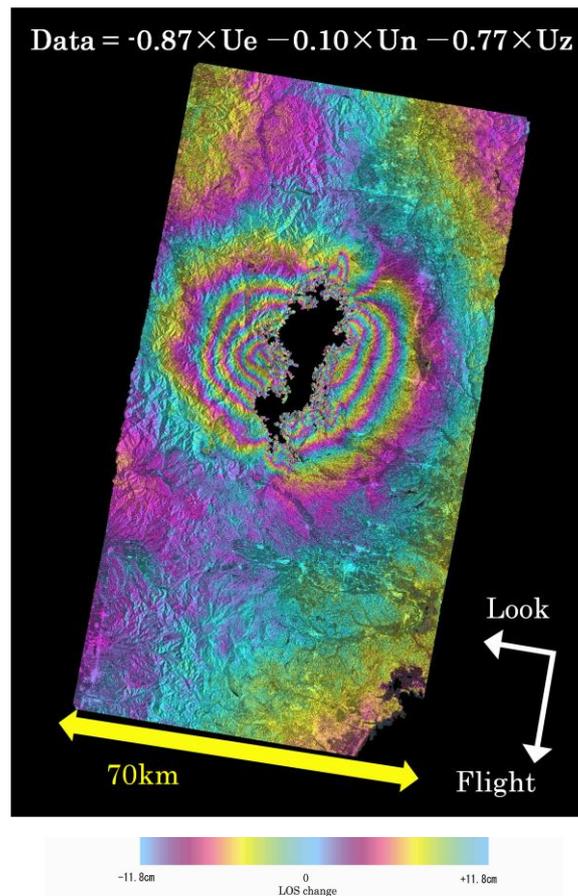


図 3.2 : 2007 年 8 月 29 日と 2008 年 7 月 16 日の干渉画像 (上) とその変動量(下)

次に、震央付近のメートル級の変動分布について議論するために、Pixel Offset 法によって得られた画像を示した。Pixel Offset 法はその変動量を Range 方向と Azimuth 方向に分けて変動を検出できる。分解能は InSAR に劣るものの、メートル級の変動を robust に抽出できるので、本研究のようなケースには非常に有用性が高い。

得られた画像を見てみると、どちらの画像も Range 方向に大きな変動が見られ、最大変位は約 2m である。しかし、その変動パターンは明らかに異なっている。このようになりうる要因として、まず衛星の軌道とオフナディア角の違いが考えられる。要するに変動を撮像している場所が異なることによる違いが変動量として現れるということである。そして、もうひとつは、変動の方向に関する。Range 方向の変動を検出するということは、Ground Range 方向（図 1.3）と上下方向のベクトルの和を変動量とするということである。ということは、Descending の Range 方向に垂直な方向に急激な変動があったとしても、そのシグナルは Descending のデータには表れてこないのである。本研究で用いたデータはオフナディア角が同じデータを用いているため、変動パターンが異なる要因を後者に起因するものだと考える。その理由づけとなるのが、Ascending のデータに出ているシグナルそのものである。

次に Azimuth 方向の画像を見てみる。まず図 3.3 右では、左下から右上にかけて、大きな縞模様が見える。これは、電離層によるマイクロ波遅延のエラーであり、その中に地殻変動のシグナルが埋もれてしまっているという結果になった。図 3.4 右では、図 3.3 右のような縞模様は見られず、画像のほぼ中央にシグナルが見えている。衛星の進行方向を考えると、中心の黄色の領域は北東北へ、その両側と南側の紫の領域は南南西へ動く変動だとわかる。

これらの要素を踏まえると、この地震による地殻変動は震央付近の広いエリアでメートル級の変動があり、かつその変動パターンは複雑である。だが、主要な断層運動は、西北西-東南東の逆断層型の内陸地震であることは間違いない。私は、この地殻変動を説明するために、複数の非平面の断層モデルを仮定し、次章で述べるインバージョン解析を行った。

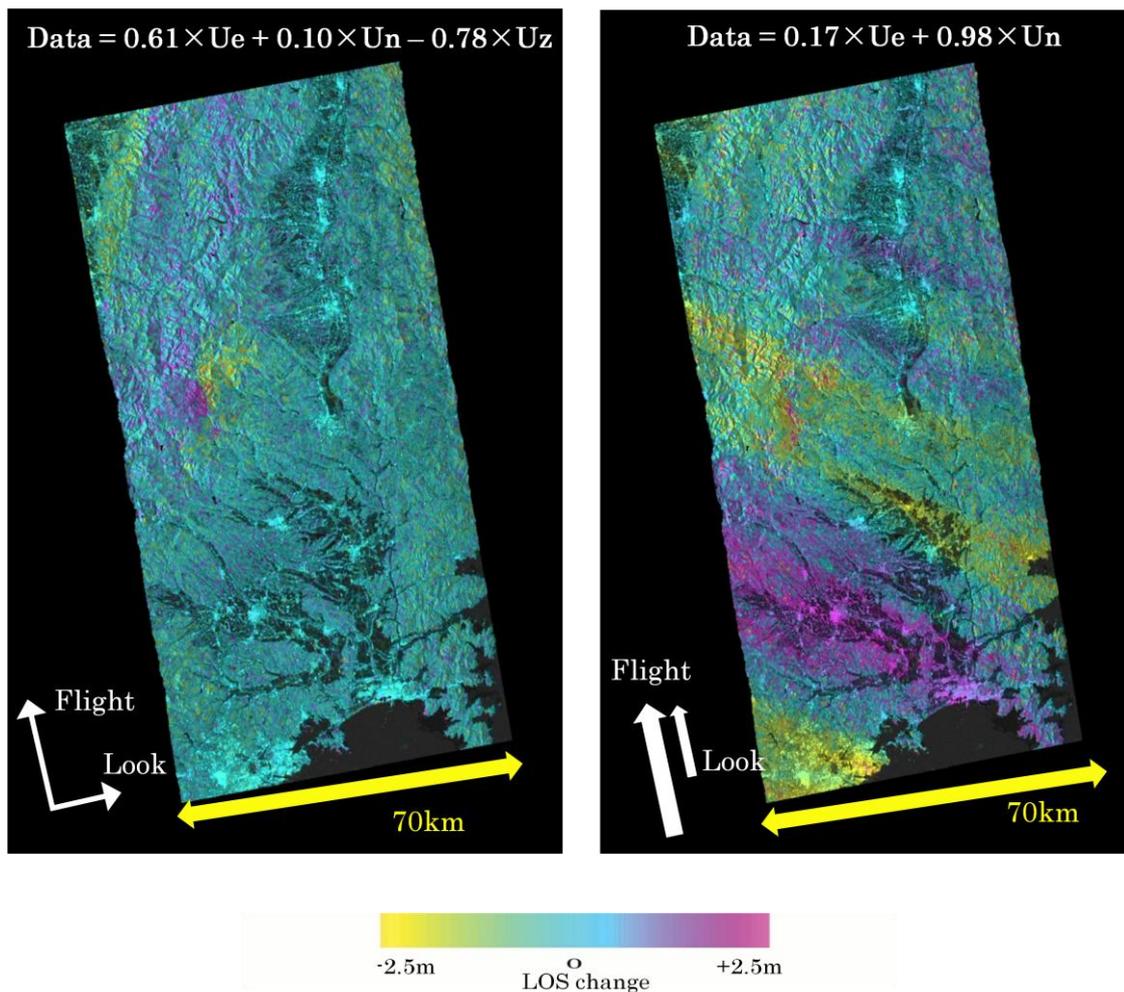


図 3.3 : 2007 年 6 月 21 日と 2008 年 6 月 23 日のデータに基づく Pixel Offset 法による画像. 左図が Range 方向の変位, 右図が Azimuth 方向の変位を表している.

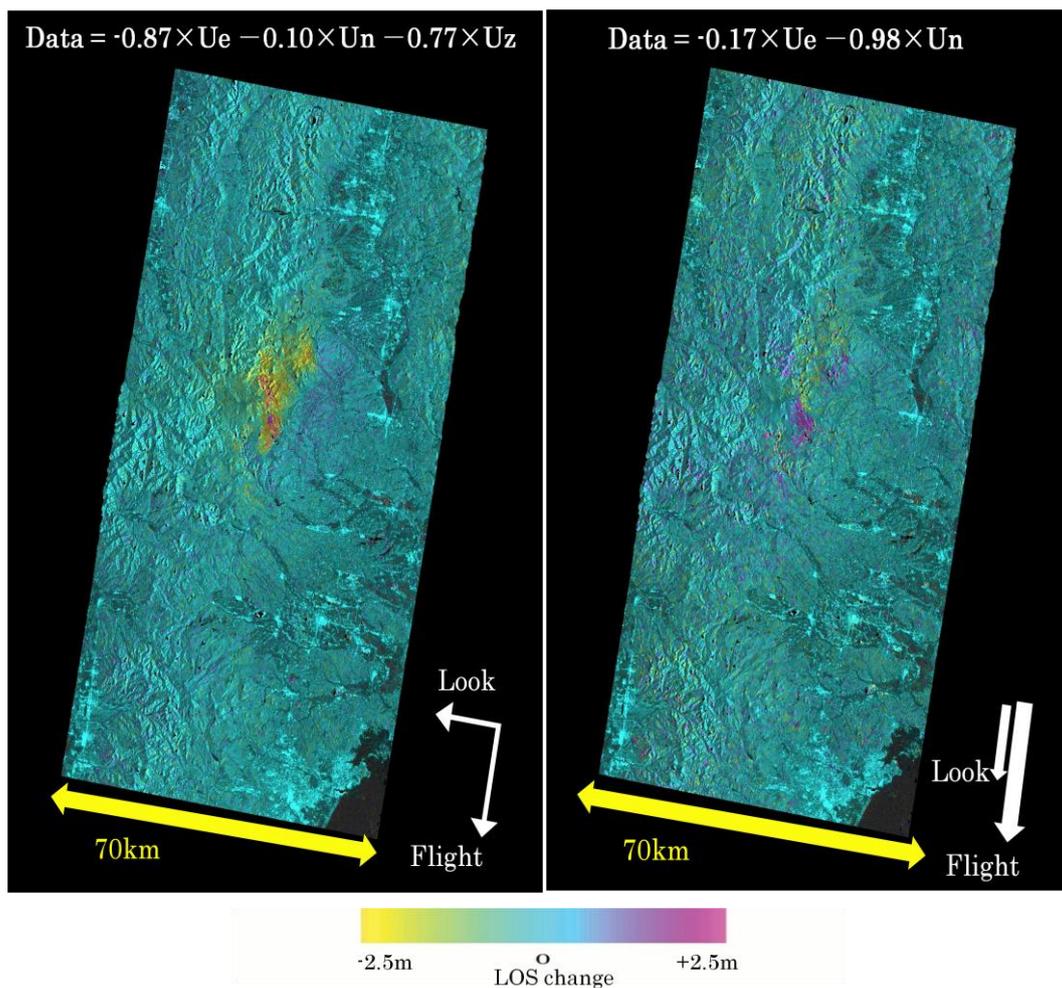


図 3.4 : 2007 年 8 月 29 日と 2008 年 7 月 16 日のデータに基づく Pixel Offset 法による画像. 左図が Range 方向の変位, 右図が Azimuth 方向の変位を表している.

### 3.2 地震後地殻変動

InSAR によって、地震後の 2 つの SAR データから余効変動を捉えることができた。変動量は~10cm 程度だと考えられる。しかし、変動に伴うシグナルより、大気によるエラー（図 3.5 中の紫の領域）が大きいので、正確なシグナルとの分離は難しい。

それでも、図 3.5 左中の、真ん中やや左の領域において、紫からある直線を経て水色に変わる部分がある。これは明らかに断層運動に伴う地殻変動だと考えられる。図 3.5 右は、ちょうど震源直上付近に大気のエラーらしきノイズが乗っかっているため、変動が埋もれている可能性がある。

これらのデータから、余効変動に伴うシグナルかどうかを判断するには、今回用いていない別の独立なペアを用いて、解析をする必要がある。新たな解析によって、同じ場所に何かしらのシグナルが出れば、それは余効変動によるシグナルと考えてよい。変動は数 cm だと予測されるが、SAR の高分解能を持ってすれば、小さなシグナルも捉えられるので今後の課題の 1 つとしたい。

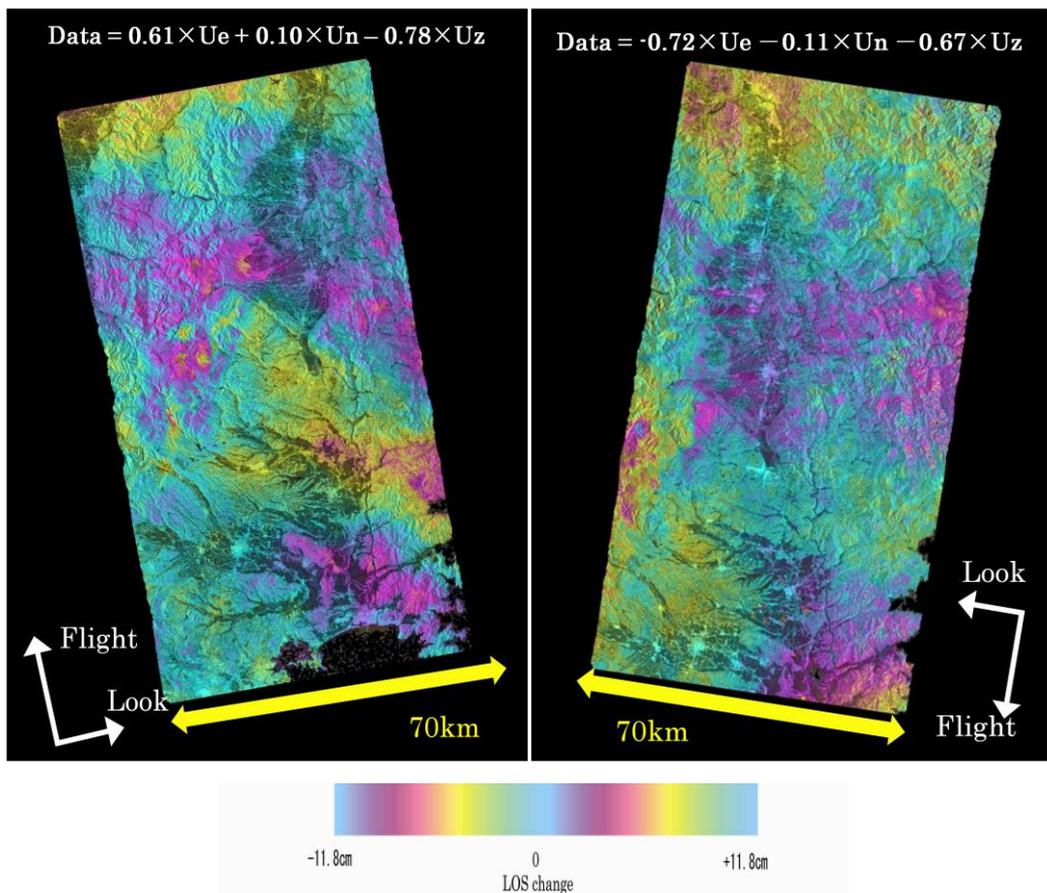


図 3.5: 余効変動の様子. 左が 2008 年 6 月 24 日と 2008 年 11 月 9 日の干渉画像. 右が 2008 年 6 月 23 日と 2009 年 6 月 26 日の干渉画像

## 4. 考察

以上の結果を踏まえて、地震を引き起こした断層のモデリングを行った。このモデリングは、観測データをよりよく説明するために、試行錯誤 (Trial & Error) 的に推定したもので、これが最良のモデルというわけではない。この章では、現段階での断層モデルと計算結果を示す。なお、このモデルは地震時地殻変動を説明するようにインバージョン解析を行ったので、余効変動を捉えたデータはモデルの推定には含めていない。

### 4.1 断層モデルの概要

断層モデルの大まかな推定に際して、用いたデータは主に Pixel Offset 法で得られた画像である。InSAR によって得られた干渉画像では、西北西—東北東圧縮の逆断層型の変動ということは読み取れるが、今回の地震は変動が大きかったために、最も重要な断層直上のデータが得られない。つまり断層が変動に伴って地表に出てきたとしても、画像からはわからないことになる。そこで、Pixel Offset 法による画像が有用性を持つのだ。この手法によって断層直上の変動を捉えられたので、断層モデルの推定には大いに有効なデータとなる。また、断層の傾斜については東北大学・岩手宮城内陸地震緊急観測グループによる余震分布 (図 4.1) と Ando & Okuyama (2010) に記載されている地殻変動の 3 次元変位 (図 4.2) を参考にさせていただいた。

余震分布を見ると、震源北側 (図 4.1, 右上①) では明らかに西落ち断層と思われる分布をしている。ところが、震源付近 (図 4.1, 右上②) では、西落ち断層に加え、左上から右下にかけて東落ちの断層があるように見える。本震は西落ち断層面と思われるラインと東落ち断層面のように見えるラインのほぼ交点で発生している。そして震源南側 (図 4.1, 左上③) では、どちらとも言えない分布をしている。これまでに発表された論文のほとんどは、西落ち断層のみを仮定しているが、先行研究とさせてもらっている Takada et al. (2009) では加えて東落ちの断層も仮定している。本研究でも、Pixel Offset 法によって、西落ち断層だけでは説明できない変動のシグナルが、図 3.3 左に表れている。これは GPS 観測では判断がつかない事であり、これらの手法の有用性が改めてよくわかる。

次に、震央付近の地表の 3 次元変位について考える。InSAR や Pixel Offset 法で得られた変動量はあくまで、衛星の視線方向に投影した 1 次元の量であるから、具体的な 3 次元の変動量には少々手間がかかる。ここでは Pixel Offset 法によって得られたデータから、地表の 3 次元変位を求めたものを参考にさせていただいた (図 4.2)。まず特徴的な変動として、栗駒山東側に急激な上下方向の変動が見られたことである。変動量は最大 3m にも及んでいる。ところが、この付近の水平方向の変動を栗駒山西側から東側に向かって見ていくと、水平方向にはおおむね東向きの変動となっている。これは図 (3.3 左) で見られた変動

2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループによる余震分布 (6/23-6/30, 7/2-7/7)

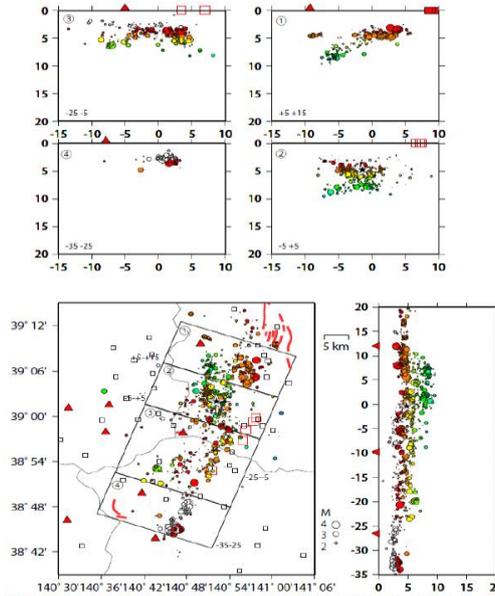


図 3. 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループによる余震分布(6/23-6/30, 7/2-7/7). 臨時観測点も含め、DDT-モグラフィ法で震源決定した結果を示す。(ただし、6/23-6/30 は左下に示す観測点(□印)のみ)  
 上図: 西北西-南南東方向の鉛直断面図, 右下: 余震分布に沿った北北東-南南西方向の鉛直断面図, 左下: 平面図. 断面図中の赤色四角は出店断層の位置, 赤線四角は地表地震変状の位置, 黒星: 前震(08時01分と11分), 白星: 本震(08時43分)を示す. ○は余震を示す. 色は深さを示す. 赤△は第四紀火山を示す.

図 4.1 : 余震分布

([http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/download/yochiren/siryu/178/178\\_3.pdf](http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/download/yochiren/siryu/178/178_3.pdf))

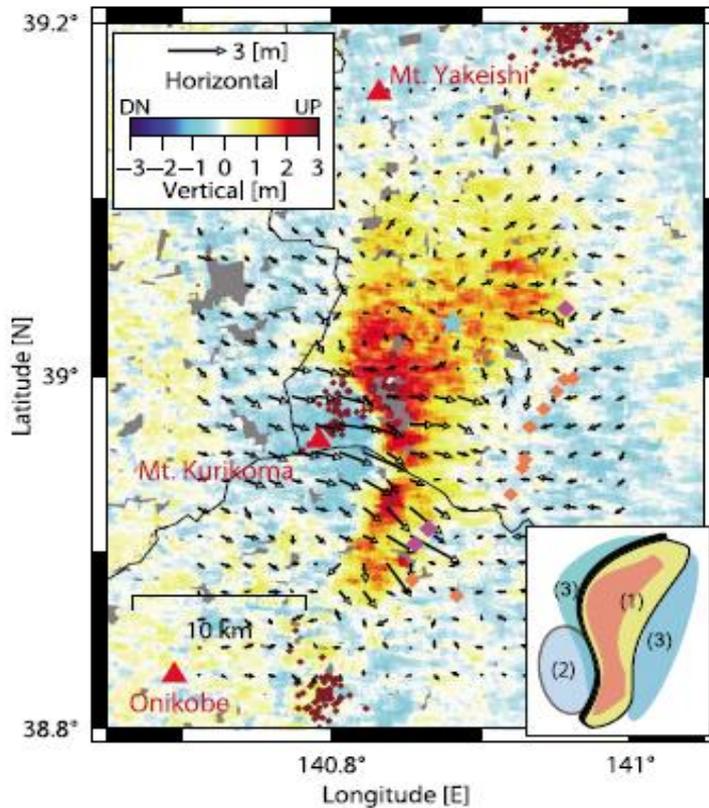


図 4.2 : 地殻変動に伴う地表の 3 次元変位 (Ando & Okuyama, 2010)

が、ほぼ上下方向の変位であることを示唆している。

以上の考察を踏まえて断層モデル（図 4.3）を推定し、インバージョン解析を行った。まず、2つの西落ち非平面断層モデルを Descending の Pixel Offset のデータ（図 3.4）を参考に設定し、さらに Ascending の Pixel Offset のデータ（図 3.3 左）を基に東落ちの非平面断層モデルを仮定した。この近傍は上下方向の変動が顕著なことから、東落ち断層モデルの上端は地表面にほぼ垂直と仮定した。インバージョン解析には、観測データをより効果的に使用するために、Quad-tree-decomposition (e.g., Jonsson et al., 2002) の処理を行った。また各 Path の観測エリア（図 2.2）のうち震源近傍の領域を解析に用いた。滑り分布の計算には、滑り量が適度に広がる分布をもつように smoothing (e.g., Jonsson et al., 2002) の処理を行った。

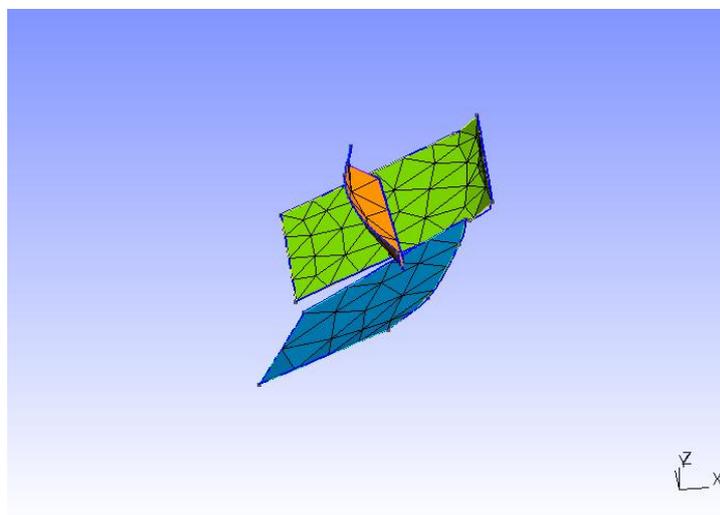


図 4.3：断層モデルの概略。オレンジ色のモデルが東落ち断層モデル，緑色と青色のモデルが西落ち断層モデルである。

## 4.2 インバージョン解析

前節で紹介したモデルを用いてインバージョン解析を用いた。使用した観測データは表 3.1 のデータ①, ②の InSAR データと, Pixel Offset 法によって得られたそれぞれの Range 方向のデータで計 4 つであり, これらを同時にうまく説明するような断層面の滑り量とそれに伴う地表変動を計算した。なお, Azimuth 方向のデータは電離層によるノイズが顕著なため, インバージョン解析には用いていない。

まず, InSAR データの解析結果を図 4.4 に示した。Ascending, Descending 共に解析した領域において, 南側にやや残差が残る結果となったが, おおむね説明できていると言える。

次に, Pixel Offset のデータの解析結果を図 4.5 に示した。Ascending の結果は, 観測データの特徴をおおむね説明しているが, Descending のデータはあまり説明できていない。

そして, 推定した断層モデル中の滑り分布と, 地表の 3 次元変位を図 4.6 と図 4.7 に示した。図 (4.6) 左は, 横ずれ成分を表しており, 左横ずれの成分が正になるように計算した。図 (4.6) 右は, 縦ずれ成分を表しており, 上方向の成分が正になるように計算した。最大滑り量は横ずれ成分が 6m, 縦ずれ成分は 7m であり, いずれも深さ約 5km に最大値をもつような分布であった。本震の発生場所 (図 4.1 参照) を考えるとこの分布は妥当である。しかし, この地震が逆断層型の地震ということを考えると, 横ずれ成分が大きすぎるため, 観測データと整合しない。

最後に図 (4.7) に地表の 3 次元変位を示した。変動の向きが震源付近に集まるような結果となり, 上下方向の変動も図 (4.2) と比較すると大きく異なる。

総括すると, 観測データに合う断層モデルの推定としてはまだまだ不十分だということが解析からわかった。もう 1 度観測データをしっかり分析し, さらなるモデルの改良に励みたい。

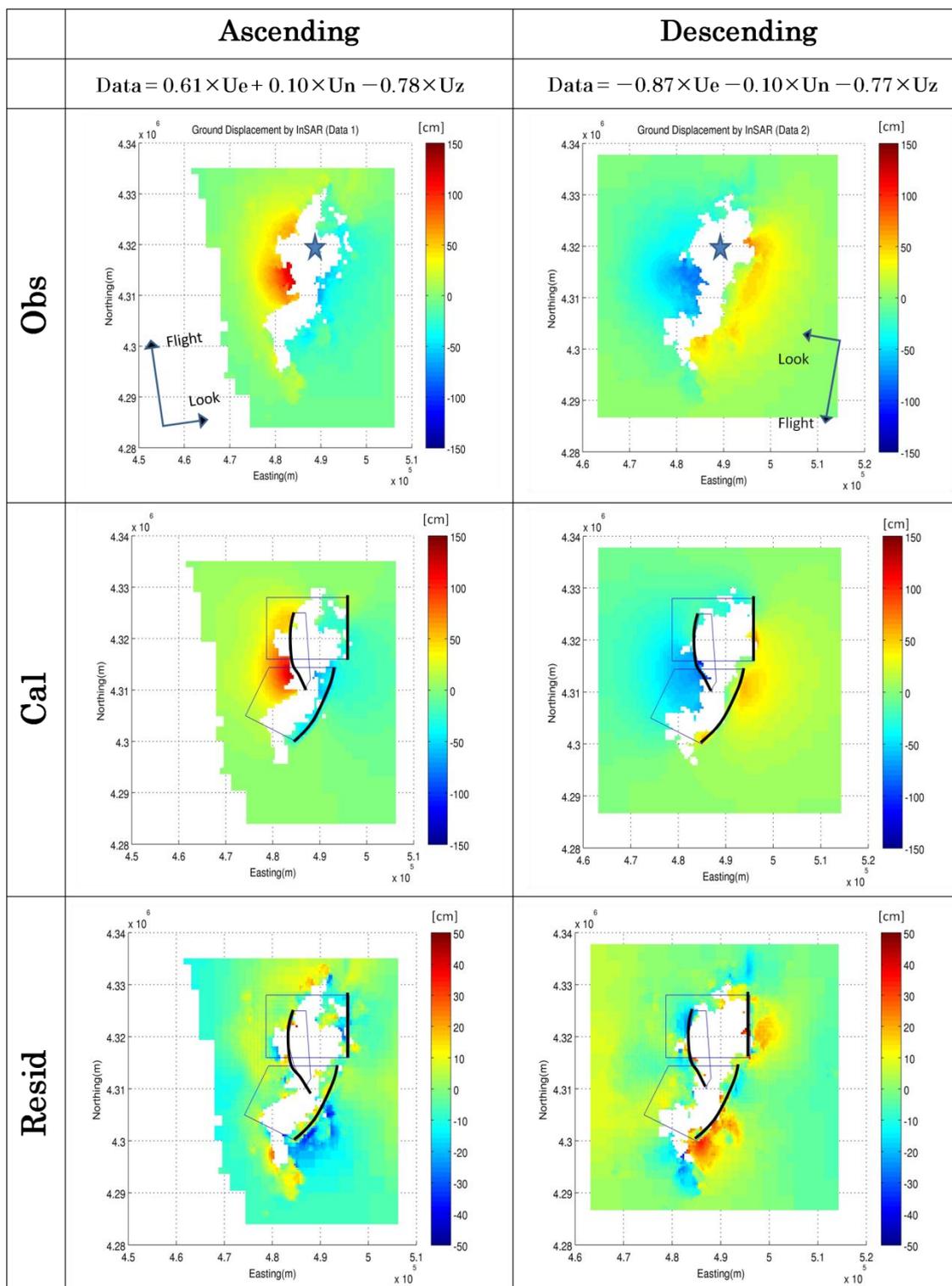


図 4.4 : InSAR データを基にしたインバージョン. 上から, 観測値 (Obs), 計算値 (Cal), 残差 (Resid). 断層モデルの上端を太線で表している. 星は震源の位置である

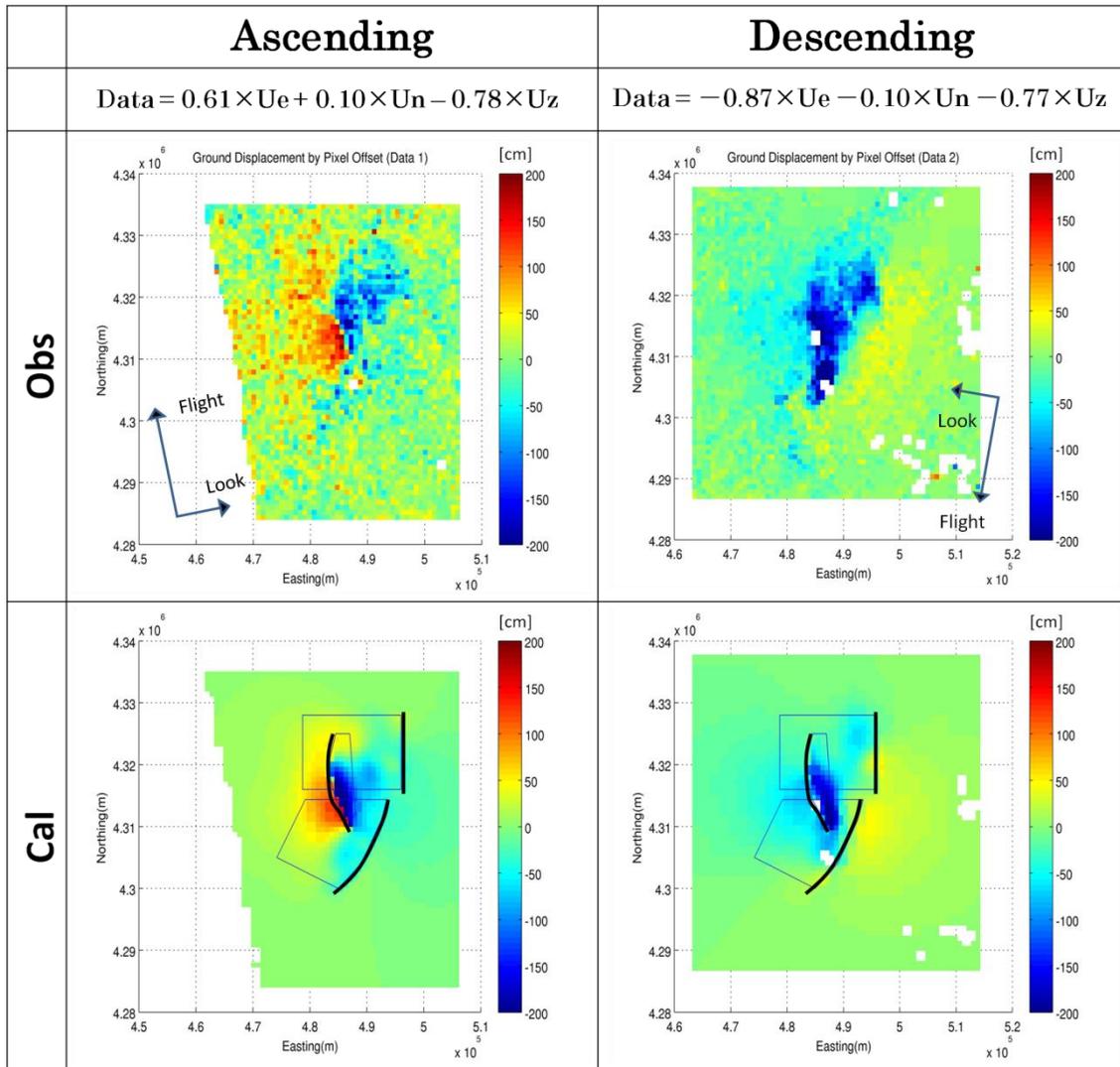


図 4.5 : Pixel Offset のデータを基にしたインバージョン. 上から, 観測値 (Obs), 計算値 (Cal). 断層モデルの上端を太線で表している.

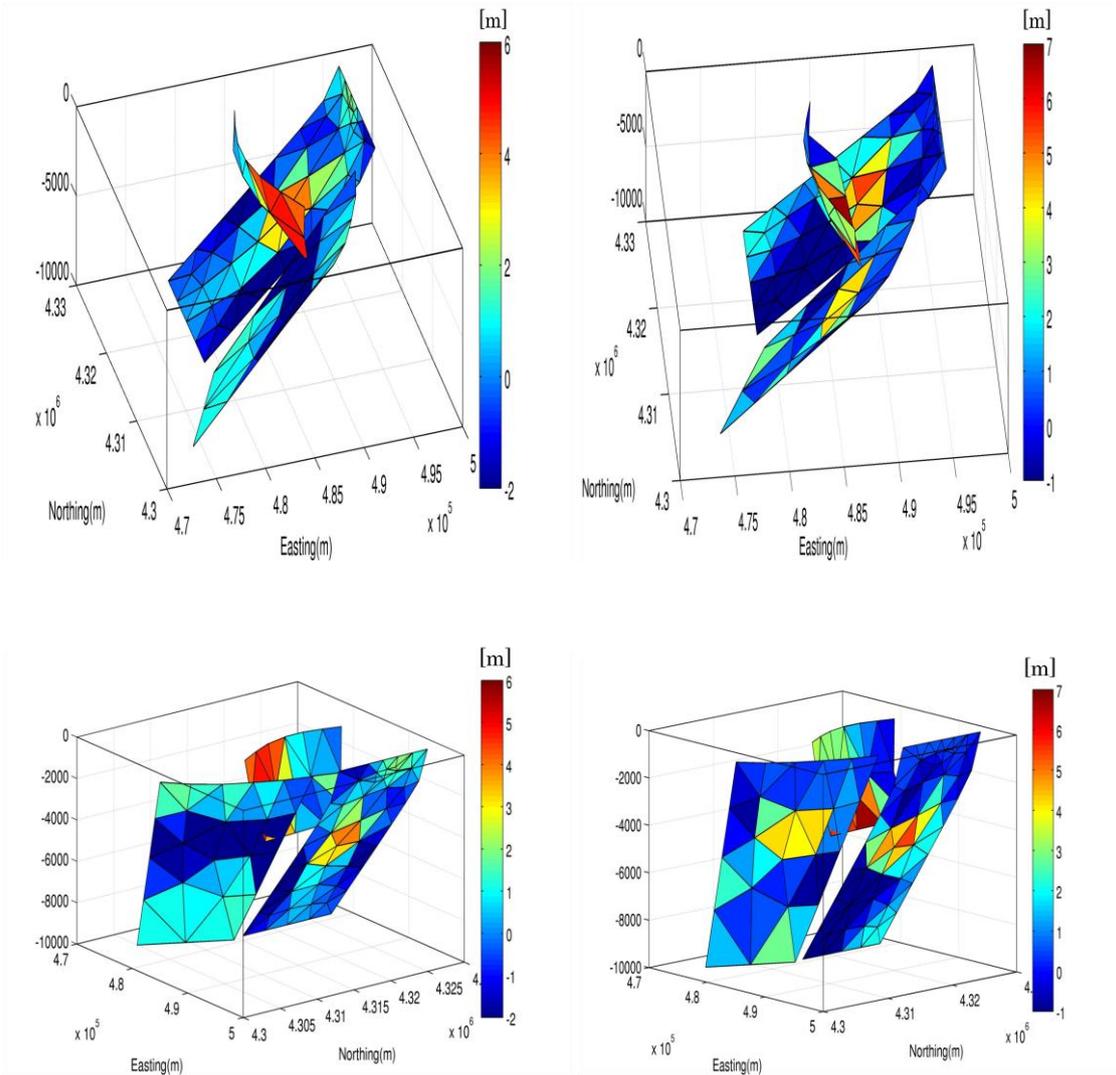


図 4.6：滑り分布. 左列が横ずれ成分（左横ずれ成分を正），右列が縦ずれ成分（上方向を正）.

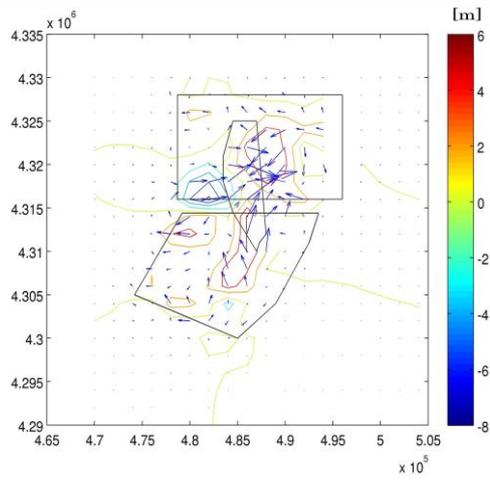


図 4.7：地表の 3 次元変位

## 5. まとめ

2008年岩手宮城内陸地震による地殻変動を干渉 SAR (InSAR) と Pixel Offset 法を用いて検出した。その結果、衛星視線方向に対して、InSAR では少なくとも 120cm, Pixel Offset 法では 2m を超える変位量が見られた。InSAR によって得られた干渉画像から、西北西—東北東に圧縮軸を持つ逆断層型の地震ということがわかった。また、Pixel Offset 法によって得られた画像から、震源直上の広い領域において、メートル級の変動をしたという結果が得られた。Ascending と Descending のデータは変動パターンが大きく異なっており、この地震の変動の複雑が伺えた。さらに、地震後の 2 つのデータの干渉画像から、この地震による余効変動も検出できた。

また地震時地殻変動の解析データを基に、半無限均質弾性体を仮定した Triangular dislocation model を用いてインバージョンを行い、より自然にこれらの変動を説明できるような非平面断層モデルの推定を行った。計算には Meade (2007) の Matlab スクリプトを用い、現段階で最良の結果を示した。インバージョンの結果、InSAR データはおおむね説明できているが、Pixel Offset のデータがまだよく説明できていないことがわかった。滑り分布は縦ずれ成分に対して、横ずれ成分が大きく、観測データから得られた逆断層型の地震ということに一致しない。また、計算から求めた地表変位も、観測データ (図4.1) と整合せず、推定した断層モデルはまだまだ不十分な点が多いことがわかった。今後さらなる改良を重ね、よりうまく説明できるモデルを推定したい。

## 6. 今後の計画

今後は、まず全体的なモデルの改良を行いたい。また GPS のデータを用いたインバージョン解析も考えている。GPS のデータ (図 6.1) を加えることで、局所的な変動もこのモデルで説明できるかどうか検討していく。さらに、地震後の余効変動も SAR の解析で捉えられているので、今回推定したモデルで説明できるかどうか検討したい。

また、本研究で学んだ InSAR という手法と、非平面の断層モデルを推定したという経験を生かし、他の地震でも応用していきたい。特に本研究で扱ったような内陸地震は地下の応力場が複雑なことが多く、矩形モデルよりも非平面のモデルの方がより詳細に説明できると考えられるからだ。さらには、InSAR を用いて、氷河氷床の融解など、他分野への応用をできたらと考えている。

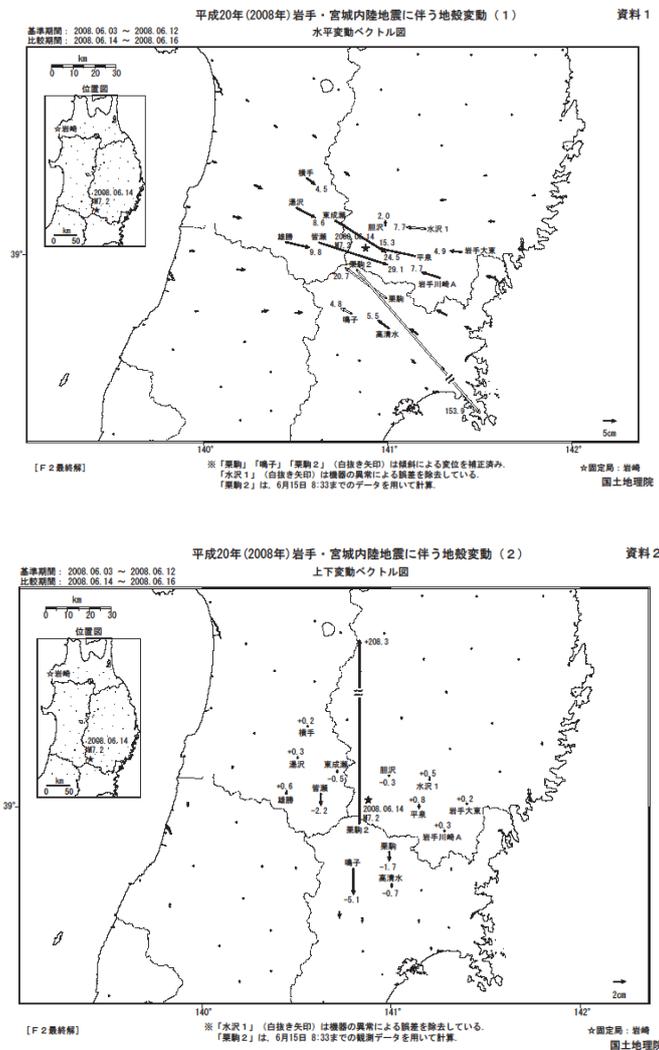


図 (6.1) : GPSによる地殻変動。上図が水平方向の変動, 下図が上下方向の変動を表す。

国土地理院 HP <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem40099.html>

## 7. 謝辞

本研究を進めるにあたって、多くの方々にご協力をいただきました。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。指導教官である古屋正人准教授には言葉では表せきれないほど大変お世話になりました。InSARはおろか、初歩的なパソコンの知識さえなかった私に丁寧な指導をしていただきました。研究の方向性や文献輪読、今後の進路についてなど様々な助言をしてくださり、感謝の気持ちでいっぱいです。まだまだ未熟者ですが、これからもご指導よろしく申し上げます。日置幸介教授には研究内容や発表の仕方、今後の進路について助言をいただきました。先生のプレゼンテーションの仕方は宇宙測地学研究室の学生の目標でもあります。今後よろしく申し上げます。

また、同研究室の先輩方には研究だけでなく、大学院生としての生活の仕方などあらゆる面で助言をいただきました。特に私と同じInSARを用いて研究をなさっている松尾さん、木下さん、芹沢さん、安田さんには多大なご協力と助言をいただきました。固体系ゼミのみなさまにも、発表の仕方など助言をいただきました。そして私と同期である小川くん、武藤さん、本間くんとは、研究というものを全く知らないながらも、お互いに励まし合い研究を進めてきました。皆で味わった初めての発表時の緊張感は今でも忘れられません。

みなさまのご協力により無事に卒業論文を書き終えることができました。本当にありがとうございました。これからもよろしく申し上げます。

なお、本研究で用いたPALSARデータはPIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) において共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) と東京大学地震研究所との共同研究契約によりJAXAから提供されたものです。データの所有権は経済産業省およびJAXAにあります。

## 8. 参考文献・画像引用

Ando, R., and S. Okuyama (2010) : Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10308, doi:10.1029/2010GL042956

Brendan J. Meade(2007) : Algorithms for the calculation of exact displacements, strain, and stresses for triangular dislocation element in a uniform elastic half space *Computers & Geosciences*, 33, 1064-1075, doi 0.1016/j.cageo.2006.12.003.

Christophe Geuzaine and Jean-Francois Remacle(2009), Gmsh A 3-D finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities, *International Journal for numerical methods in engineering*, 79, 1309-1331, 2009

Frantz Maerten, Phillip Resor, David Pollard, and Laurent Maerten (2005) : Inverting for Slip on Three-Dimensional Fault Surfaces Using Angular Dislocations, *BSSA*, 95,1654-1665,2005

- Iinuma, T., et al. (2009) : Aseismic slow slip on an inland active fault triggered by a nearby shallow event, the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (Mw6.8) , Geophys. Res. Lett., 36, L20308, doi:10.1029/2009GL040063
- Masato Furuya(2006) : InSAR: A NEW Trend in Crustal Deformation Measurement , Journal of the Geodetic Society of Japan Vol52, No.4, pp225-243, 2006
- Massonnet, D., Rossi, M., C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Raboude (1993) : The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, Nature, 364, 138-142.
- Okada, Y. (1992) : Internal Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-space, BSSA, 82, 1018-1040.
- Sigurjon Jonsson, Howard Zebker, Paul Segall, and Falk Amelung(2002) : Fault Slip Distribution of the 1999 M<sub>w</sub> 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements, BSSA, Vol. 92 No.4, pp. 1377-1389, 2002
- Tong XP, Sandwell DT, Fialko Y (2010) : Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data, J. Geophys. Res. 115, no. B04314, doi 10.1029/2009JB006625.
- Wegmüller, U., and C. L. Werner (1997) : Gamma SAR processor and interferometry software, in *Proceedings of the 3rd ERS Symposium, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP-414*, pp. 1686–1692.
- Youichiro Takada, Tomokazu Kobayashi, Masato Furuya and Makoto Murakami (2009) : Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR (E-LETTER Earth Planets Space, 61, e9-e12 2009)
- 大内和夫 (2004) : リモートセンシングのための合成開口レーダの基礎 第2版  
東京電機大学出版局
- 気象庁HP [http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008\\_06\\_14\\_iwate-miyagi/index.html](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/index.html)
- 国土地理院HP <http://www.gsi.go.jp/sokuchi/sar/index.html>
- 測地学テキストHP <http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/index.html>
- 飛田幹男・藤原 智・村上 亮・中川弘之・矢来博司 (2001) : SAR画像のマッチングによる有珠山周辺の面的な三次元地殻変動, 変動速度, 体積変化, 国土地理院時報 No.95.