

### 3. 2. 2 陸域構造調査

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 1 ヶ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成 24 年度

#### (2) 平成 24 年度の成果

##### (2-1) 相馬-米沢測線地殻構造探査

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
  - 1) 調査地域の地質概要と調査測線
  - 2) データ取得
  - 3) データ解析
  - 4) 自然地震観測と海洋研究開発機構による海上発震データの収録
  - 5) 地質学的解釈
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献

##### (2-2) 双葉断層における高分解能反射法地震探査・重力探査

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

##### (2-3) 福島盆地西縁・白石断層における高分解能反射法地震探査

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

##### (2-4) 石巻-酒田測線及びいわき-新潟測線における GNSS 観測

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
  - 1) GNSS 稠密観測側線
  - 2) データ伝送システム
  - 3) データ解析
- (c) 業務の成果

- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

### 3. 2 地殻構造調査等

#### 3. 2. 2 陸域構造調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 陸域調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	岩崎 貴哉
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	三浦 哲
国立大学法人 東京大学地震研究所	准教授	飯高 隆
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	蔵下 英司
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	坂 守
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	森 健彦
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	渡邊 篤志
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	芹澤 正人
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	中島 剛
国立大学法人 東京大学地震研究所	技術専門職員	増田 正孝

(c) 業務の目的

東北地方太平洋沖地震にともなうプレート境界深部での滑りが卓越した宮城沖・福島沖、及び最大余震が発生した茨城沖の陸上延長において、地殻構造探査を行いプレート境界断層の形状や地殻内の断層の形状などの海陸にわたる島弧構造断面を明らかにする。東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な余効変動を空間的に高分解能で捉えることを目的として、稠密アレイ GPS 観測を陸域測線上で行うとともに、本調査で得られた詳細な構造を用いて余効変動について数値実験を行う。

(d) 1 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 24 年度：

相馬-米沢間で海域の発震を受振するとともに、陸域で高エネルギー発震を行い、屈折法・反射法地震探査によって、海陸統合による島弧断面を得る。同時に測線沿いの活断層である双葉断層、福島盆地西縁断層帯を横切る反射法地震探査を行う。東北大学の宮城県北部にある既存の GPS 観測アレイを利用し、島弧を横断する石巻-酒田間、いわき-新潟間の 2 測線に、20 点の GPS 観測点を稠密に展開し、地殻変動観測を実施する。

##### (2) 平成 24 年度の成果

(2-1) 相馬-米沢測線地殻構造探査

佐藤 比呂志・石山 達也・蔵下 英司・岩崎 貴哉（東京大学地震研究所）

(a) 業務の要約

東北地方太平洋沖地震による大規模な地殻変動は、数 10 年以上にわたる応力変化を引き起こし、新たな被害地震発生を発生させる。こうした現象を定量的に理解するためには、プレート形状・内陸地震の震源断層などの形状を明らかにすることが重要である。このため、沿岸の長大な活断層である双葉断層や福島盆地西縁断層帯の形状を明らかにするため、相馬-米沢にいたる測線で地殻構造探査を実施した。また、海陸統合探査によって地殻・プレート構造を明らかにするために、同測線において自然地震観測と海洋研究開発機構の海域でのエアガン発震を受振した。深部反射法地震探査と浅部高分解能反射法地震探査の結果、双葉断層は 60~45 度西に傾斜した断層であり、福島盆地西縁断層帯は、約 45 度の傾斜を示すことが明らかになった。

(b) 業務の成果

1) 調査地域の地質概要と調査測線

相馬から米沢にいたる地域は、東北日本の前弧域から火山フロントを越えて、火山弧にいたる地域である。東北地方太平洋沖地震の震源域から陸域にいたる海陸統合地殻構造探査の初年度の測線として設定した。測線沿いの前弧域には、阿武隈帯の白亜系花崗岩・変成岩が分布し、東端部には双葉断層、畑川破碎帯などの NNW-SSE 方向の大規模な断層が分布する。双葉断層は、白亜紀の大規模な左横ずれ断層とした活動した断層(大槻・永広, 1992)、その後も応力場の変化に伴って再活動してきた。調査地域では割山隆起帯の西縁を通り、角田盆地との境界をなす。角田盆地には、日本海形成時のリフト期に堆積した新第三系下部の主として陸域で堆積した地層が分布している。割山隆起帯は、割山変成岩からなり、その東側には新第三系下部から鮮新統の堆積層が分布する(藤田ほか, 1988)。割山隆起帯の東側には、活断層が位置し双葉断層として取り扱われているが(中田・今泉, 2002; 地震調査推進本部, 2005a)、地質学的に命名された双葉断層とは異なるもので、混乱を生じる。このためここでは、双葉断層とされた割山隆起帯東縁の活断層を、暫定的に割山隆起帯東縁断層と呼ぶ。

阿武隈山地と奥羽山脈の間には福島盆地西縁断層帯(地震調査推進本部, 2005b)が位置する。地表地質では、下部中新統の八森山安山岩(宮城県, 1998)中の断層となっている。奥羽山脈では白亜系の花崗岩を不整合で覆って、新第三紀の火山砕屑岩が厚く分布する。中新統の多くは海域で堆積したもので、その後陸化し、奥羽山脈の東部には珪長質のカルデラが形成されている。これらのカルデラの分布は、ブーゲ異常によって円形の陥没構造として認定できる(広島ほか, 1991)。測線西部では、いくつかのカルデラが重複して形成されており、宮城・山形県境付近には、カルデラ壁を構成する白亜系花崗岩と中部中新統下部のグリーンタフ最下部を構成する変朽安山岩が分布する(宮城県, 1997)。

2) データ取得

a) 調査測線

本調査主測線は、福島-宮城県境に近い福島県相馬郡新地町から、宮城県南部を東南東から西北西へ横断し、宮城-山形県境に近い宮城県刈田郡七ヶ宿町追分に至る陸域測線である(受振測線長 55 km、発震測線長 55 km)。測線東端の約 10km は、双葉断層帯を対象とする

浅部高分解能調査測線 (2-2) を兼ねる (図1, 2)。

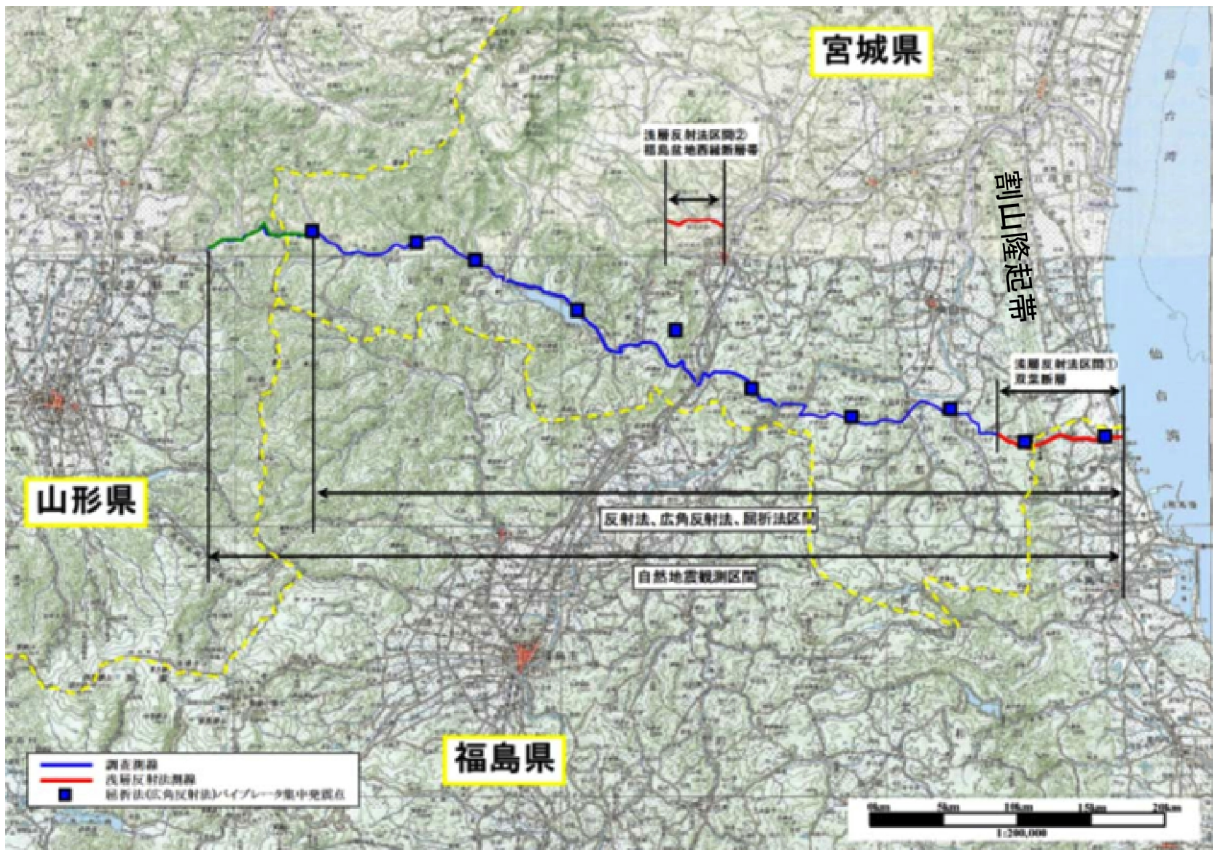


図1 調査測線概略図 (国土地理院 1:200,000 地勢図に加筆)

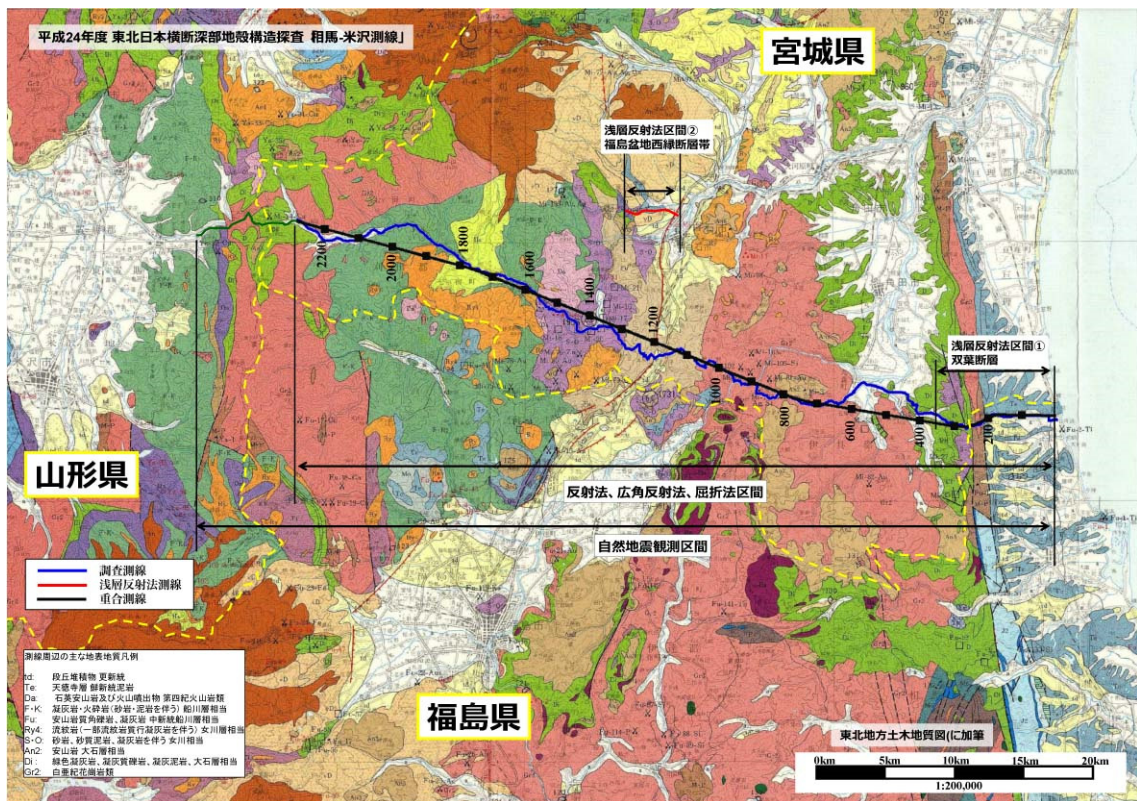


図2 調査測線周辺地質図 (東北土木地質図編纂委員会 (1988) に加筆)

i) 主測線

福島県相馬郡新地町埴木崎の海岸を基点として、西方へ、同町福田より三滝川に沿って福田峠に至る。福田峠の東麓は双葉断層の地表位置に相当する。福田峠にて福島-宮城県境を越え、伊具郡丸森町市街南縁を経て、高原状の阿武隈花崗岩帯、阿武隈川を横断し、同町芦沢より北西へ嶽を経て、白石市越河に至る。越河は北北東-南南西に長い盆地地形を為しており、西縁は福島盆地西縁断層帯の北方延長に相当する。越河より急峻な山地を越え、白石市塩倉に至る。塩倉以西は、白石川に沿って国道 113 号線を測線とする。刈田郡七ヶ宿町関、滑津、峠田、田中、湯原の各集落を経て、七ヶ宿町迫分に至る。受振展開は、全区間に渡って GPS 刻時装置ならびにバッテリー、AD 変換器、デジタル記録機器を内蔵した独立型受振器を使用し、投影測線上で標準 50m 間隔となるよう受振器と配置し、パイプロサイズによる発震作業を標準 150m 間隔で実施し、10 点のパイプロサイズ多重発震による高エネルギー発震を行った (表 1)。

表 1 受振展開仕様一覧

展開区間	反射法探査
測線長*	約 55km (直線投影)
受振器	ジオフォン SM7/SM24 (10Hz)
受振器/点	3 個組又は 9 個組
探鉱機	独立型受振システム MS2000D (JGI) GSR (米国 Geospace 社)
受振点間隔	50m
受振点数	1164ch

\*) 測線長は投影測線上の距離を表す

b) 調査概要

現地調査は平成 24 年 8 月 28 から同年 9 月 14 日にかけて実施した。前述の受振展開に対して、パイブレータによる発震を実施した。

受振ライン設定……………8/28～9/5

反射法測定作業 [パイプロサイズ] ……9/4～9/13

屈折法測定作業 [パイプロサイズ] ……9/8～9/10 \*夜間観測

受振ライン撤収……………9/11～9/14

以下に、i) 受振器設置、ii) パイブレータ発震、の各作業について、その概要を記述する。

i) 受振器設置 (図 3)

各レコーダにつき 6 ch 分もしくは 1 ch 分の受振点を割り当て、6 ch 仕様の場合はレコーダ設置予定点を中心とする測線方向 250m 区間内に 50 m 間隔で打設した木杭の位置に受

振器を設置した。投影測線上 55 km 区間に対して 1164 点の受振点を設置した。各受振点において、9 個又は 3 個の受振器（ジオフォン、固有周期 10Hz）を標準 1 m 間隔にて設置した。

ii) 反射法・広角反射法・屈折法測線バイブレータ発震（図 4）

測線全域（測線長 55 km 区間）においてバイブレータによる反射法発震作業を実施した。発震点間隔については、深部地殻構造探査の標準的な発震間隔である 150m 間隔とした。道路状況により大型バイブレータの作業が不可能な箇所については、補助振源として中型バイブレータを使用し、またエネルギーを確保する観点から大型バイブレータによるオフセット発振点を極力確保した。これらの結果、陸域投影測線上約 55 km 区間に対して計 313 点の反射法発震記録を取得した。

また、1 点につき 100 スweep を標準とする集中発震を 10 箇所を実施し、屈折法及び広角反射法データを取得した。

各発震作業で使用した受振展開は以下のとおりである。

- 反射法発震…………… 片側展開長 15 km 以上
- 集中発震…………… 全受振点による固定展開



図 3 陸上受振点及び受振機材

（左：宮城県伊具郡丸森町後町、右：宮城県刈田郡七ヶ宿町湯ノ原）



図 4 バイブレータ発震作業（左：丸森町金ヶ作、右：七ヶ宿町中川原[夜間発震]）

スイープ周波数は、対象が深度 6000m以上の深部に及ぶことを考慮し、低周波数帯の発震エネルギーを確保する観点から、6-40 Hz とした。

c) 調査仕様

以下に、反射法調査仕様を表 2 に示す。

表 2 反射法、広角反射法、屈折法データ取得仕様一覧

発震	反射法測線	広角反射法、屈折法
発震長	55km (投影測線上)	55km (投影測線上)
受振区間	片側展開長 15 km以上	全受振測線による固定展開
受振区間長	55km (投影測線上)	55km (投影測線上)
震源	大型バイブレータ 4 台 IVI Y2400, HEMI 中型バイブレータ 1 台 (補助振源)	大型バイブレータ 4 台 IVI Y2400, HEMI
スイープ長	20sec	24sec.
スイープ周波数	6-40Hz	6-40Hz
スイープ回数	12 回 (標準)	100 回 (標準)
発震点間隔	150m (標準)	-
総発震点数	313 点(うち補助振源による発震 40 点)	10 点
最大チャンネル数	1164ch	1164ch
サンプルレート	4 ミリ秒	4 ミリ秒
記録長	連続観測 (独立型受振システム)	連続観測 (独立型受振システム)
プリアンプゲイン	31dB (陸上独立型受振システム)	31dB (陸上独立型受振システム)
デシメーション フィルタ	Linear Phase	Linear Phase
相互相関	Correlation After Stack	Correlation After Stack
Diversity Edit パラメータ	W=4.0sec, alpha=3.0 (データ編集時)	W=4.0sec, alpha=3.0 (データ編集時)

d) 発震記録

図 5 は調査測線全域でのバックグラウンドノイズの空間時間変化を示したものである。国道 4 号線周辺、また海岸近くの新地町内では夜間も含め、バックグラウンドノイズはやや高いものの、全体的には良好なノイズ環境を示す。日中と夜間のノイズレベルを比較すると、市街地などでは、20 dB 近くの差が認められる一方、山間部ではその差は小さくなる。

i) 屈折法及び広角反射法記録

発震記録の屈折初動は、ノイズレベルが高い国道 4 号線、丸森町市街など一部区域を除く、ほぼ受振測線全域で明瞭に捉えられている。いずれの発震記録においても、受振点 1150 付近の双葉断層に相当する位置で、初動走時が上に凸となる変化が認められる。当該測線



では、深い堆積盆がないため、初動の見かけ走時は、発振点近傍から 5000m/sec. を越え、深部速度構造に起因すると考えられる顕著な初動走時の見かけ速度変化は確認できない。測線西部の白石川沿いの発震では、堆積層と先新第三系の境界に対応すると思しき、屈折初動の短波長のみかけ変化が確認できる。また、展開中央付近の発震記録において、往復走時約 6～7 秒に地殻中の反射波の可能性があるイベントが連続的に認められる。また図 8, 9 の記録では、やや深い往復走時約 9-10 秒に、測線中央からやや東よりの範囲にて、断続的な反射イベントが確認できる。

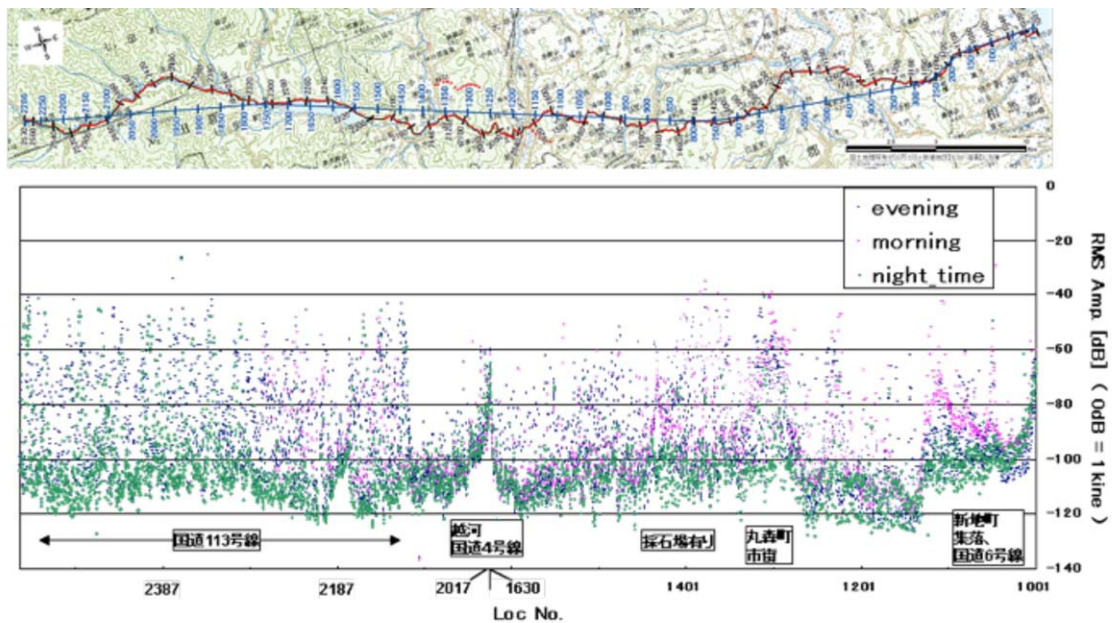


図 5 バックグラウンドノイズの時間及び空間変化

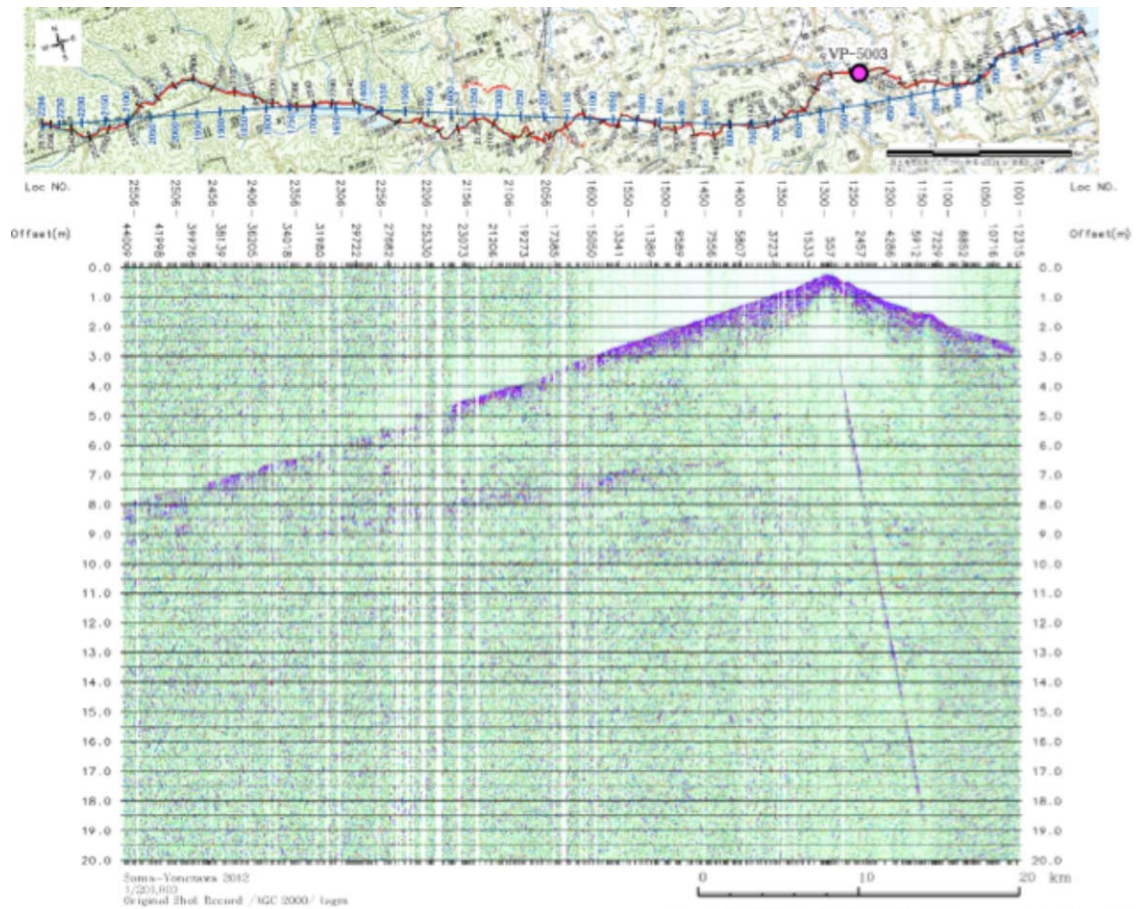


図6 屈折法及び広角反射法バイブレータ集中発震記録例 SP-3V

ii) 反射法記録

バイブレータ反射法発震では全般的に良好な記録が取得されている。日中の発震作業にも関わらず、多くの発震記録でオフセット 15 km 程度まで屈折初動が容易に追跡できる、図 6～8 に示した例ではオフセット 20 km 以上まで屈折初動が確認できる。本調査測線が全般的に低ノイズ環境であったためと考えられる。図 7 などでは、測線東部の双葉断層周辺がバリアとなり、東方へのエネルギーの透過が弱くなる傾向が認められる。

反射波については、浅い堆積層が発達する双葉断層以東の海岸沿い、双葉断層西方から丸森町市街まで、また福島盆地西縁断層帯より西側の白石川流域では、堆積層内また堆積層と先新第三系基盤との境界からの反射が確認できた。基盤内の反射に関しては、明瞭ではないが、屈折法反射記録に認められた往復掃除 6 秒から 7 秒に断続的に連続する反射イベントに相当すると考えられる反射波が認められる。

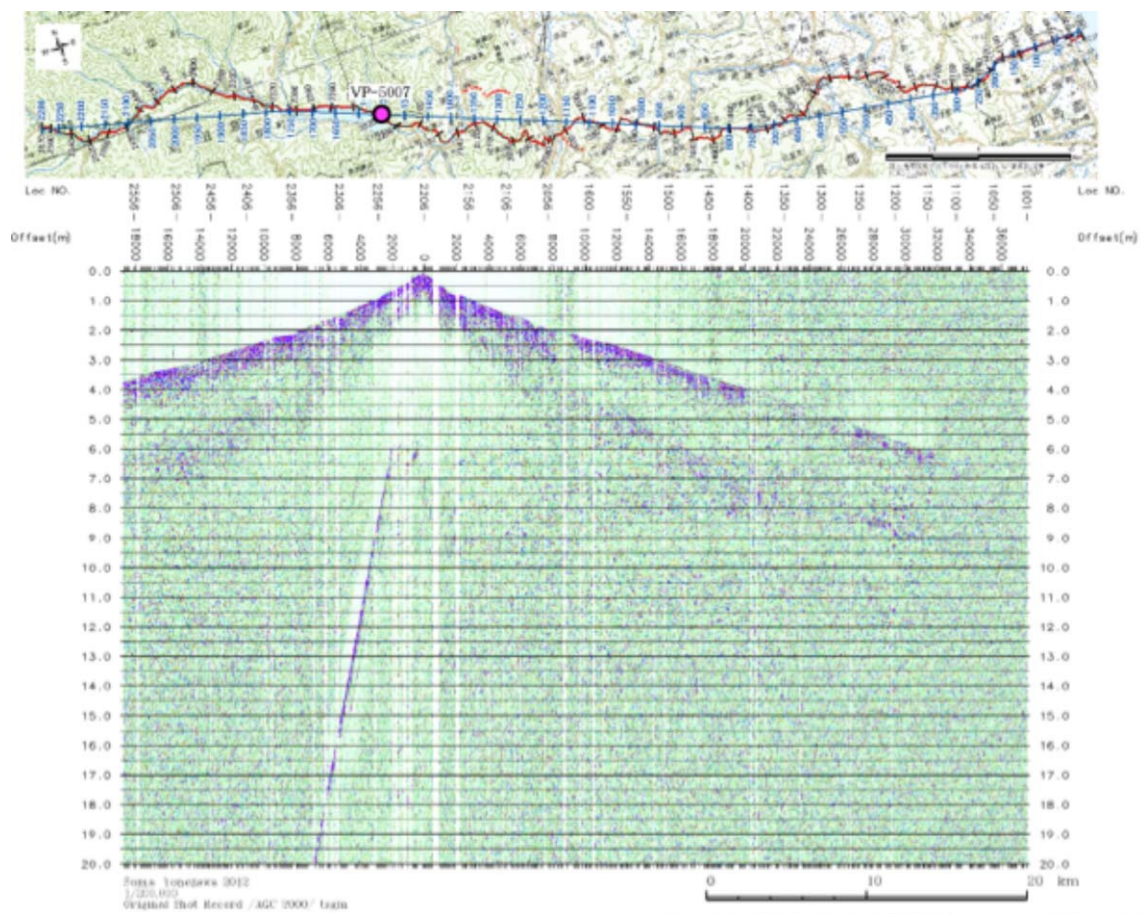


図7 屈折法及び広角反射法バイブレータ集中発震記録例 SP-7V

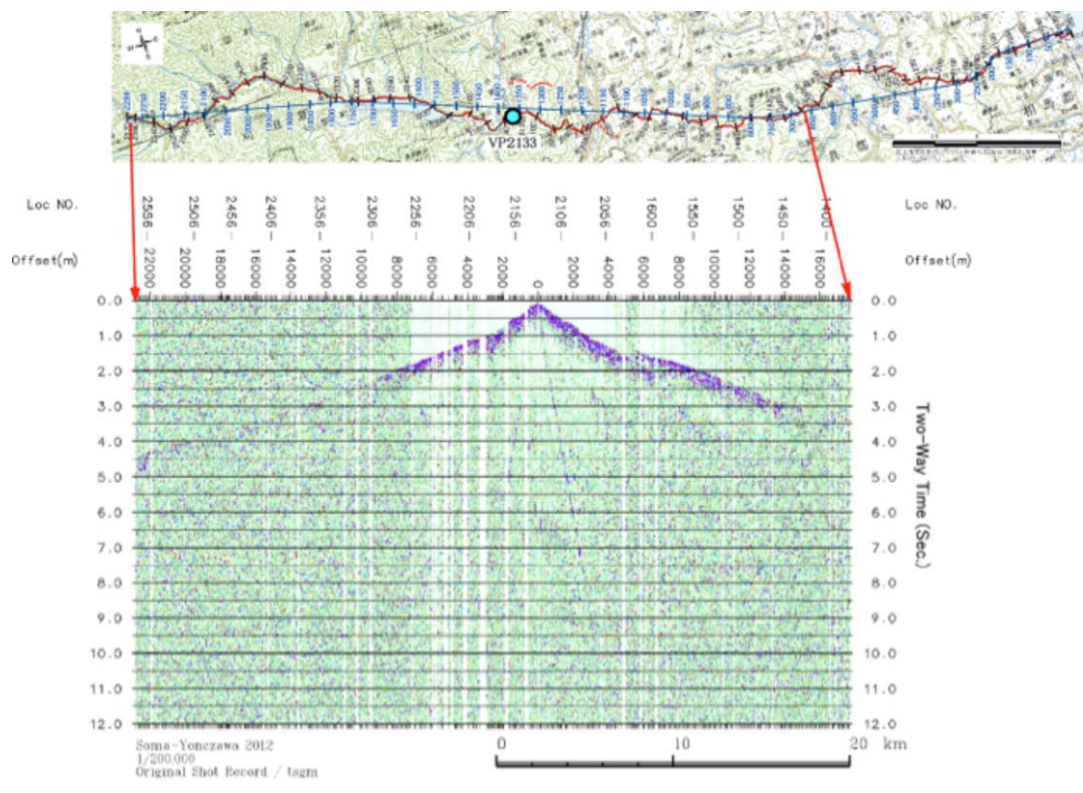


図 8 反射法バイブレータ発震記録例 VP2133

### 3) データ解析

#### a) 反射法データ解析

本調査にて取得された反射法データを用いてデータ解析をおこなった。CMP (Common mid point, 共通中間反射点) 毎の重合数及びオフセット距離分布は、全測線に渡って、大きく欠けることなく、均質な分布を示し、深部地殻構造を抽出可能な高密度長大展開記録を構成することができた (図 9)。反射法データ処理フロー (図 10) は、標準的な反射法データ処理フローに従った。データ処理パラメータは表 3 に示した。これらの結果得られた、重合時間断面 (図 11)、重合後時間マイグレーション断面 (図 12)、重合後時間マイグレーション断面に対する深度変換断面 (図 13) を得た。

また、CMP に属するトレースだけではなく、その近傍の CMP を併せたギャザーを重合処理することで従来の CMP 重合法と比べて飛躍的に高い重合数を得ることができる CRS 法 (Common reflection surface stack, Jager, 2001; Mann, 2007; Schleicher, 1993) を適用し、反射断面の S/N 向上を図った。CRS 法では、反射点の異なるトレースの重合を適切に行うため、反射波の地表への入射角と曲率といった反射波の特徴が考慮される。このため複雑な地下構造への適用性も高い。

CRS 法による、CRS 重合時間断面 (図 14)、重合後時間マイグレーション断面 (図 23)、重合時間断面に対する深度変換断面 (図 24)、重合後時間マイグレーション断面に対する深度変換断面 (図 25) を得た。

表3 反射法データ解析パラメータ一覧

反射法データ解析項目	パラメータ
ジオメトリ設定	座標系： BESSEL 楕円体/UTM54 帯 CMP 間隔： 25 m
屈折初動解析	陸上発震受振区間 インバージョン対象オフセット範囲： 40 - 450m 空間ブロックサイズ： 800m
ランダムノイズ抑制処理	アルゴリズム： 周波数-空間領域フィルター 空間オペレータ長： 5 CMPs 空間ウィンドウ長： 35 CMPs 時間ウィンドウ長： 500 msec 一時的な処理： 浮動基準面に対する静補正、NMO 補正、AGC600ms
コヒーレントノイズ抑制処理	アルゴリズム： 周波数-波数領域フィルター 抑止領域(対称)： 0 m/s - 1000 m/s 一時的な処理： 浮動基準面に対する静補正、NMO 補正、AGC600ms
初動ミュート	ミュート開始位置： 解析対象反射波走時手前 40 msec テーパー長： 40 msec
振幅補償	自動振幅調整 ゲート長： 1500msec
デコンボリューション	波形位相処理： 最小位相変換 アルゴリズム： Surface Consistent 型デコンボリューション 予測距離： 4 msec オペレータ長： 320 msec 設計ゲート： 解析対象反射波走時手前 40msec を始点とする 3200msec 区間 プリホワイトニングファクター： 0.5 %
浮動基準面に関する静補正	補正内容： 表層補正及び標高補正 浮動基準面の定義： 平滑化した受振点標高
速度解析	解析内容： 重合速度 解析点間隔： 1km 解析速度数： 50 (1450 m/s - 6900 m/s)
残差静補正	時間シフトの最大許容値： 16msec 時間ウィンドウ： 300 msec - 1000 msec 繰り返し適用回数： 2 回
CMP 重合	NMO ストレッチファクター： 99 NMO 後ミュート： アウトサイド、CMP 毎に設計 重合前振幅調整： AGC 600 msec オフセット範囲： 0 - 20 km
周波数-空間領域フィルター	空間オペレータ長： 5 CMPs 空間ウィンドウ長： 50 CMPs 時間ウィンドウ長： 1000 msec
時間変化フィルター	14 - 35 Hz ( 0 - 150 msec ) 12 - 30 Hz ( 150 - 300 msec ) 8 - 30 Hz ( 300 - 600 msec ) 6 - 20 Hz ( 600 - 1200 msec ) 6 - 15 Hz ( 1200 - 7000 msec ) 6 - 12 Hz ( 7000 - 12000 msec )
時間マイグレーション	アルゴリズム： 時間-空間領域差分法による重合後時間マイグレーション 反斜面最大傾斜角： 45 度
CRS パラメータ	Super Gather: : 41 CMPs 反射波の地表への入射角探索範囲： - 45~+45 degree

	入射角探索範囲刻み幅：	1 degree
	地表近傍の媒質速度：	2000 m/sec.

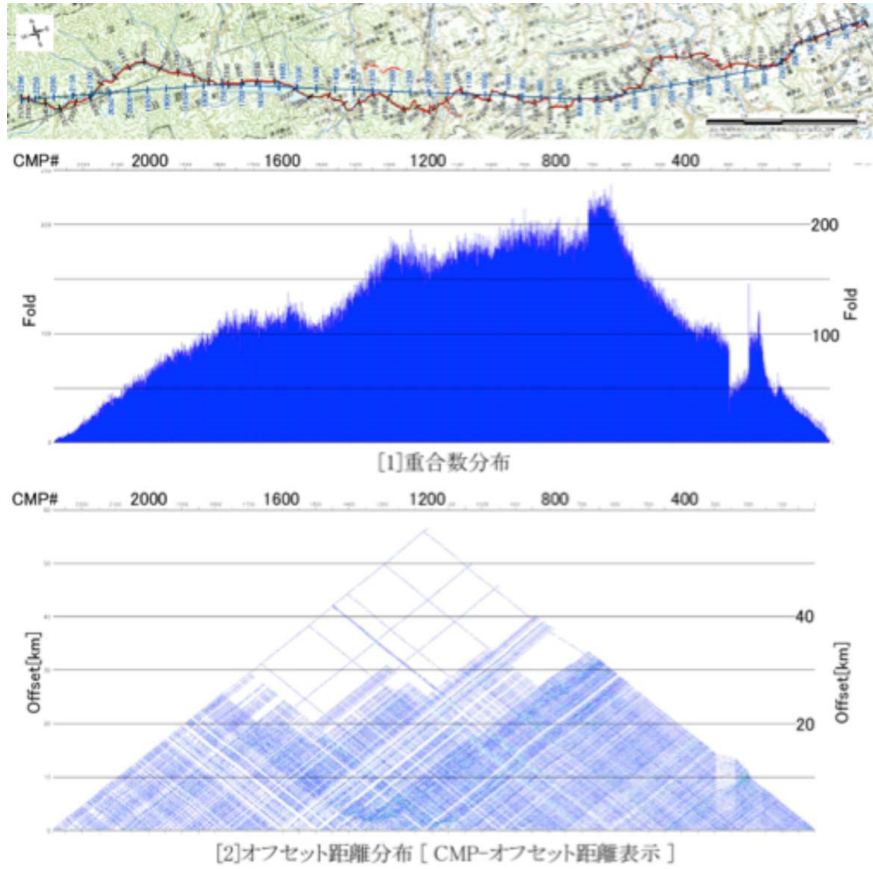


図9 CMP に対する重合数及びオフセット距離分布（上段：重合数、下段：オフセット分布）

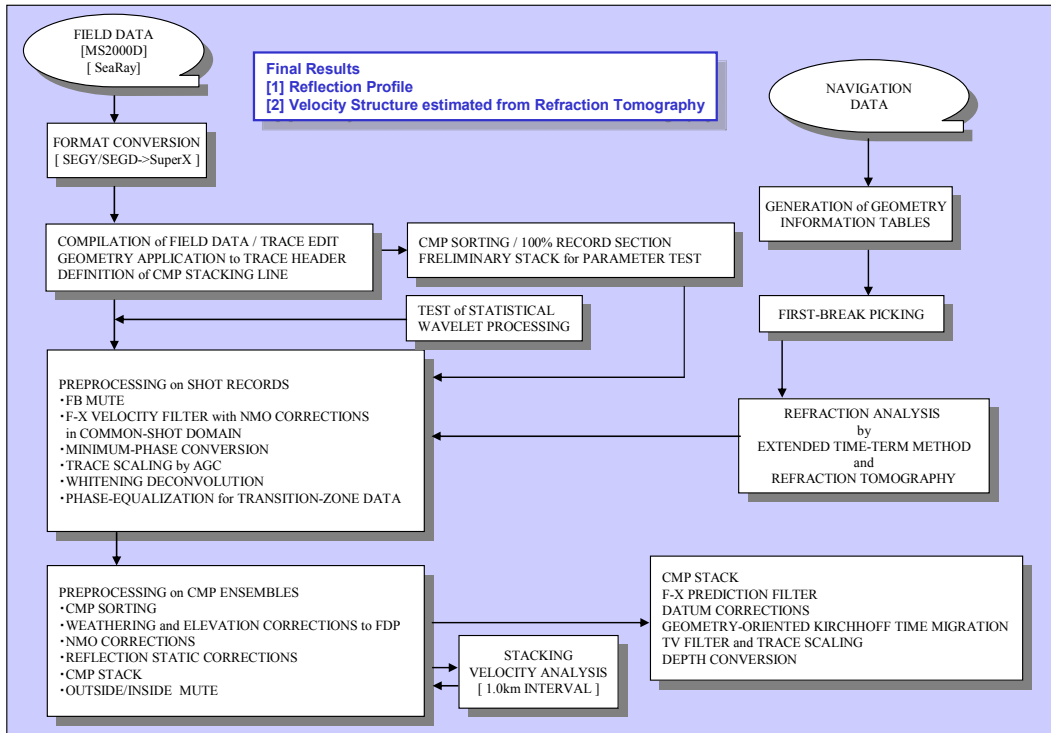


図 10 反射法データ解析フロー

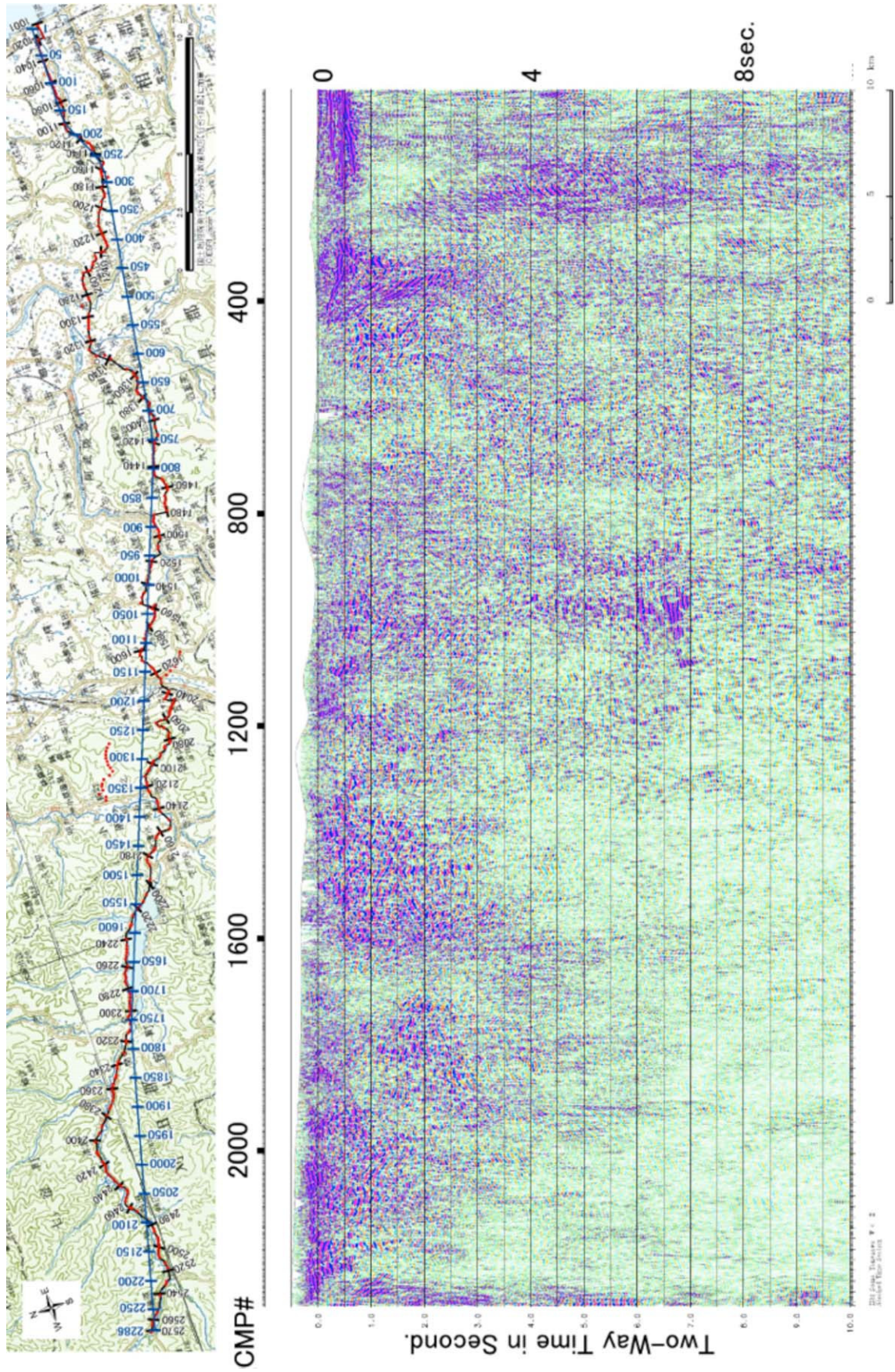


图 11 重合時間断面図



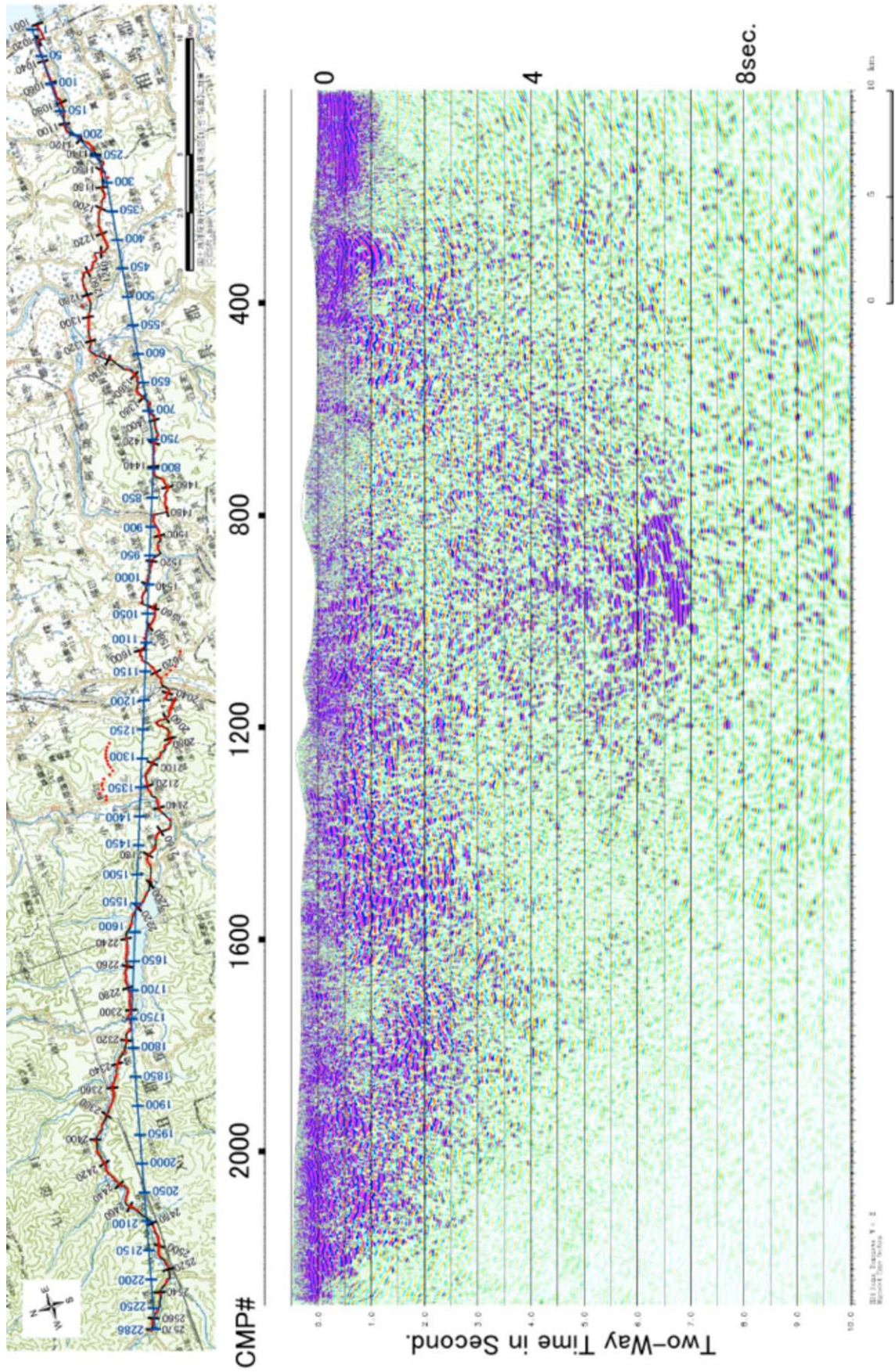


図 12 重合後時間マイグレーション断面図

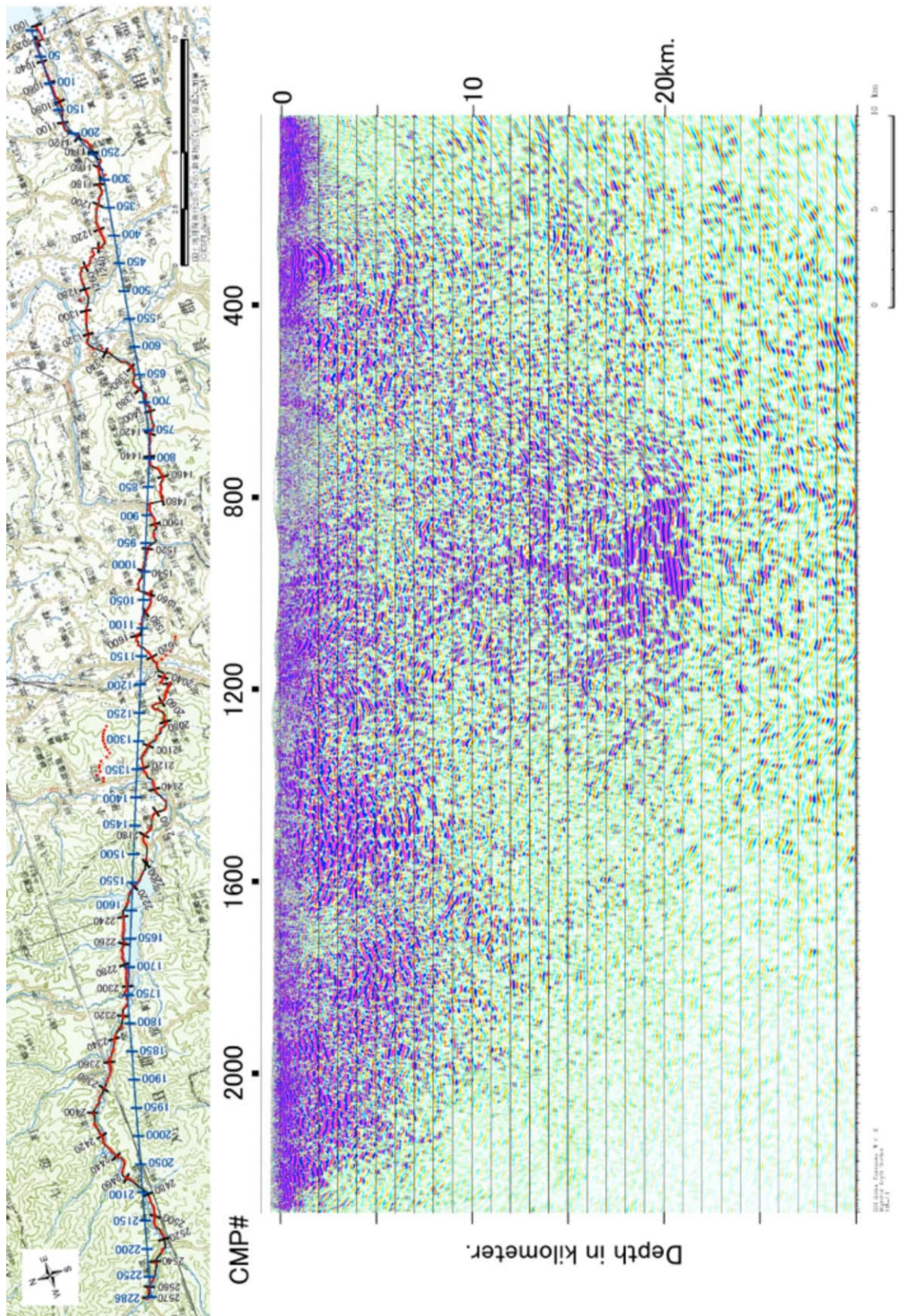


図 13 重合後時間マイグレーション断面に対する深度変換断面図

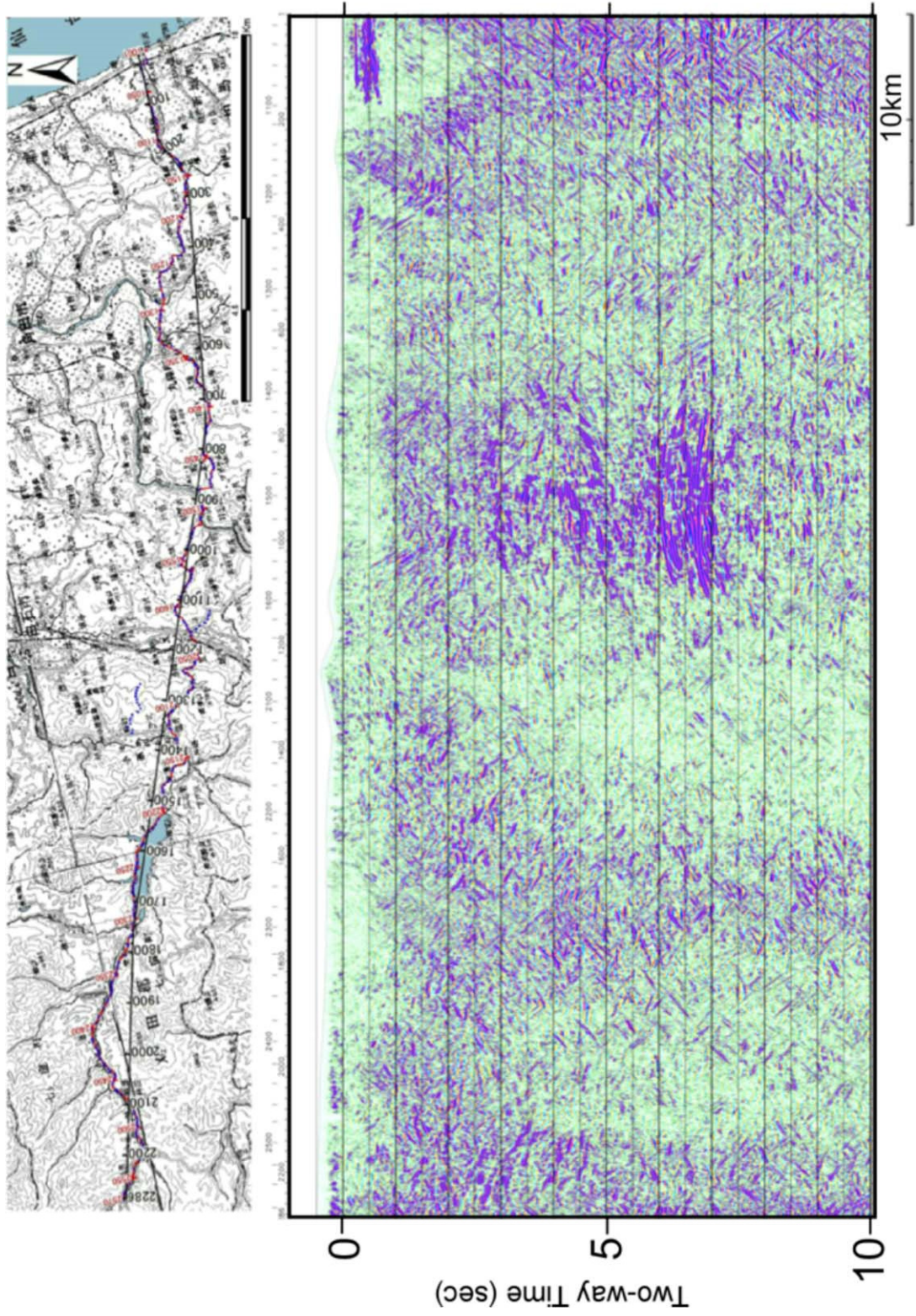


図 14 CRS 重合時間断面

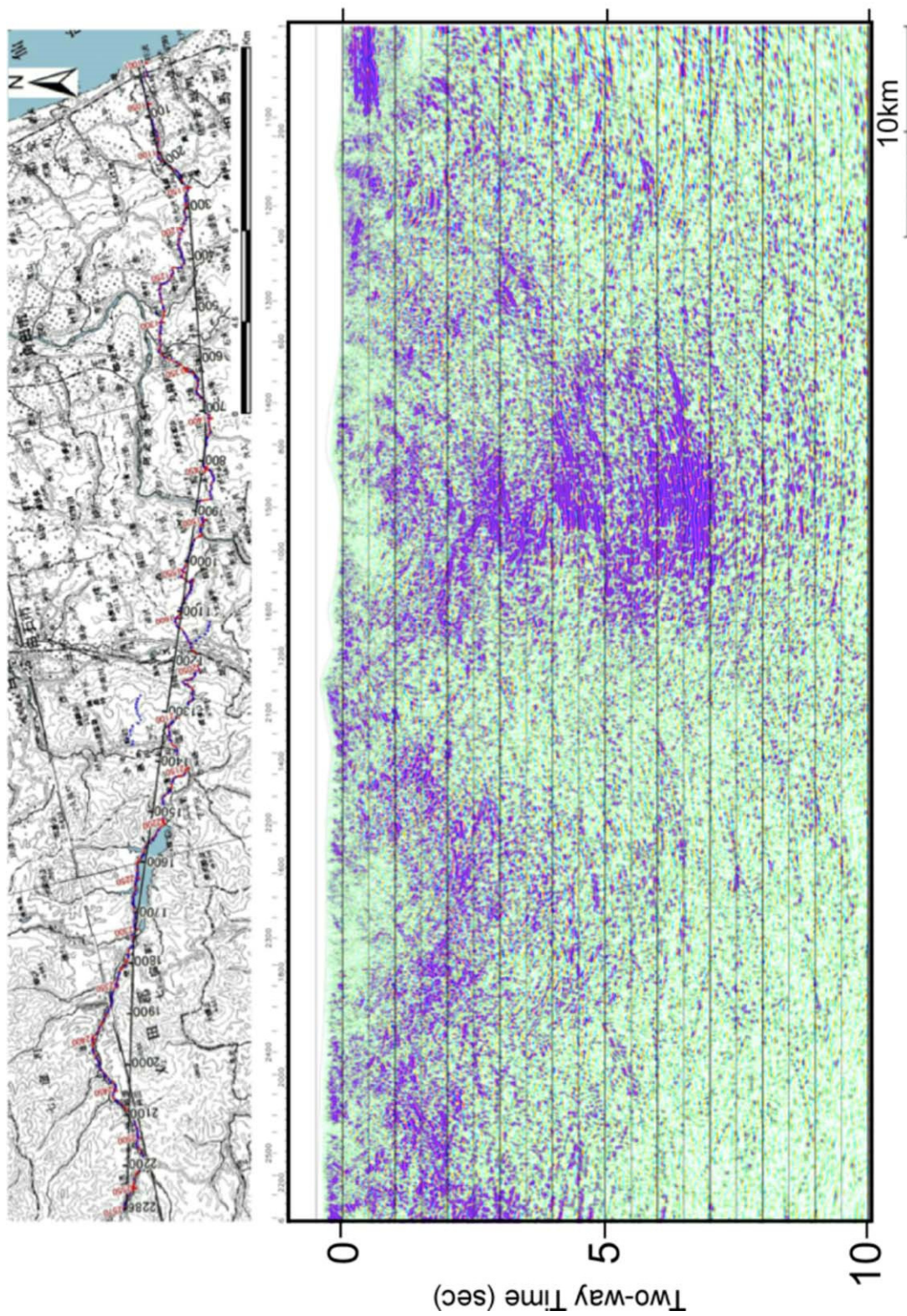


図 15 CRS 重合後時間マイグレーション断面

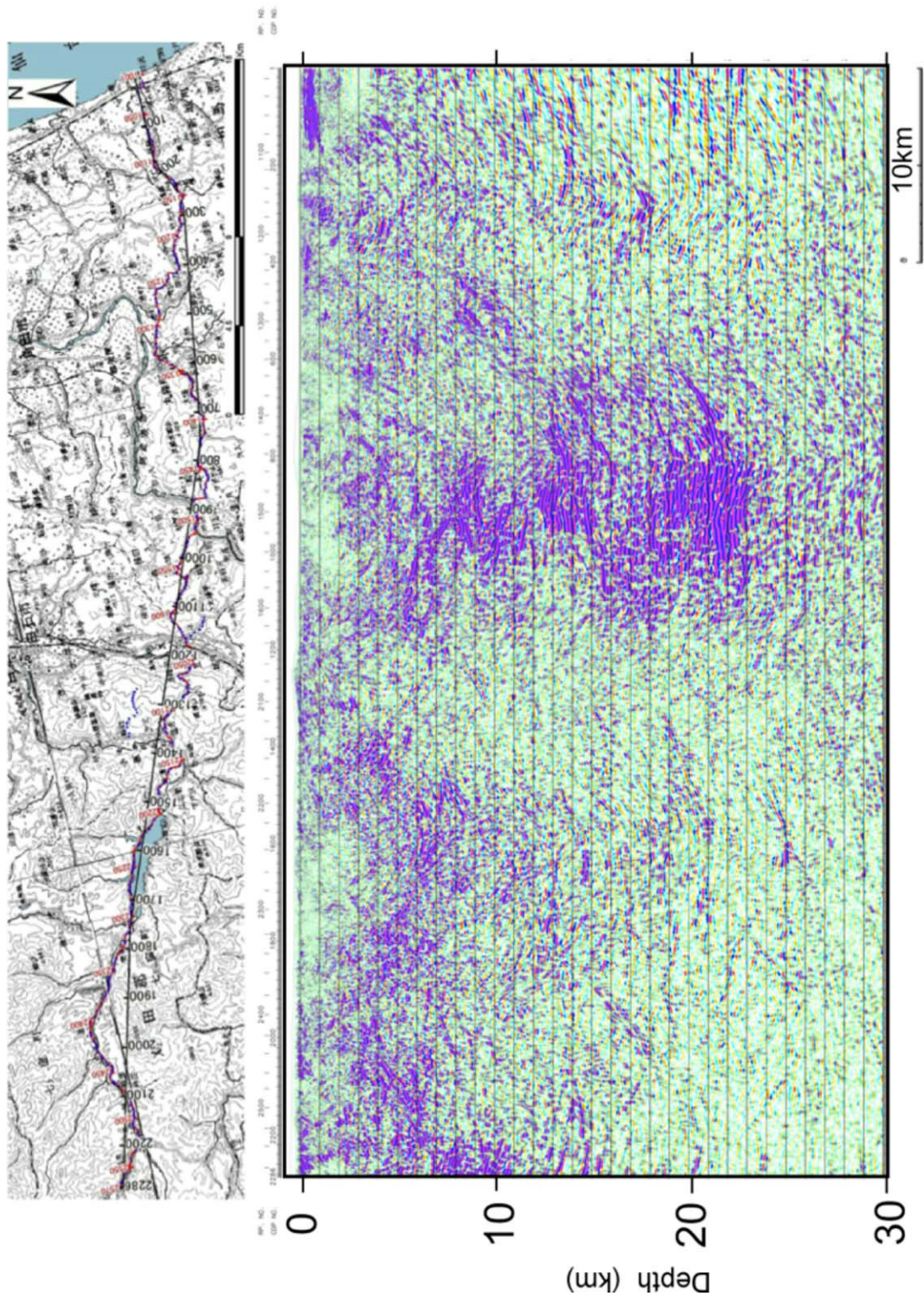


図 16 CRS 重合後時間マイグレーション断面に対する深度変換断面

本データ解析について特記すべき事項は以下に記すとおりである。

[1]P波伝搬速度の急激な変化に対応する速度解析

本調査は特に、測線中央部東寄りに、阿武隈花崗岩が地表に露出しており、比較的浅部から高速度層が現れる。この高速度層は上位の堆積層を伝搬するP波速度に対して、漸近的に変化するのではなく、ステップ状に速度が速くなる。こういった速度構造が現れる場合、その速度境界線における重合速度関数をステップ状に変化させた場合、NMO処理における波形伸張が顕著となり、結果として、その境界のイメージング品質が低下する。

このような品質の低下を回避するため、速度境界面付近の重合速度関数は、地質的な速度構造を再現するのではなく滑らかな速度関数を与えて、極端な波形伸張が生じることを回避した。

b) 屈折法データ解析

本調査で取得された全ての記録（屈折法及び広角反射法記録、反射法記録）を用いて、図17の屈折法処理フローに従って、屈折トモグラフィ解析をおこなった。本解析では、想定される構造傾斜方向とデータ取得ジオメトリ（測線の屈曲、オフセット長）を考慮して、投影測線を設定してTurning-rayを仮定した初動走時トモグラフィにより速度構造の推定を行った。

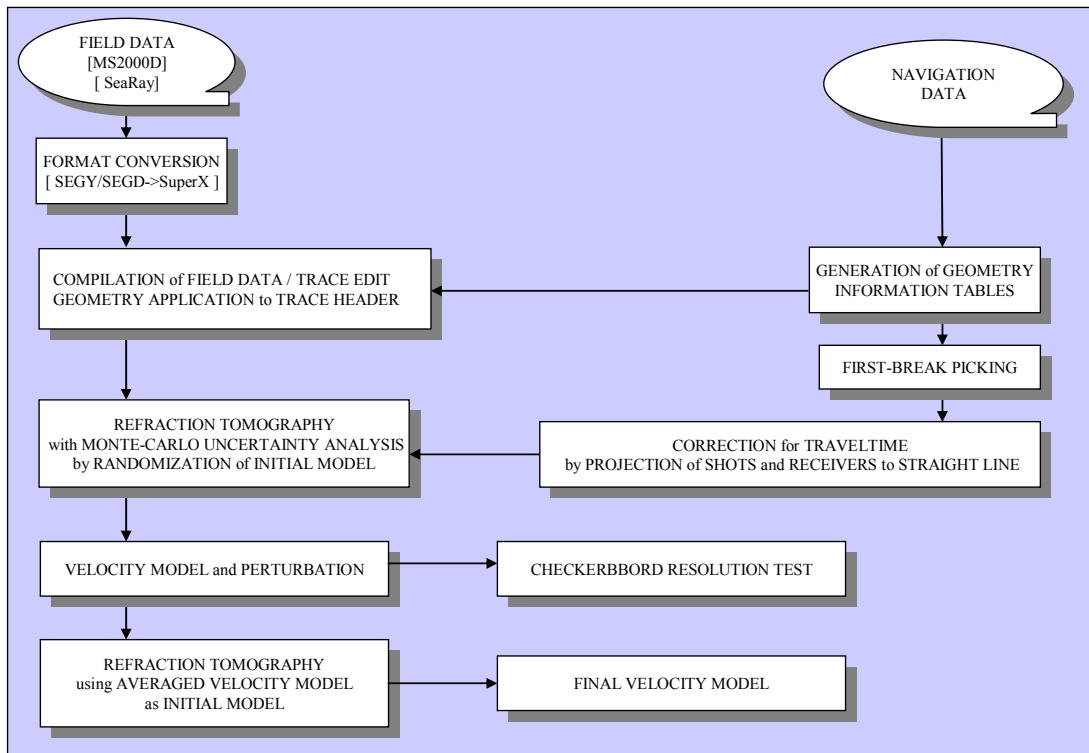


図17 屈折法データ解析フロー

i) Turning-ray を仮定したトモグラフィ解析手法

[1] 速度モデルに対する屈折波線及び走時計算

第一段階における屈折波線及び走時の計算法として、走時線型近似法(LTI 法)を用いた。この手法はアイコーナル方程式の差分解法の一般型であり、波線が節点に拘束されないため屈折角が節点間隔の制約を受けないこと、及び格子の境界内部ではなく境界面が分割されるため計算効率が良い利点がある。LTI 法では、前進過程に於いては発震点から格子境界面上の走時評価点までの走時が計算され、境界面上の総ての点での走時は計算走時を線型内挿することによって得られる。また、後進過程においては受振点からの最小走時点を求めて波線経路が計算される。

[2] 屈折法インバージョンのアルゴリズム

観測走時, 計算走時及び速度モデルを用いてインバージョンを実施し、速度モデルの更新を行った。インバージョンでは速度モデルの格子を通過する全波線について速度値の修正を行い、各格子の平均値を用いて修正量を決定する SIRT 法(Simultaneous Iterative Reconstruction Method)を採用した。一般に、格子間隔を小さくすると波線密度は低下して解の安定性は低下し、逆に格子間隔を大きくすると分解能が低下する傾向を示す。従って、本解析では以下に示す様に、波線に重み関数を持たせて内側の格子点について速度値の更新を実施した。これは屈折波の波線経路上にスローネス修正量が集中して、インバージョン結果が不安定となることを回避する効果を持つ。

$$S^{k+1} = S^k \cdot \Delta S = S^k \cdot \sum_{i=1}^N \left[ \left( \frac{w-R}{R} \right)^2 \cdot \frac{T_{S,i}}{T_{C,i}} \right] / \sum_{i=1}^N \left( \frac{w-R}{R} \right)^2$$

ここに、 $S^k$  は(k-1)回の反復修正を経たスローネス分布、 $\Delta S$  はスローネスの修正係数、 $w$  は波線が通過する格子点からの反復修正有効範囲、 $R$  は波線が通過する格子点からの距離、 $T_{S,i}$  は  $i$  番目の波線に関する観測走時及び  $T_{C,i}$  は  $i$  番目の波線に関する計算走時である。こうした速度(スローネス)の修正後に、速度モデルの更新及びインバージョンを実施し、残差が平均誤差以下になった時点で解析を終了する。

[3] 初期モデルランダム化によるトモグラフィ解析結果の信頼性評価

屈折トモグラフィ解析結果の信頼性を評価する方法として初期モデルランダム化によるモンテカルロ確度解析をおこなう。図 18 にその概念図を、図 19 に初期速度モデルを例示した。ある条件下でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均化した速度分布及びその平均値からのバラつき度合いを示す標準偏差分布が得られる。これら二つの情報は、トモグラフィ解析による速度構造モデルとその確からしさの指標として提供される。この方法では計算に用いる初期モデルの数に応じて計算コストが増大するものの、トモグラフィ解析結果に対する解の信頼度及び安定度を示すための有効な手段である。

[4] 平均化速度モデルを初期モデルとするトモグラフィ再計算の実施

初期モデルランダム化による速度モデル及び信頼度の推定では、多数の初期モデルにつ

いてトモグラフィ解析を行い、全ての結果の平均化により統計的最尤な速度モデル(平均速度モデル)と確からしさの空間分布(標準偏差分布)が提供される。一方で、速度構造が急変するような場所では初期モデルへの依存性が大きく、初期値毎に推定される速度構造がバラつきを持つことがある。その結果、平均化により速度構造は平滑化されて境界が不明瞭となり、同時にその周辺では標準偏差値が高くなると考えられる。そこで本解析では、初期モデルランダム化により得られた平均速度モデルを尤もらしい初期モデルとして使用し、再度トモグラフィ解析を実施することで速度構造を再決定することとした。図 20 に今回採用した二段階のトモグラフィ解析の手順を示す。

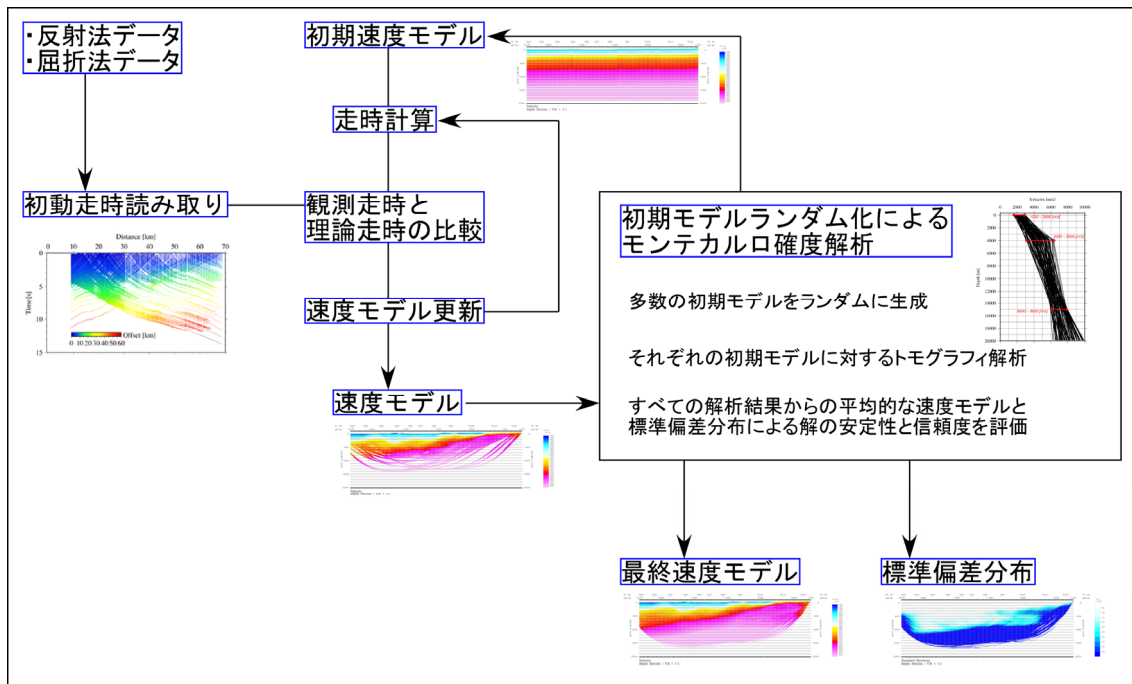


図 18 初期モデルランダム化による解の信頼度評価 (処理フロー及び概念図)

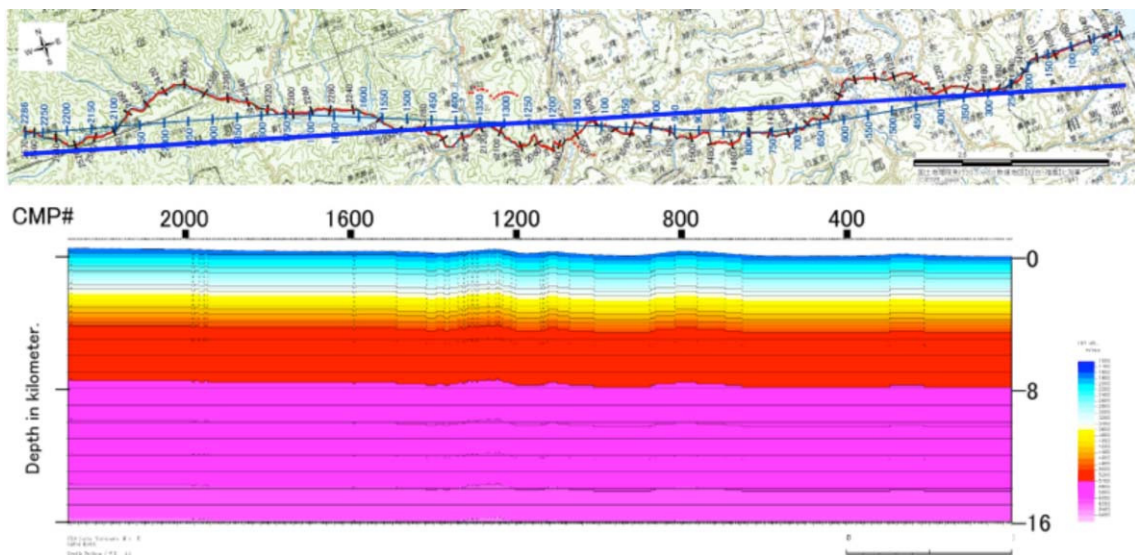


図 19 屈折法投影ライン及びトモグラフィ解析初期モデル例



ii) 本解析における特記事項

[1] 平均速度モデルを初期値とするトモグラフィ解析と最終速度モデル

初期モデルランダム化により標準偏差分布による信頼度評価とともに得られた平均速度モデルは、波線密度が十分ありトモグラフィ解析による速度推定が可能な部分であっても、例えば断層によるずれの大きな場所や堆積層と基盤の境界のように速度構造が急変するところでは他の部分に比べて初期モデル依存性を大きくうける可能性が高い。そのため、初期値毎に推定される速度構造がバラつきを持ち、それらを平均化処理すると速度構造は平滑化されて境界が不明瞭になり、同時にその周辺では標準偏差値が大きくなると考えられる。

図 21 においては、平均速度モデルと対応する標準偏差分布、波線密度を示す。本解析では、平均速度モデルを尤もらしい初期モデルとして使用し再度トモグラフィ解析を行うことにより、平均化により平滑化されて曖昧となった速度境界が復元されることが期待される。この解析で得られた速度構造モデルを最終速度モデルとして採用することとした。

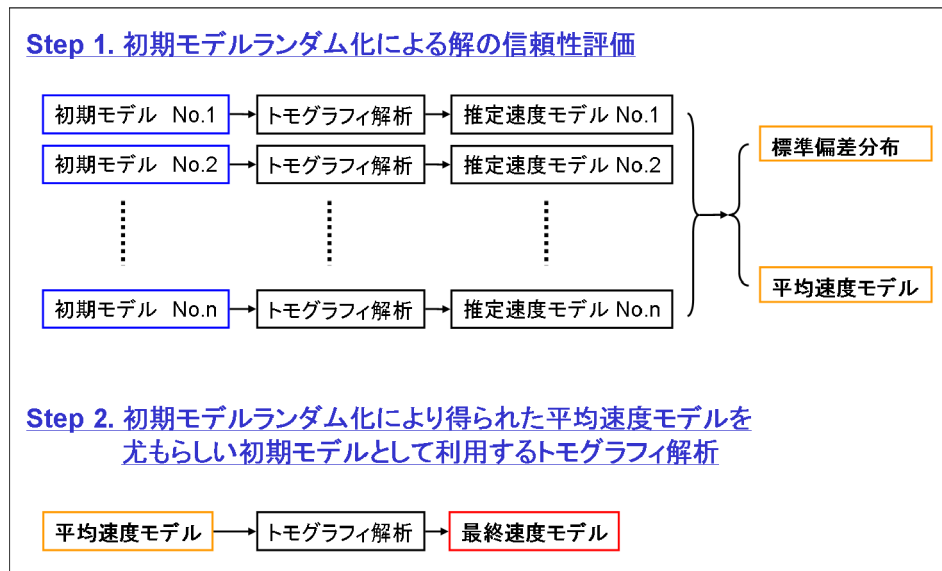


図 20 トモグラフィ解析による速度モデル決定の手順

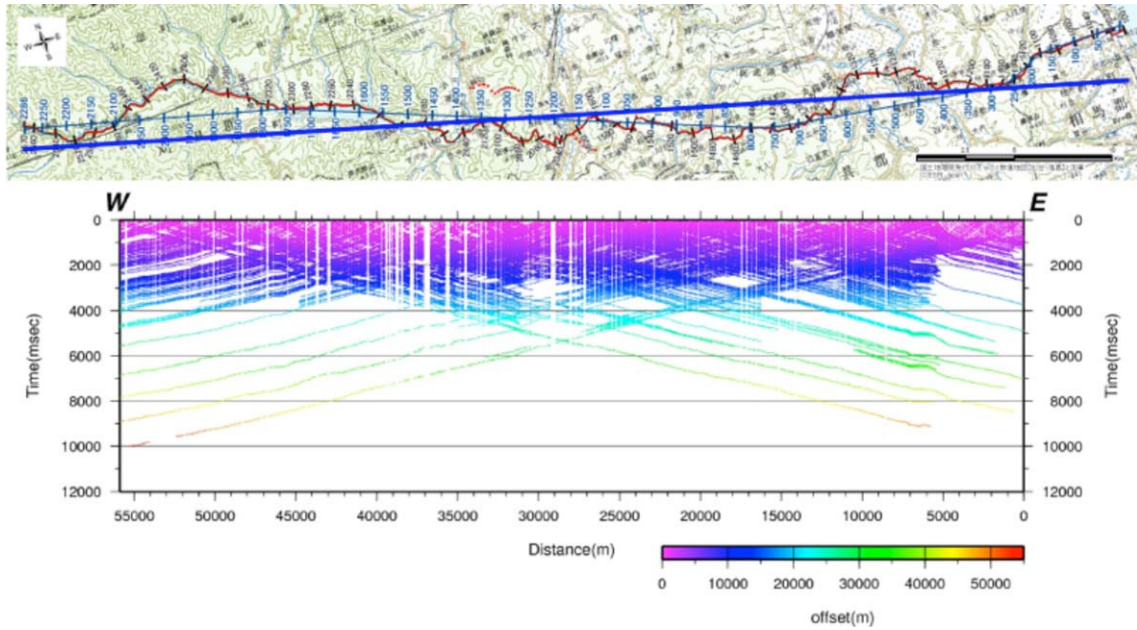


図 21 屈折初動読取結果

表 4 屈折トモグラフィ解析パラメーター一覧

解析区間長	55 km	
解析対象データ	陸上発震記録 (バイブレータ集中発震含む) 陸上発震 323 点 陸上受振 1164 点	
インバージョンパラメータ	格子間隔 水平方向：100m 鉛直方向：100m 格子数 水平方向：571 鉛直方向：240 格子上の走時評価間隔 水平方向：8.3m 鉛直方向：8.3m 通過する格子点からの反復修正有効範囲：200m 速度分布の反復修正回数：15 回 反復修正時の修正係数許容範囲：±30%	
初期モデル数	128 個	
初期モデルランダム化における速度選択範囲 (* )モデル生成過程においては、鉛直方向単調増加を条件とする	深度	速度
	0 m	1500 m/s - 4500 m/s
	5000 m	4000 m/s - 6500 m/s
	10000 m	5500 m/s - 7500 m/s
	24000 m	6000 m/s - 8000 m/s
平均速度モデルを初期モデルとする再解析におけるインバージョンパラメータ	上記のインバージョンパラメータと同じ	

iii) 解析及び結果

解析に用いた初動読取結果を図 21 に示す。解析パラメータは表 4 に示した。解析結果のうち、初期モデルランダム化による平均速度モデルによる結果を図 22、平均速度モデルを尤もらしい初期モデルとして再度トモグラフィ解析を行い得られた最終速度モデルを図 23 に示す。

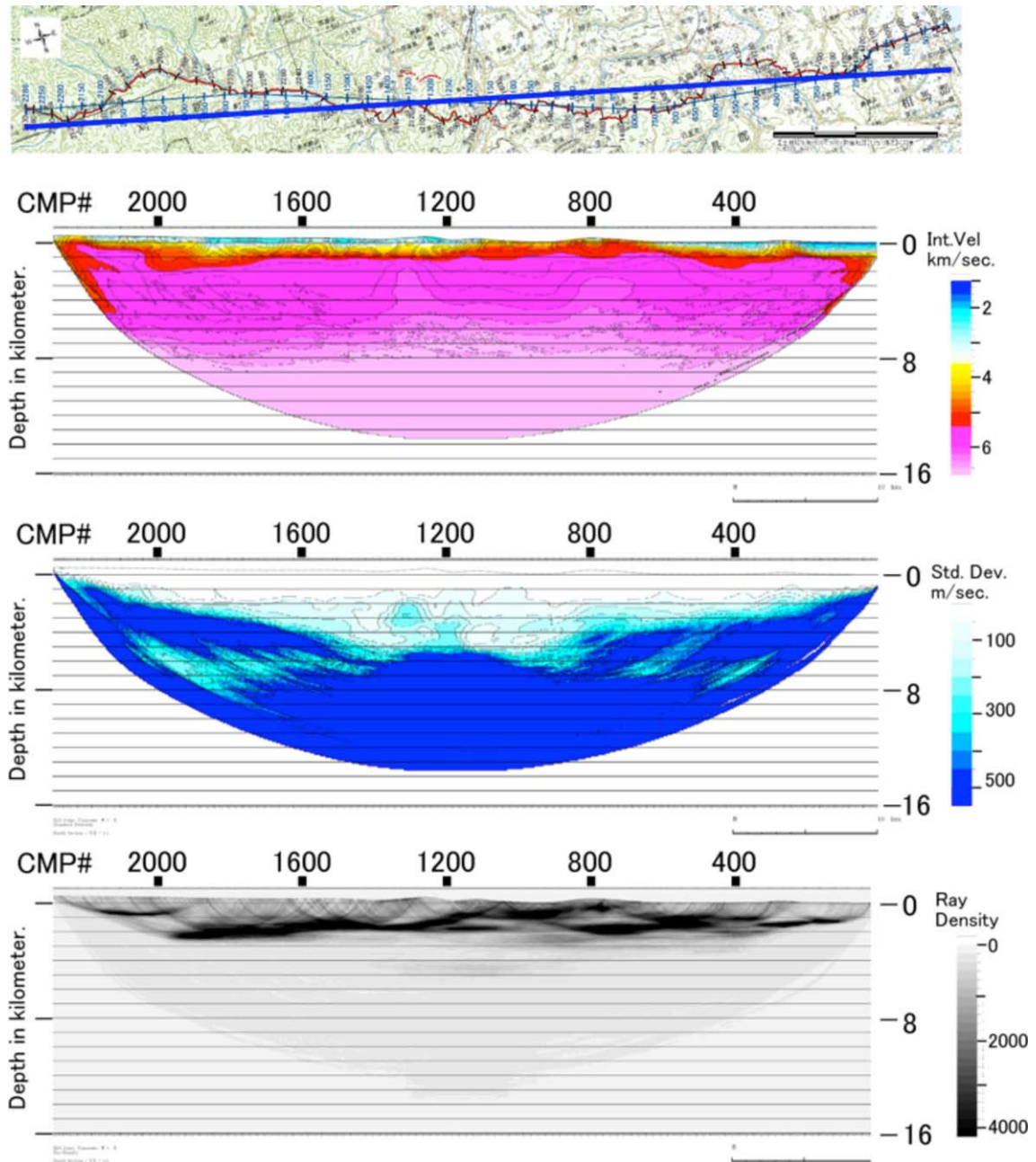


図 22 屈折トモグラフィ解析結果（平均速度モデル）  
上段：平均速度モデル 中段：標準偏差分布 下段：波線密度分布

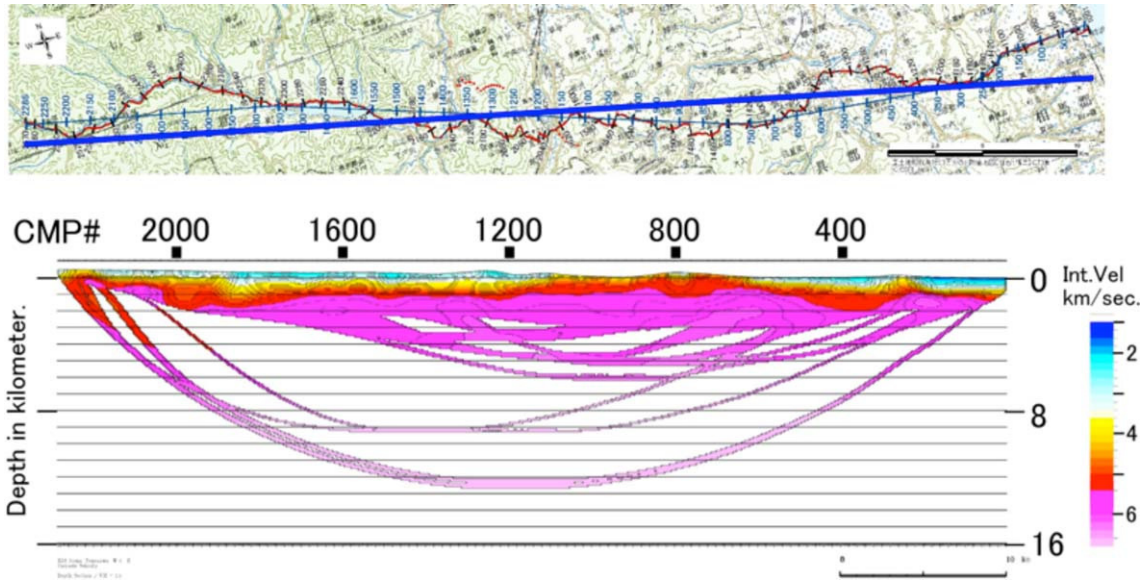


図 23 屈折トモグラフィ解析結果（最終速度モデル）

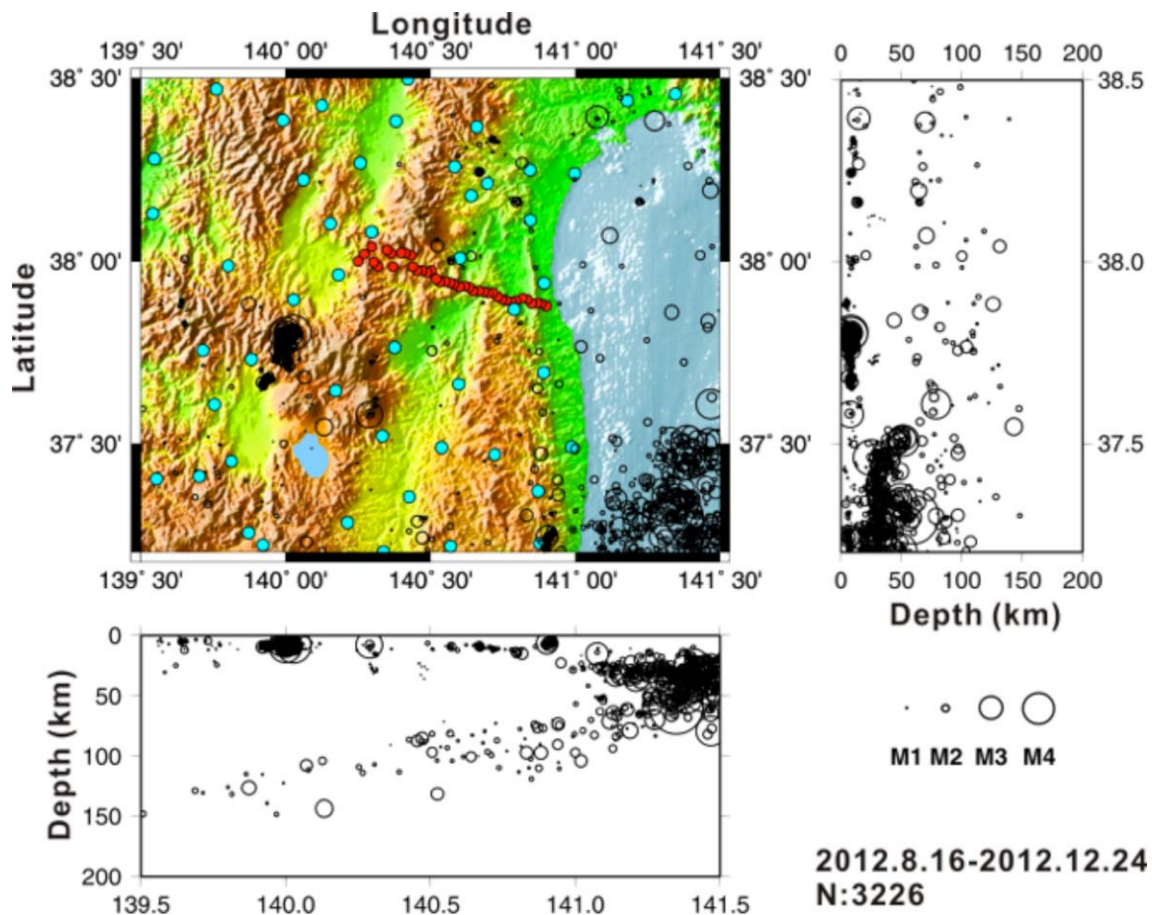


図24 観測期間中(2012. 8.16-2012. 12. 24)における気象庁一元化震源分布と相馬-米沢測線の観測点配置図。○は震源位置を示し、その大きさがマグニチュードを表す。赤丸が臨時地震観測点位置、水色丸が定常観測点の位置を示す。

#### 4) 自然地震観測と海洋研究開発機構による海上発震データの収録

海陸統合地殻-マントル構造断面の作成のために、測線に沿う 40 点で、海洋研究開発機構が実施した海域でのエアガン発震を収録するとともに、併せて自然地震観測を実施した。観測期間は、2012 年 8 月 16 日から同 12 月 24 日までであり、この間に海洋研究開発機構のエアガン発震も収録した。1Hz 地震計(Lennartz Electric LE-3D lite)を用い GPS 時計付きの独立型レコーダー(DAT-4)で収録した。サンプリング間隔は、10 msec である。期間中、気象庁一元化震源では図 24 に示した範囲で 3226 個の地震が決定されている。

#### 5) 地質学的解釈

双葉断層は、その西側を併走する畑川破碎帯とともに白亜紀期の左横ずれ運動によって形成された大規模な破碎帯である。双葉断層の横ずれ量は 130km、畑川破碎帯は 60km の左横ずれ変位量が推定されており(大槻・永広, 1992)、山北・大藤(2000)は中央構造線、沿海州のシホテアリン中央断層に連続すると推定している。

地質学的な解釈に際しては、主として深部反射が明瞭な CRS 法によるマイグレーション後深度変換断面(図 16)を使用する。また、双葉断層の浅部構造については、高分解能反射法地震探査と重力探査の結果(2-2)に基づく。図 25 に、測線周辺の主要な地質構造を示した。



図 25 測線周辺の主要な地質構造

(基図は 20 万分の 1 地質図(大沢ほか, 1987;久保ほか, 2007)による)

CMP 重合断面や、CRS 断面において、CDP(共通反射点)800~1000 の阿武隈山地の花崗岩下で、往復走時 5~7 秒(深さ 15~24 km)までの間の下部地殻には、豊富な反射面が分布する。この領域に下部地殻の反射面が顕著に見られるのは、ノイズレベルが小さいことと関連していると推定され、本来反射面に富む下部地殻が分布している可能性が高い。その領域から、西傾斜の中角度の反射イベントが分布するが、この反射イベントが双葉断層周辺の地質構造を示している可能性が大きいと判断した(図 26)。双葉断層は、深さ 5

～15km の区間では約 45 度の傾斜を示すが、より浅部では高角度となる。浅層高分解能探査を考慮すると深さ数 km では 70 度程度の高角度の傾斜を示すものと推定される。この傾斜は割山隆起帯の西側に位置する双葉断層のもので、現在の WNW-ESE 方向の圧縮応力場では逆断層成分のひずみの解消のために、割山東縁に東側隆起の断層が形成されている。本測線の位置する双葉断層の北部では、双葉断層の西側に、初期中新世の陸成堆積物を主体とする地層が分布する（藤田ほか, 1988）。これは日本海拡大時初期に形成されたハーフグララーベンを埋積した地層であり、双葉断層が正断層変位を主として活動したことを示している（Sato, 1994; Sato et al., 2002）。反射断面から推定された断層形状は、双葉断層北部が正断層として活動したと調和的である。

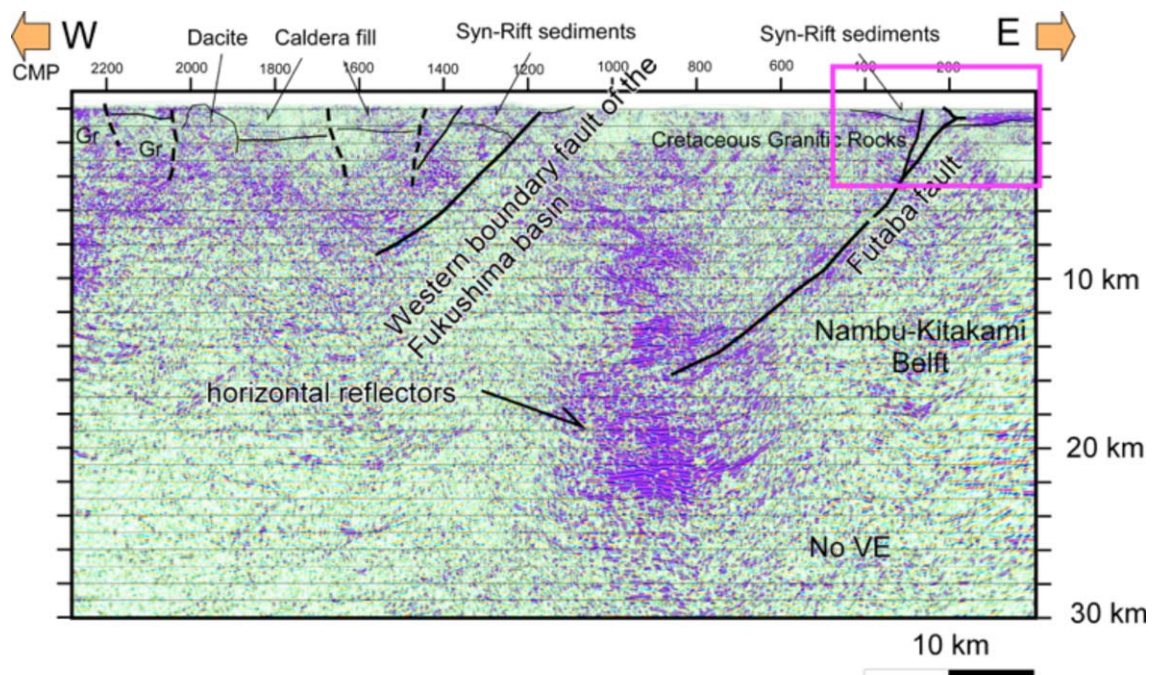


図 26 反射法地震探査断面（CRS 断面）の地質学的解釈

双葉断層の浅部の高角度区間は、逆断層として再活動するためには急傾斜であり、割山隆起帯の東側に逆断層が形成されたものと推定される（図 27）。この逆断層と双葉断層の深部をつなげると、全体の傾斜はほぼ 45 度程度になる。ただし、双葉断層北部はその西側にハーフグララーベンを伴い正断層としての再活動の地質学的根拠があるが、その南部では類似の現象は認められない。したがって、北部の断層の傾斜をそのまま、南部に延長することはできない。ただし、双葉断層中南部も西側の隆起成分を伴っており、高角西傾斜の形状を示す。

本測線沿いの福島盆地西縁断層は、中新世の安山岩質火山砕屑岩である鉢森山安山岩中の断層である。しかしながら、速度構造の上からはこの活断層を隔てて、西側低下の構造が認められる。すなわち、西側にはより厚い低速度層が分布する（図 23）。このことは、本断層が中新世の安山岩質火山噴出物堆積時より以前に、西側低下の正断層として活動していたことを示している。反射断面の反射面のパターンも合わせて、西傾斜約 45 度の傾斜を示すと判断した。

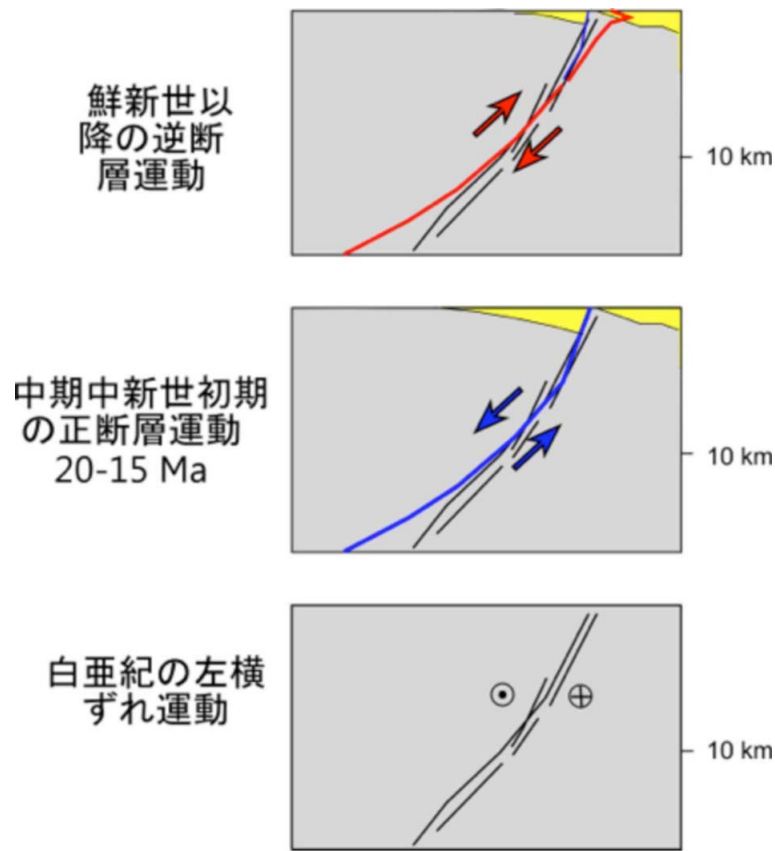


図 27 双葉断層の形成概念図

この断層の西側には中新世の安山岩噴出物が分布するが、その西側には珪長質カルデラが重複して分布する（図 25。奥羽山脈の東側には中新世から鮮新世に活動したカルデラが多く分布する（Sato et al., 1994; 吉田ほか, 2005）。これらはピストン・シリンダー型のカルデラで、リサージェントを伴うことも多く、環状配列を示す珪長質溶岩ドームなども発達する。本地域に分布する湖成層・珪長質溶岩ドームなどは、こうしたカルデラに関連した堆積・噴出物である。本測線にそって分布するカルデラは、速度構造・重力とも整合的であり、カルデラの分布を考慮して断面の解釈を行った（図 26, 28）。

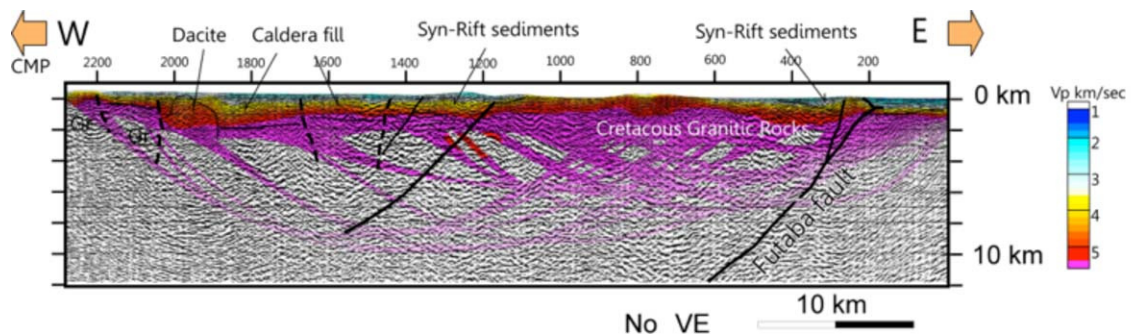


図 28 反射法地震探査断面（CMP 断面）と速度構造の重ね合わせ図の地質学的解釈

(c) 結論ならびに今後の課題

東北地方太平洋沖地震の影響は、少なくとも今後数10年間にわたって渡って継続し、下部地殻・マントルでの粘性緩和は、地殻上部へ応力を伝搬し、被害地震が発生する可能性が高い。こうした状況の下で、応力伝播モデルを構築し、震源断層の形状をもとに地震発生のパテンシャルを評価していくことは喫緊の課題である。こうした背景から本研究では、深部形状についての情報が無い活断層である双葉断層と福島盆地西縁断層帯を横切る測線において地殻構造探査を実施し、それぞれの深部形状を明らかにした。

今後、こうした情報を収集することにより、より精度の高い断層形状モデルを構築し、東北地方太平洋沖地震後の応力変化による活動性の評価を行っていく必要がある。

(d) 引用文献

- 藤田至則・加納 博・滝沢文教・八島隆一，角田地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，99p, 1988.
- 広島俊男・駒沢正夫・大熊茂雄・中塚正・三品正明・斎藤和男・岡本国徳，山形地域重力図（ブーグ異常）1:200,000，地質調査所，1991.
- Jager, R., Mann, J., Hoch, G., Hubral, P., Common-reflections-surface stack: Image and attributes, *Geophysics*, **66**, 97-109, 2001.
- 地震調査推進本部，双葉断層の評価，*地震調査推進本部地震調査委員会*，21p, 2005a.
- 地震調査推進本部，福島盆地西縁の長期評価について，*地震調査推進本部地震調査委員会*，16p, 2005b.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江訓・高橋浩・利光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・駒沢正夫・大野哲二，20万分の1地質図幅「白河」，地質図幅，1:200,000, NJ-54-17・23, 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター，2007.
- Mann, J., Schleucher, J., Hertweek, T., CRS Stacking-A Simplified Explanation, In Extended abstracts, 69<sup>th</sup> Conf. Eur. Assn. Geosci. Eng. B044, 2007.
- 宮城県，土地分類基本調査「上山・関」，宮城県，56p, 1997.
- 宮城県，土地分類基本調査「桑折・相馬中村」，宮城県，72p, 1998.
- 中田 高・今泉俊文編，活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会，DVD-ROM 2枚，60p，付図1葉，2002.
- 大槻憲四郎・永広昌之，東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成り立ち，*地質雑*，**98**，1097-1112, 1992.
- 大沢 穠・三村弘二・久保和也・広島俊男・村田泰章，20万分の1地質図「仙台」，地質調査所，1987.
- Schieicher, J., Tygel, M., dan Hubral, P., Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint in 3d media, *Geophysical Prospecting*, 495-513, 1993.
- Sato, H., The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22261-22274, 1994.
- Sato, H., T. Imaizumi, T. Yoshida, H. Ito and A. Hasegawa, Tectonic evolution and



deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan. *Earth Planet. Space*, **54**, 1039-1043, 2002.

東北土木地質図編纂委員会，東北土木地質図，国土技術センター，1988.

山北 聡・大藤 茂，白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線-黒瀬川断層系による日本列島先白亜紀地質体の再配列過程の復元，*地質学論集*，**56**，23-28，2000.

吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O. D. A. ・大石健志，後期新生代，東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造，*第四紀研究*，44（4），195-216，2005.

## (2-2) 双葉断層における高分解能反射法地震探査・重力探査

佐藤比呂志（東京大学地震研究所）・越谷 信（岩手大学社会環境工学科）・石山達也（東京大学地震研究所）

### (a) 業務の要約

双葉断層を横切る約 12km の区間で高分解能反射法地震探査と重力探査を実施し、地表近傍の活構造と地下深部の断層との関係を明らかにするための基礎資料を収集した。この結果、双葉断層は約 60 度の西傾斜を示し、新しい時期の逆断層が高角度の双葉断層の浅部を使用せず、割山隆起帯をショートカットしてその東側に割山隆起帯東縁断層を形成していることが明らかになった。この断層は先端部でウェッジスラストを形成している。

### (b) 業務の実施方法

双葉断層は、数百 m の破砕帯を伴う白亜紀に活動した大規模な左横ずれ断層として知られている。この断層は NNWSSE 走向で、阿武隈山地北部で断層は西側と東側の断層に分かれ、その間に割山隆起帯を形成している。前中期中新世には、東西引張応力場は、西側の双葉断層に沿って大きな垂直変位を引き起こし、崖錐性角礫を含む碎屑堆積物で半地溝を埋積した。双葉断層の北部区間は、双葉断層にそっての第四紀の活動は認められず、割山隆起帯の東側に逆断層が形成されている。ここでは、地下構造解明及び密度構造のモデル化のため、双葉断層周辺において高分解能反射法地震探査と重力調査を行った。

調査測線は、福島県相馬郡新地町から宮城県伊具郡丸森町に至る東西方向の約 12km の区間である（図 1）。測線東端から約 3-6 km 地点で割山隆起帯を横切る（図 2）。

反射法地震探査では、受振点間隔は 12.5 m で、深部測線の受振点を含めて、計 813 チャンネルの固定展開でデータを取得した。受振システムは JGI 製 MS2000、GDAPS-4A を用いた。震源は中型バイプロサイズ車 2 台で、発震点間隔は 12.5 m、スイープ周波数は 10-80Hz、標準スイープ回数は 2 回である。レコーディングのサンプリング間隔は 4 msec とした。反射法地震探査処理については通常の共通反射点重合法によった。データ処理は（株）地球科学総合研究所製作の反射法データ処理システム Super X-C を使用した。以下に主な処理に用いたパラメータを示す。

- ・自動振幅調整 (Automatic Gain Control; AGC) , AGC operator length: 600 msec
- ・デコンボリューション (Deconvolution) , Operator length: 120 msec, Gate length: 2000 msec, White noise: 5 %, Prediction length: 12 msec
- ・静補正 (Static Correction) : 各ショット記録の初動を読み取り、受振点及び発震点のタイムタム値と表層構造モデルをインバージョンによって求めた。表層低速度層の P 波速度を 400 m/sec とした。この解析には（株）地球科学総合研究所製のソフトウェア iRAS を用いた。この解析により得られた値を SuperX-C に入力し、静補正を行った。
- ・NMO 補正 (Normal Move-out Correction) と速度解析 (Velocity Analysis)  
速度解析は CMP100 毎に行った。
- ・バンドパスフィルター (Band-pass Filter) パスバンド: 10/20 - 70/80 Hz
- ・F-X プレディクションフィルター (F-X Prediction Filter) Gate length: 30 traces,

Operator length: 5 traces, Window length: 1000 ms

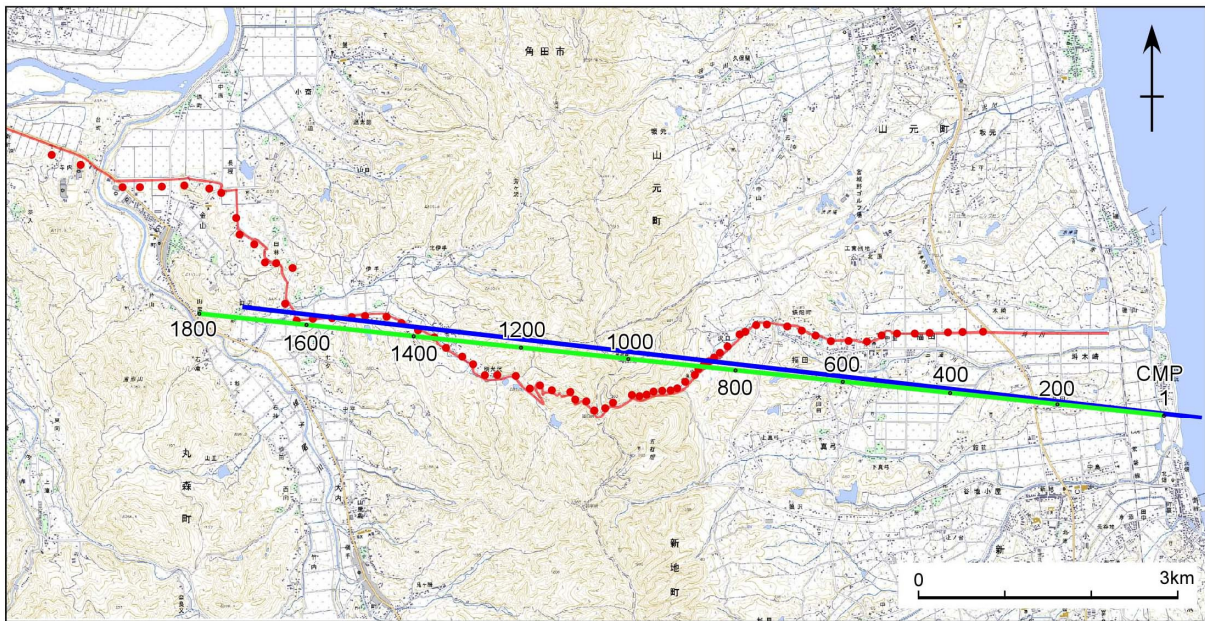


図1 高分解能反射法地震探査測線（赤実線）・重合測線（黄緑実線）と CMP 番号・屈折波トモグラフィー投影測線（青実線）・重力測定点（赤丸）  
（国土地理院発行 1/25000 地形図「角田」「山下」「丸森」「新地」に加筆）

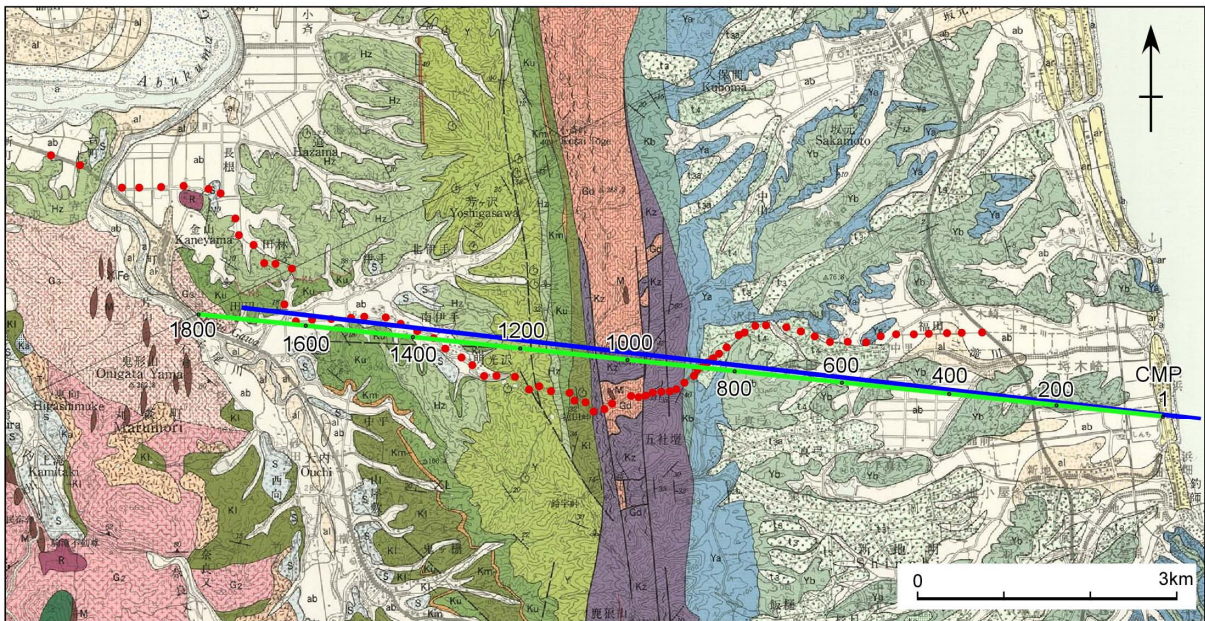


図2 高分解能反射法地震探査重合測線（黄緑実線）と CMP 番号・屈折波トモグラフィー投影測線（青実線）・重力測定点（赤丸）  
（地質調査所発行 1/50000 地質図「角田」藤田ほか(1988)に加筆）

・マイグレーション (Post stack Time Migration) 重合時の速度構造を 80 %とした速度を用いた。

また、地震探査で得られたデータを用いて、屈折法走時トモグラフィー法 (Zelt and

Barton, 1998) により解析を行った。

重力調査における測定点は、平野部では約 200m、双葉断層付近である割山ホルストでは約 100m 間隔で行い、測定点数は 71 点である (図 1, 2)。重力測定にはラコステ・ロンバーク型重力計 (G824) を使用し、重力測定の読み値の誤差は 0.02mGal 以内とした。各測点では補正に必要な測定時刻及び測点を中心とする近傍の二次断面の地形を記録した。また、測定点の標高を得るため電子レベル (ライカ, SPRINTER) で水準測量を行った。閉合誤差は 7mm である。データ処理は、産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004) に概ね従っており、読み値の換算、潮汐補正、ドリフト補正を行い、さらに地形補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行いブーゲー異常値を算出した。ブーゲー補正は球面ブーゲー補正とし、地形補正の範囲は 45km とした。フリーエア補正に用いる正規重力式の近似式には測地基準系 1980 を用いている。加えて広域ブーゲー異常の影響を取り除くためトレンド補正を行った。なお、補正に必要な仮定密度は  $2.2\text{g/cm}^3$  を用いた。

#### (c) 業務の成果

高分解能反射法地震探査では約 1km まで、屈折波トモグラフィ解析では約 500m までのイメージが得られた。図 3 に深度変換断面、図 4 に速度構造、図 5 に解釈を示した。測線東部では深度 500m まで連続性のよい反射面が卓越する。これらは、上部中新統より上位の新第三系の堆積層で、西に傾斜する先新第三系上面を覆って水平に堆積している。本測線沿いでは、割山隆起帯の東縁部において東部では水平な反射面が中～高角度で東傾斜を示すこと、屈折トモグラフィの速度構造に速度逆転が存在することから、西傾斜の逆断層を推定した。この断層が直接地表に表れている地質学的な証拠は得られておらず、上盤側の層理面を使ったウェッジスラストを構成しているものと推定した (図 5)。尚、このトレースを双葉断層として記述しているものもあるが、地質学的な命名とは矛盾するため、ここではこのトレースを暫定的に割山隆起帯東縁断層と呼ぶ。この断層の活動は変形に参加している地層から、ほぼ鮮新世以降に形成されたものと推定される。

高分解能重力探査の解析結果を図 6 に示す。トレンド補正後のブーゲー異常値は 102.5 mGal から 88.6 mGal である。最大値は新生代以前の堆積物が分布する割山隆起帯で観測された。海成の鮮新世の堆積物がみられる割山隆起帯の東側では、値は東端から西へ緩やかに減少する。主に前期から中期中新世の層で構成される割山隆起帯の西側では、2つの極大を示す。この 2つの極大は半地溝によるものと考えられる。重力異常から推定された密度構造は、相補的に双葉断層周辺の地下構造を描き出した。これらの結果は、大深度探査から見た速度構造とも良好な一致を示している。

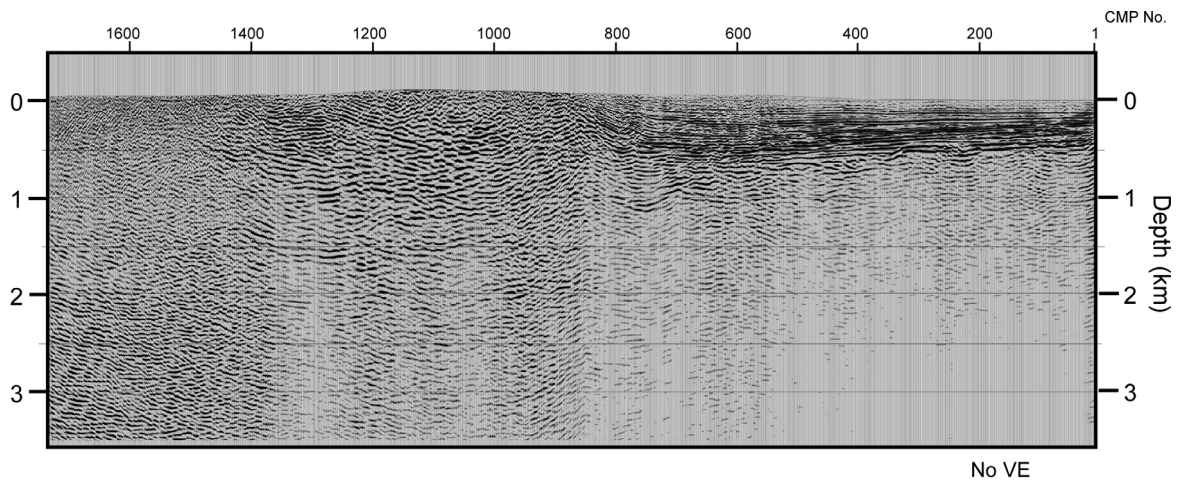


図3 高分解能反射解析結果（深度変換断面）

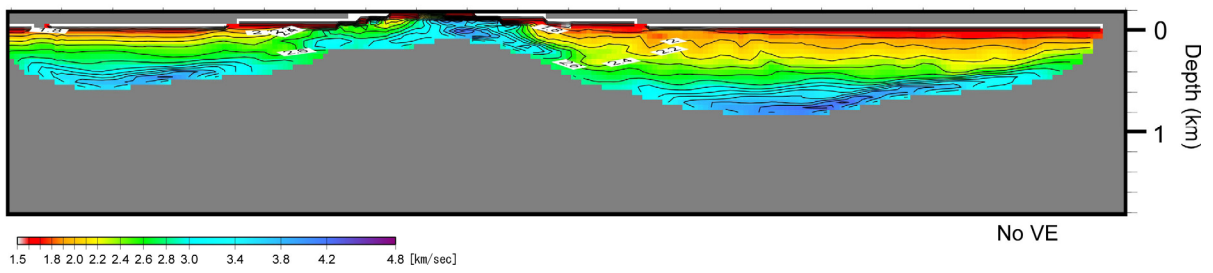


図4 屈折波トモグラフィ解析による速度構造

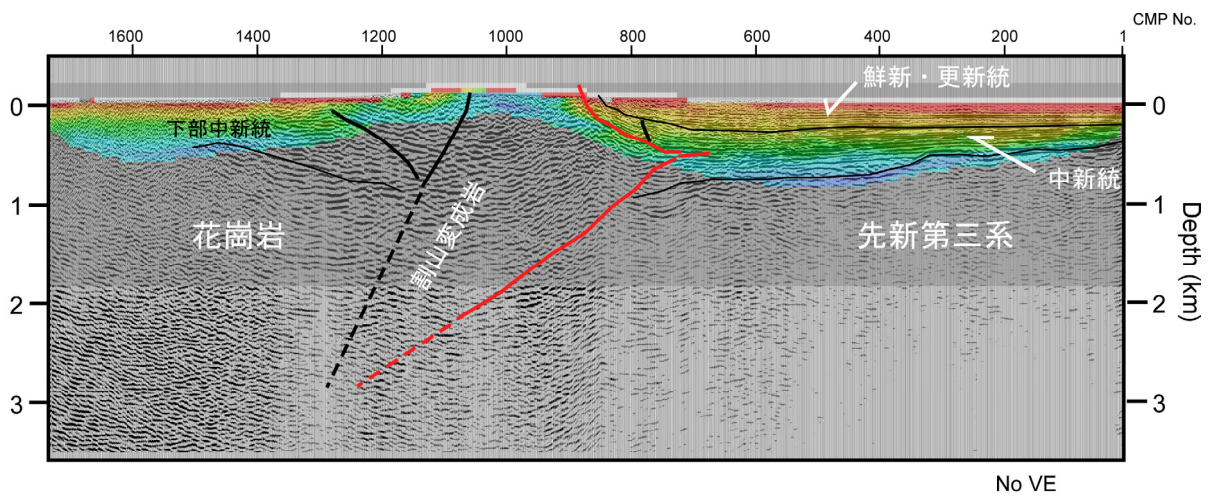


図5 解釈図

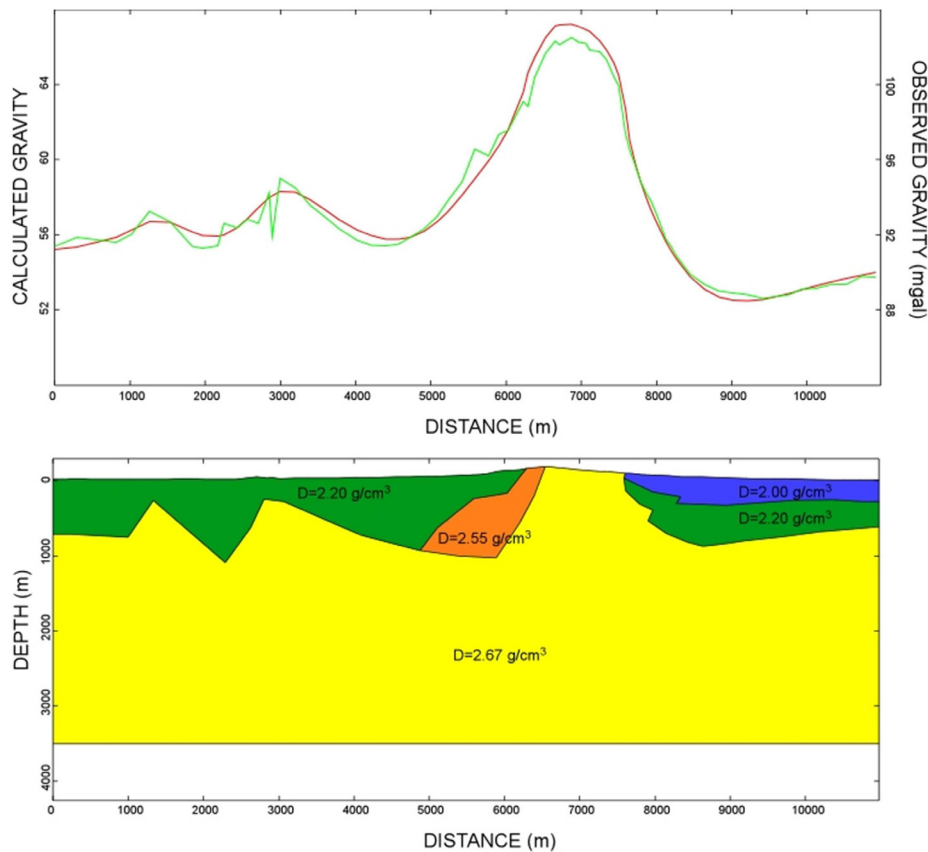


図6 高分解能重力探査結果

密度構造モデル（下図）及びそれによる計算値と測定ブーゲー異常値の比較（上図 赤線：計算値、黄緑線：測定値）

(d) 結論ならびに今後の課題

双葉断層を横切る約 12km の区間で、中型バイブレーター 2 台を用いた高分解能反射法地震探査と重力調査を実施した。反射断面と密度構造・既存の地質データ・大深度構造探査の結果を合わせて解釈することによって、双葉断層の地下構造が明らかになった。これらの構造は、大深度探査 (2-1) によって中角度である双葉断層が浅部では高角度となっており、このため圧縮性の構造運動の際に、動きにくい浅部の高角度の断層が棄却され、新たに割山隆起帯をショートカットして、その東側に逆断層が形成されたと推定される。この探査によって、浅部の断層形状が明らかになった。

(e) 引用文献

藤田至則・加納 博・滝沢文教・八島隆一，5 万分の 1 地質図幅「角田」，地質調査所，1988.  
 産業技術総合研究所地質調査総合センター，日本重力 CD-ROM 第 2 版，2004.  
 Zelt, C. A., and P. J. Barton, Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from Faeroe Basin, *J. Geophys. Res.*, **103**, 7187-7210, 1998.

### (2-3) 福島盆地西縁・白石断層における高分解能反射法地震探査

石山達也・佐藤比呂志（東京大学地震研究所）・越谷 信（岩手大学社会環境工学科）・豊島剛志（新潟大学理学部）・飯高 隆・蔵下英司・坂 守・芹澤正人・増田正孝・中島 剛・岩崎貴哉（東京大学地震研究所）

#### (a) 業務の要約

福島盆地西縁・白石断層を横切る約 5 km の区間で高分解能反射法地震探査を実施し、地表近傍の活構造と地下深部の断層との関係を明らかにするための基礎資料を収集した。推定された断層構造は、中新世に形成された半地溝やカルデラの構造に規制された、逆断層及びその分岐構造と考えられる。

#### (b) 業務の実施方法

仙台平野西縁から福島盆地南西端にかけての奥羽脊梁山地東麓部には、逆断層が長さ約 80 km にわたり分布する（池田ほか，2002；今泉，1980；活断層研究会，1991）。このうち、青麻山東麓部から白石盆地を経て福島盆地に至る区間には、村田断層・白石断層・越河断層・藤田東断層・桑折断層・台山断層・土湯断層と呼ばれる、北東走向・西傾斜の逆断層がほぼ連続的に連なっている（池田ほか，2002；今泉，1980；今泉ほか，2000；中田・今泉，2002；新屋，1980）。これらはいずれも第四紀後期の地形面を累積的に変位させる活断層である。これらの活断層は顕著なブーゲー重力異常の水平勾配の顕著な急変帯に沿って分布している。この急変帯は脊梁山地に後期中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラの外縁に相当すると考えられており（Sato *et al.*，2002）、活断層はこういったカルデラ形成に寄与した正断層の再活動である可能性がある。このような活断層の構造発達史的な背景を十分に理解するためには、浅部の複雑な構造や変動地形と深部構造を結びつけるために地下浅部の高解像度イメージングを行う必要がある。また、地表から地下深部にかけての構造地質的な関係を理解することは、活断層と震源断層の関わりを理解する上で重要な示唆となりうる。そこで、筆者らは宮城県白石市において白石断層を横断する浅部の高解像度反射法地震探査を実施した。本実験では独立型収録システム GSR (OYO Geospace 社製) 及び中型バイブレーター震源 EnviroVib (IVI 社製) 2 台を用いた。測線は白石市地藏堂から同鎌先の児捨川沿い約 5 km 区間である（図 1）。受振点間隔は 12.5 m で計 216 チャンネルの固定展開でデータを取得した。受振システムは GSR (OYO Geospace 社製) と JGI MS2000 を用いた。震源は中型バイプロサイズ車 2 台で、発震点間隔は 12.5 m、スweep 長 20 秒、スweep 周波数は 8-100 Hz、標準スweep 回数は 2 回である。レコーディングのサンプリング間隔は 4 msec で記録長は 6 sec とした。データ処理は (株) 地球科学総合研究所製の反射法データ処理システム Super X-C を使用した。以下に主な処理に用いたパラメータを示す。

- ・自動振幅調整 (Automatic Gain Control; AGC), AGC operator length: 400 msec
- ・デコンボリューション (Deconvolution), Operator length: 180 msec, Gate length: 2000 msec, White noise: 5%, Prediction length: 10 msec
- ・表層静補正 V2, T2 Offset Range to Use: 50-600m, V2 Brock size: 25, V1 Value: 400

m/s, V2 Value: 1800 m/s

- ・NMO 補正 (Normal Move-out Correction) と速度解析 (Velocity Analysis) 速度解析は CMP200 毎に行った。

- ・バンドパスフィルター (Band-pass Filter) パスバンド: 10/20 - 70/80 Hz

- ・F-X プレディクションフィルター (F-X Prediction Filter) Gate length: 30 traces, Operator length: 5 traces, Window length: 1000 ms

- ・マイグレーション (Post stack Time Migration) 重合時の速度構造を 90 %とした速度を用いた。

図 2, 3 に重合断面と重合後マイグレーション断面、図 4 に深度変換断面を示した。

#### (c) 業務の成果

その結果、白石断層及びその下盤側の地下 1 km までのイメージが取得できた。反射断面では、白石断層の変位地形として最も顕著である、高位・中位低位段丘面を変位させる一連の東向き撓曲崖の基部から地下に延びる西傾斜のスラストが確認できる。スラストは新第三系が参加する背斜東翼の基部を通過し、背斜は向斜に参加する新第三系・第四系に衝上するように見える。また、emergent thrust の構造や位置は菅生田地点で実施されたトレンチ調査の結果と整合的である。このほか、変動地形で認められるより前縁の撓曲崖地形に対応する分岐伏在断層も認められる。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

福島盆地西縁・白石断層を横切る約 5 km の区間で、独立型レコーダーと中型バイブレーター 2 台を用いた高分解能反射法地震探査を実施した。反射断面と既存の地質データ・大深度構造探査の結果を合わせて解釈することによって、白石断層の詳細な地下構造が明らかになった。これらの構造は深度およそ 1 km 程度に伏在するデコルマから地表に向かって延びる分岐スラスト群であると考えられ、これらのうち最も前縁部に位置する二条の断層が活断層であると考えられる。今後は既存資料 (宮城県, 2001; 渡辺ほか, 2006 など) を考慮して断層帯全体のひずみの分配と全体で蓄積される長期歪みを検討する。

#### (e) 引用文献

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p, 2002.

今泉俊文, 東北地方南部の活断層, 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 事業実行委員会編, 古今書院, 21-26, 1980.

今泉俊文・松多信尚・渡辺満久・澤 祥・中田 高・宇根 寛・丹羽俊二, 都市圏活断層図「白石」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 375, 2000.

活断層研究会, 『新編 日本の活断層—分布図と資料』, 東京大学出版会, 437p, 1991.

宮城県, 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 福島盆地西縁断層帯に関する業務調査報告書 (概要版), 40p, 2001.



中田 高・今泉俊文編, 『活断層詳細デジタルマップ』, 東京大学出版会, 68p, DVD 2 枚, 付図 1 葉, 2002.

新屋浩明, 白石-福島活断層系の断層変位地形と最新活動期, 東北地理, **36**, 219-231, 1984

Sato, H., Imaizumi, T., Yoshida, T., Ito, H., & Hasegawa, A., Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan, 1039-1043, 2002.

渡辺満久・宮脇理一郎・小俣雅志・佐々木俊法, 宮城県南部, 白石断層の活動性, 活断層研究, **26**, 79-85, 2006 .

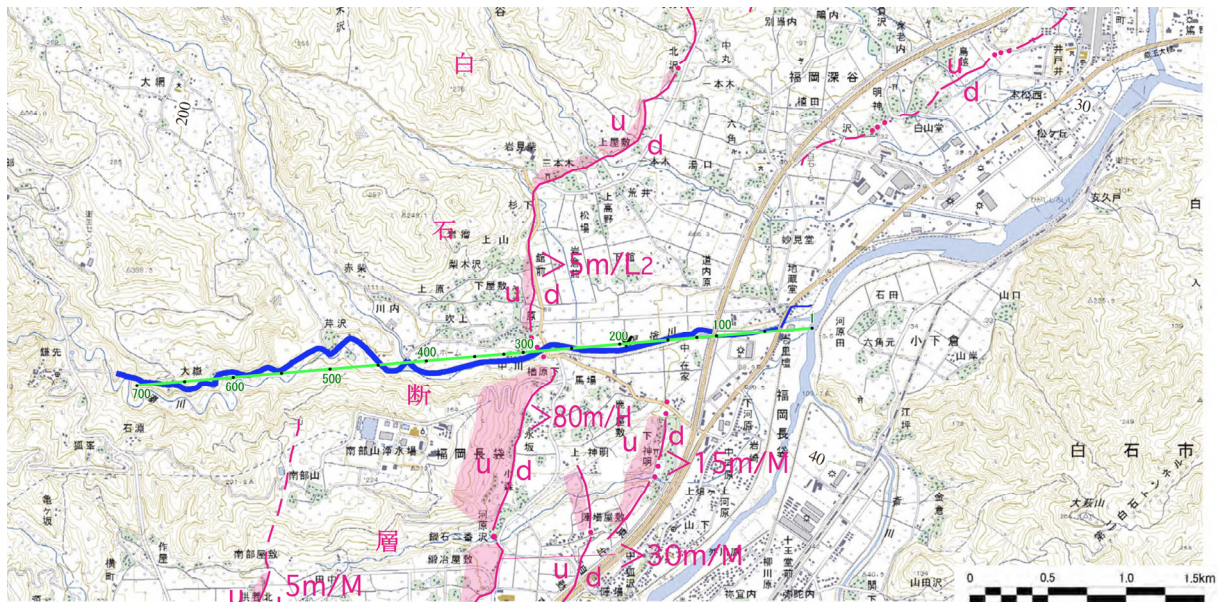


図1 高分解能反射法地震探査測線 (青実線)・重合測線 (黄緑実線) と CMP 番号 (国土地理院発行 1/25000 地形図(白石)に加筆)。赤線は池田ほか (2002) による活断層の位置。

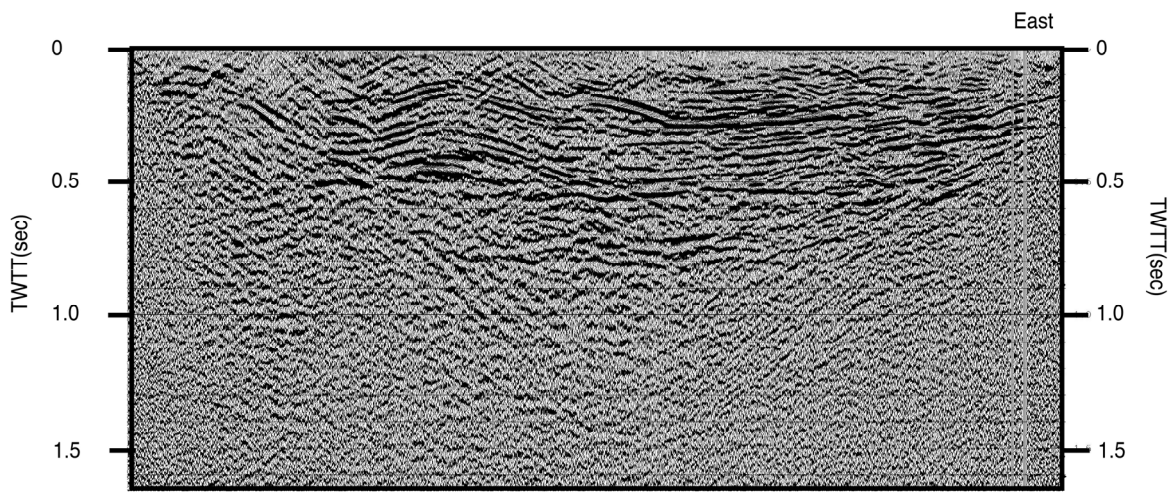


図2 高分解能反射解析結果（重合断面）

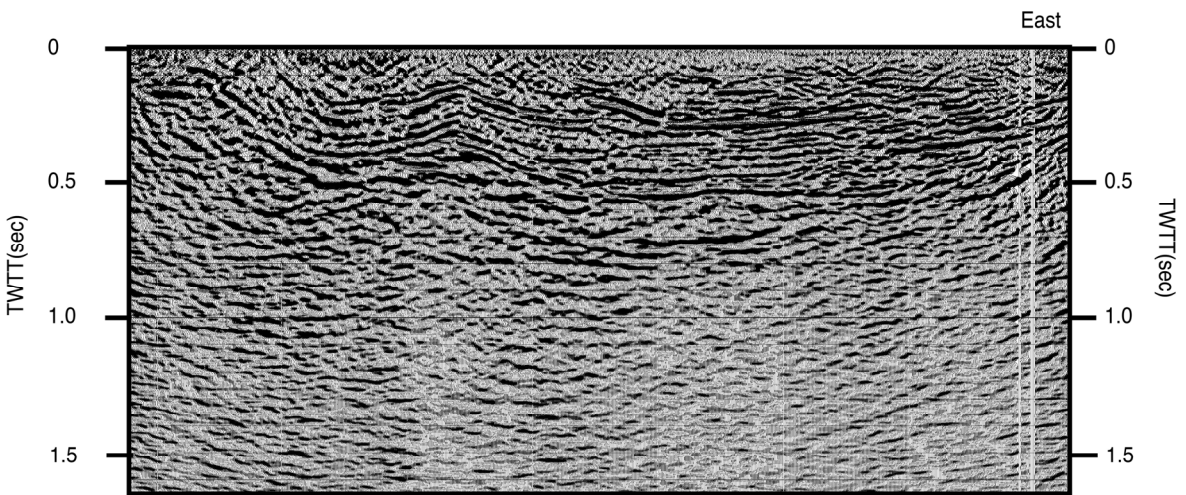


図3 高分解能反射解析結果（マイグレーション断面）

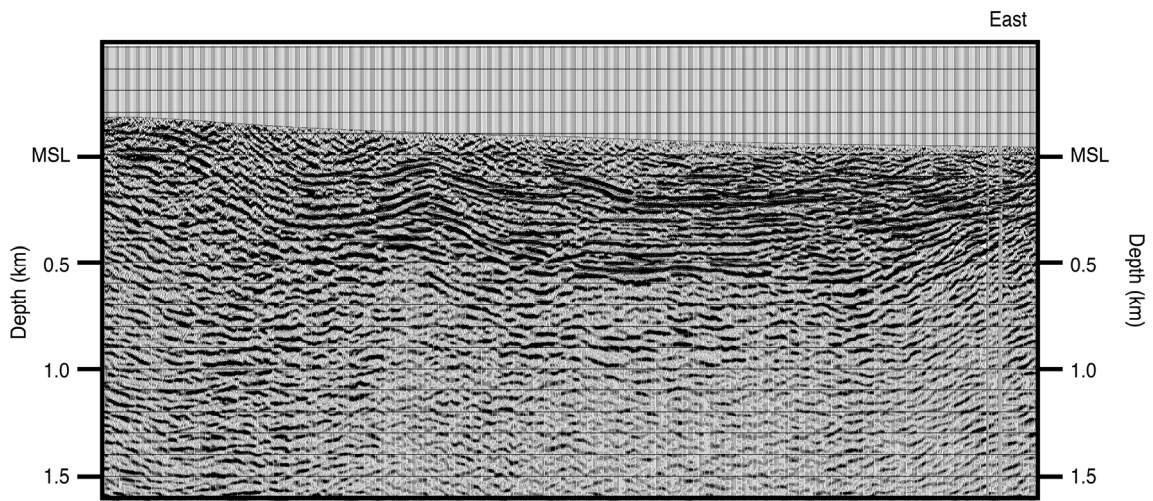


図4 高分解能反射解析結果（深度変換断面）

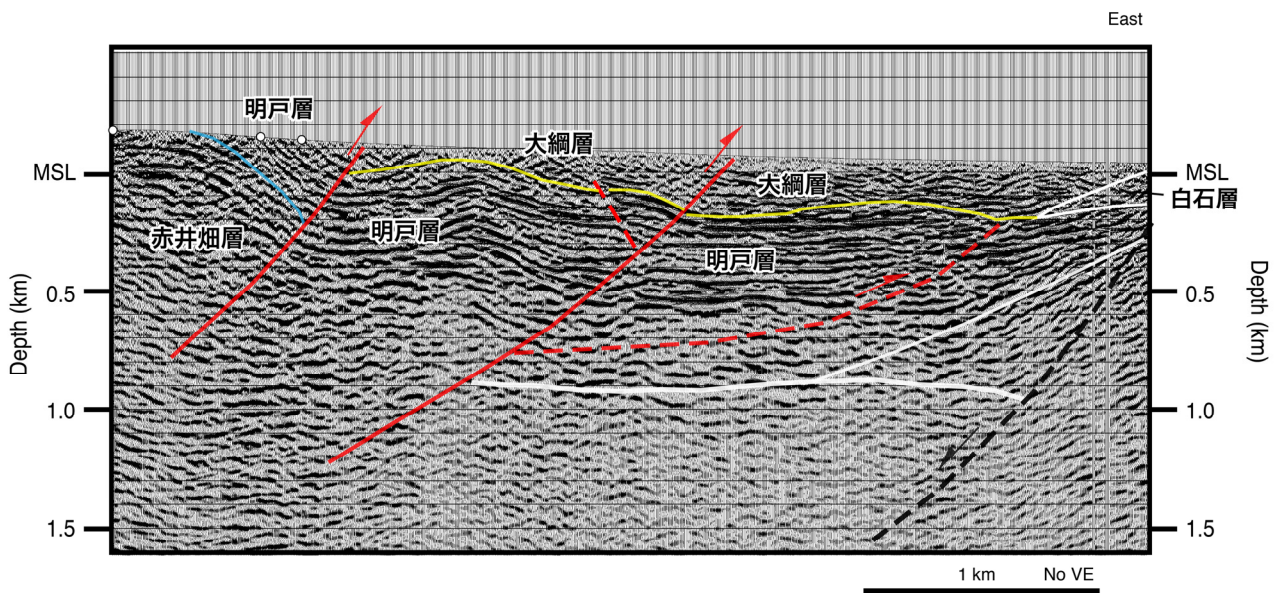


図5 深度断面の解釈図

## (2-4) 石巻-酒田測線及びいわき-新潟測線における GNSS 観測

三浦 哲（東京大学地震研究所）・太田雄策・出町知嗣・立花憲司（東北大学理学研究科）

### (a) 業務の要約

東北地方太平洋沖地震の発生により、東北日本弧における応力場はそれ以前の東西方向の短縮場から伸張場へと反転した。また、プレート境界上では地震発生後約2年が経過した現在も大きな余効滑りが継続している。これらの結果として、各地でM7クラスの直下型地震や、これまで顕著な地震活動がなかった地域で誘発地震を発生させている。こういった現象を定量的に理解するためには、現在進行中の地殻変動現象の時空間的特徴を詳細に明らかにすることが重要である。このため、宮城県石巻市から山形県酒田市に至る測線及び福島県いわき市から新潟市に至る測線上にGNSS連続観測点を高密度に配置し（GNSS稠密観測側線）、平成24年11月に地殻変動観測を開始した。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) GNSS稠密観測側線

本研究では、東北日本の前弧域から火山フロントを超えて日本海側に至る2本のGNSS稠密観測側線、すなわち石巻-酒田測線及びいわき-新潟測線を構築した。図1に観測点配置を示す。GNSS観測では、GNSS衛星からの微弱なLバンド帯（1～2 GHz）の電波を受信するため、上空の視界が開けている必要があり、アンテナ位置の変動が地盤そのものの変動に直結している必要がある。このため、これらの条件を満足する小中学校の校舎や地方自治体の庁舎の屋上を中心にして観測点選定を行った。

図2、3にGNSSアンテナ取付状況を示す。前者では福島県石川町立石川中学校屋上のパラペットにアンカーボルトでステンレス製ポールを固定し、アンテナを取り付けている。後者は、福島県会津若松市立湊中学校の例であるが、ここでは冬期間の積雪が多いため、その影響を避けるために、長さ1.5 mのアルミ製自立型ポールをコンクリート基礎にアンカーボルトで固定し、その上端にアンテナを取り付けている。GNSS受信機、電源装置及びデータ通信装置は、図4に示すスチール製キャビネットに収納されている。

#### 2) データ伝送システム

図5にデータ伝送システムの概略を示す。各観測点に設置されたGNSS受信機で取得された観測データは、一旦LANで接続されたデータロギング用PCに1秒及び30秒サンプリングで収録されている。後者のデータは、東京大学地震研究所に設置されたデータ収録装置からの呼出により1日1回伝送される。前者は、大地震等のイベントがあったときのみ、手動により収集が行われ、過去約1年分のデータがPC内に保持される。本システムは出町・他（2011）に基づいており、データ伝送には携帯電話を介したインターネット網を利用している。

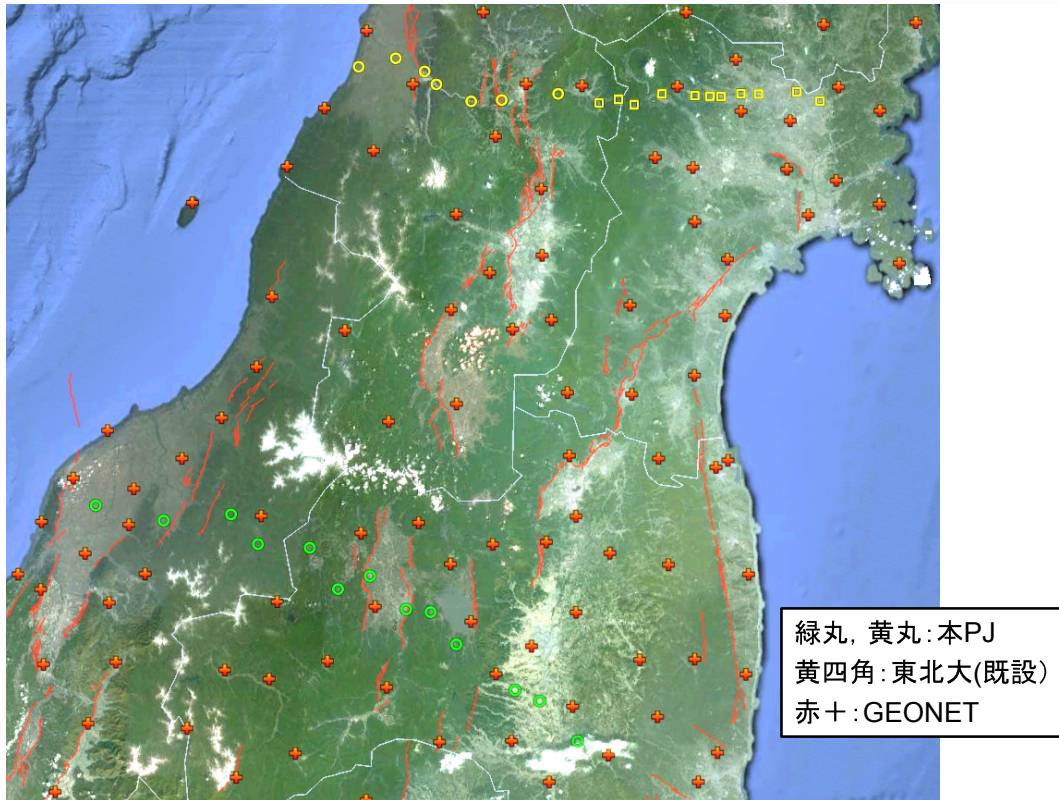


図1 GNSS連続観測点配置図

黄丸、緑丸が本研究で新設された観測点、赤十字、黄四角がそれぞれ東北大学、国土地理院の既設観測点を示す。



図2 福島県石川町立石川中学校観測点におけるアンテナ取付状況

アンテナは校舎屋上パラペットにアンカーボルトで固定されたステンレス製ポール上端に固定されている。

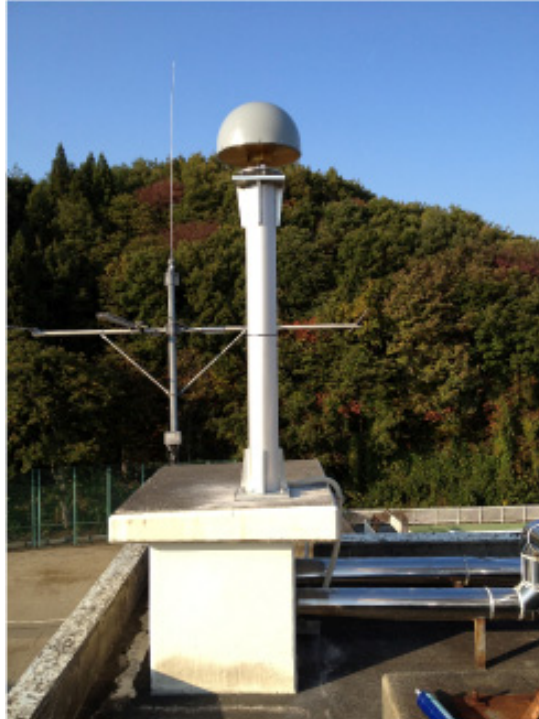


図3 福島県会津若松市立湊中学校観測点におけるアンテナ取付状況  
アンテナは校舎屋上コンクリート基礎にアンカーボルトで固定されたアルミ製自立型ポール上端に固定されている。



図4 機器収納キャビネットの取付状況  
(左) 外観。(右) 内部の状況。上段にはルーター及びハブ、中段にはGPS受信機及びデータ収集用PC、下段には無停電電源装置が収納されている。

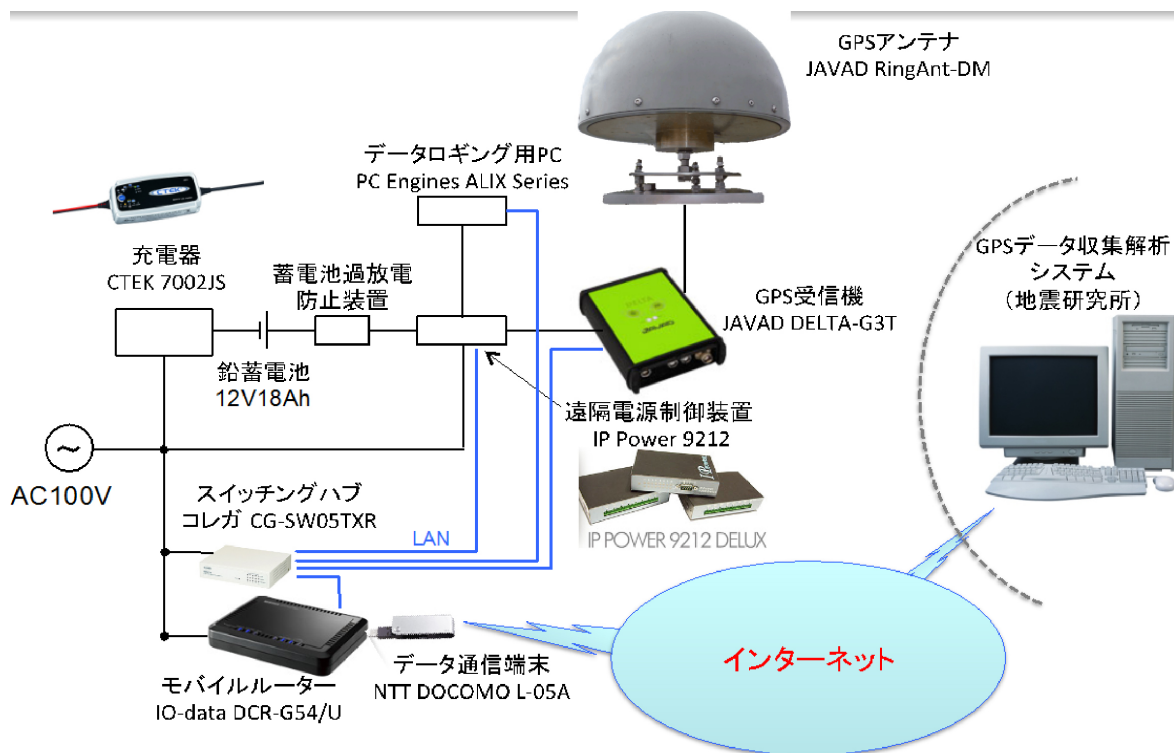


図5 データ伝送システム概略図

### 3) データ解析

GNSS解析には、米国航空宇宙局 (NASA) のジェット推進研究所 (Jet Propulsion Laboratory, JPL) によって開発されているソフトウェアGIPSY-OASIS II (GNSS Inferred Positioning SYstem/ Orbit Analysis and SIMulation Software, Lichten and Border, 1987) version 6.0 を使用し、精密単独測位法 (Zumberge *et al.*, 1997) によって各観測点の日座標値推定を行った。解析の際の衛星軌道・時計情報には、JPL再解析精密歴を使用した。大気遅延量推定においては、天頂大気遅延量 (Zenith Total Delay, ZTD) を推定し、各衛星方向へはマッピング関数を用いて重み付けを行った。マッピング関数としては、VMF1 (Vienna Mapping Functions 1, Boehm *et al.*, 2006a) を使用した。解析時の衛星の仰角カットオフは $7^{\circ}$ とした。

#### (c) 業務の成果

前節で述べたデータ解析手法により得られた各観測点座標値の時系列を図6に示す。東西成分には全ての観測点で右上がりの傾向 (東方向へ変位) が顕著であり、南北成分ではやや右下がりの傾向 (南方向への変位) が見られる。これは、東北沖地震の余効変動であると考えられる。山形県瀬見観測点 (SEMI) では、12月初めに南北成分に大きな擾乱が見られるが、これは積雪の影響と考えられる。会津若松市立湊中学校 (MINT) では、観測開始当初にデータ収集に若干の問題があり、解析結果が乱れている。また、12月上旬にも大きな擾乱が見られるが、恐らく積雪の影響であろうと思われる。

図6中の4桁の数字のみで示されている観測点は国土地理院のGEONET観測網の観測点であるが、それらと本研究により新設された観測点の時系列データを比較しても大きな差異はなく、12月後半以降は良好なデータが得られている。このことを量的に評価するため、各観測点の各成分に線型トレンドを当てはめて計算された重み付き残差平方和（WRMS）を図7に示した。アウトライアーを含む観測点以外については、水平成分において3mm以下、上下成分においては10mm以下となっており、十分な精度が得られていることがわかった。

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究により、平成24年度に設置されたGNSS観測点においては、高精度の測位解が得られていることがわかった。今後も観測を継続することによって、2011年東北地方太平洋沖地震後の余効変動の時間的な推移を捉えることが期待できる。さらに、本研究の地殻構造探査により構築された構造モデルに基づくシミュレーション等と組み合わせることにより、同地震に伴う応力場の反転現象に対する地殻変形応答の解明につながることを期待できる。

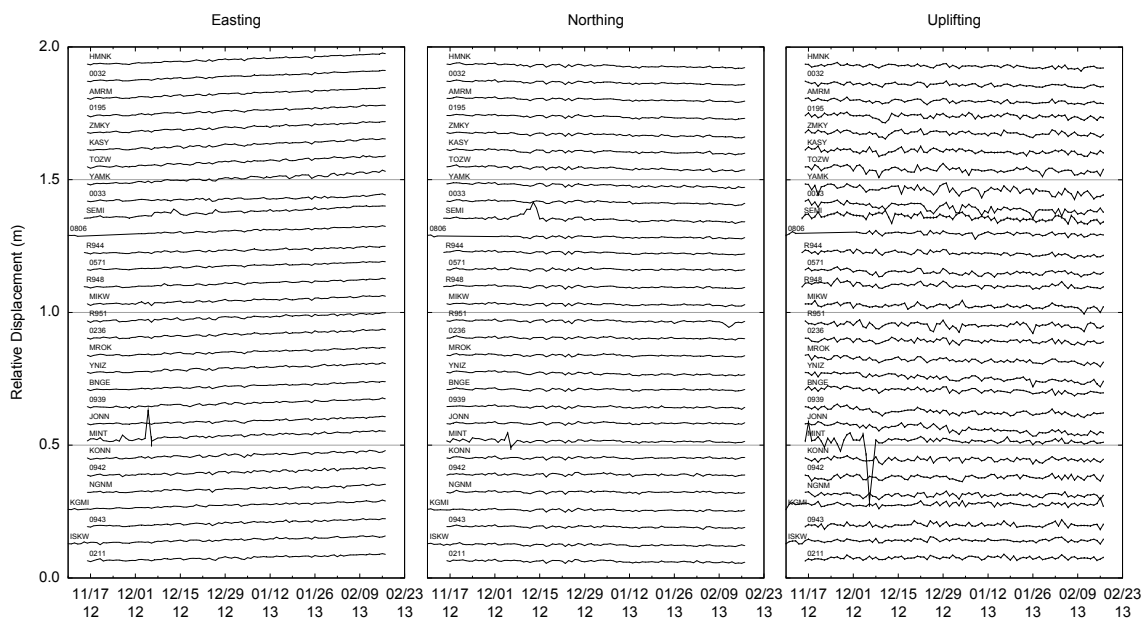


図6 GPSデータ解析により得られた各観測点座標の時系列  
左から東方向、北方向、上方向の変位（相対変化）を示す。4桁の数字のみの観測点コードは国土地理院のGEONETの観測点を、それ以外は本研究で新設された観測点を示す。



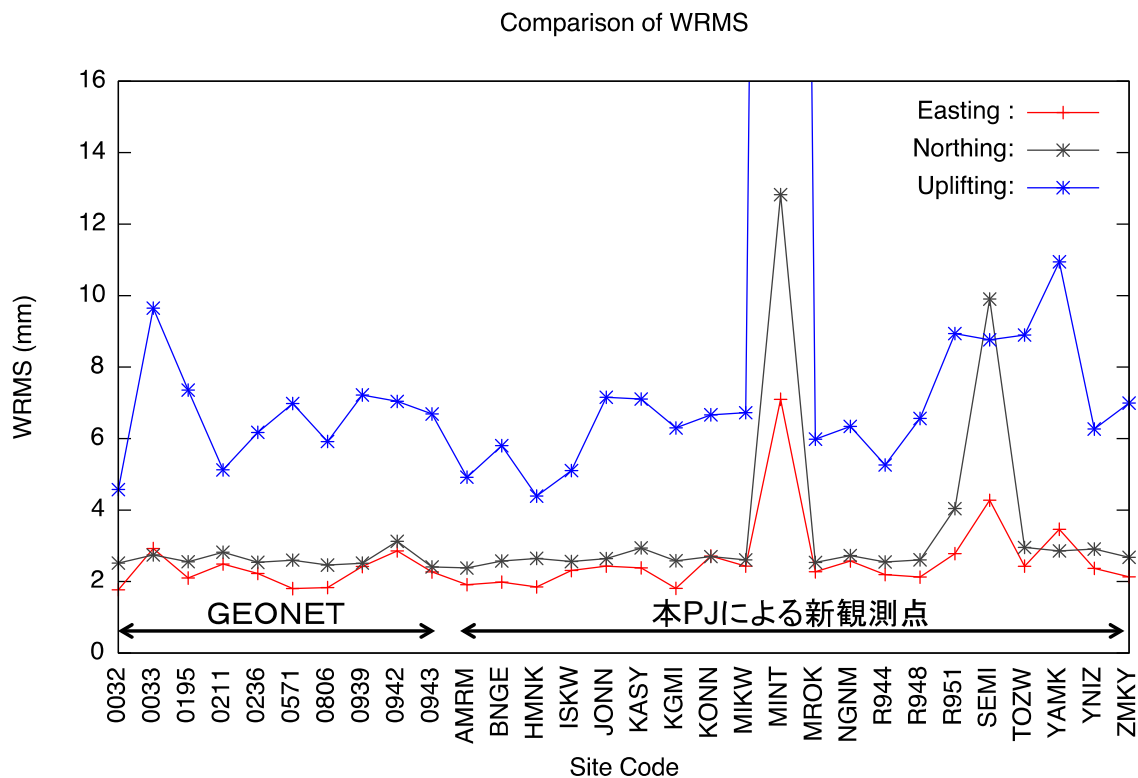


図7 各観測点の座標値時系列の回帰直線に対する重み付き残差平方和 (WRMS) 左側が GEONET 観測点、右側が新設観測点を示す。

(e) 引用文献

Boehm, J., B. Werl, and H. Schuh, Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, **111**, B02406, doi:10.1029/2005JB003629, 2006.

出町知嗣・立花憲司・太田雄策・三浦哲・植木貞人・長谷見晶子・鹿目靖雄・松島健，  
 プリペイド携帯電話通信端末を利用したGPS連続観測，日本地球惑星科学連合2011年大会，  
 千葉市，幕張メッセ，2011年5月。

Lichten, S., and J. Border, Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12,751-12,762, 1987.

Zumberge, J., M. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins, and F. Webb, Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005-5018, 1997.