

地震災害調査研究

| | |
|--|-----|
| 地震災害リスク評価のための調査研究..... | 79 |
| いわき地域における反射法及び屈折法による統合地震探査 ー井戸沢断層・湯ノ岳断層周辺の地下構造ー | 83 |
| 福島県いわき市の井戸沢断層・湯ノ岳断層地域における電磁探査法調査 | 103 |
| 福島県いわき市における地下構造調査 ー重力探査ー | 113 |
| 変動地形・古地震学的検討に基づく 2011 年 4 月 11 日 福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性 | 125 |
| 福島県湯ノ岳断層のトレンチ調査 | 137 |
| 糸魚川-静岡構造線活断層系中部および北部における古地震調査 | 147 |
| 前弧域に形成される低活動性断層の時間・空間分布把握 | 159 |
| 関東平野に伏在する活断層を対象とした反射法地震探査..... | 171 |
| 関東平野における更新統のオールコアボーリングと堆積層の土質試験..... | 185 |
| 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動測定 | 207 |
| 東日本地域の変形構造評価のための基礎データ整備 ー首都圏周辺域の詳細 地形データ整備と東北地方の地層走向・傾斜データのデジタイズー | 229 |

地震災害リスク評価のための調査研究 Research project for evaluations of the earthquake hazards in inland areas after the 2011 Tohoku earthquake

桑原保人^{1*}
Yasuto Kuwahara^{1*}

Abstract: We have conducted a research project for clarifying the subsurface fault structures and paleoearthquake activity in induced earthquake focal regions due to the 2011 great Tohoku-oki earthquake. We have also gathered basic data sets, such as subsurface shallow structures in the Kanto plain and digital elevation model (DEM) data and deformation of geological strata in the relatively large region of eastern Japan to study further seismic hazard assessments for future inland earthquakes.

Keywords: 2011 Tohoku earthquake, triggered earthquake, aftershock, active fault, trench survey, geophysical exploration, borehole survey, airborne laser mapping

1. 地震災害リスク評価研究のねらい

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（マグニチュード M9.0；以下、東北地震）が投げかけた多くの課題のひとつに、東日本の内陸各地で地震活動が活発になったことがある（例えば、Toda et al., 2011；桑原, 2012）。大きな地震の後に震源域から離れた場所で活発化する地震活動は、「広義の余震」あるいは「誘発地震」と呼ばれている（桑原, 2012）。第1図は、(a)が地震前3ヶ月、(b)が地震直後3ヶ月、(c)が最近2014年6月11日までの3ヶ月間の東日本一帯の地震活動を示す。気象庁の一元化震源で深さ30km以下、Mが0以上の地震の震央をプロットしてある。図(b)の黒丸で囲った領域は内陸で特に地震活動が活発になったと言える場所である。西方では、糸魚川-静岡構造線周辺まで活発になっている。図(c)の最近の活動を見ると、図(b)の丸で囲った多くの領域で、2011年東北地震前の活動と比較して依然として活発であることが分かる。また関東地方では深さ100km程度の地震活動も含め全体に活発になっており、これらの活動も2011年東北地震の誘発地震と言える（例えば、遠田, 2012）。

上記の誘発地震活動の中で特に注目されるものとして、第1図(b)のAで示す茨城・福島県境付近の一連の群発的な地震活動は、発生する地震の多くがほぼ東西方向に引っ張り軸をもつ正断層型の地震となっている（例えば、Imanishi et al., 2012）。これは、大局的にはほぼ東西圧縮の場にある東北地方のなかで、東西張力の地震が発生しているということ非常に珍しい地震活動であると言える。また、2011年4月11日に同領域内で発生した福島県浜通りの地震(M7.0)の時には、この領域にある活断層群の中の井戸沢断層と湯ノ岳断層沿いに

正断層成分の卓越した地表地震断層が現れた（例えば、栗田ほか, 2011, 丸山ほか, 2011, Otubo et al., 2012）。この2つの断層は、活断層研究会(1991)によれば、断層運動のセンスとしては正断層成分と横ずれ成分を含み、活動度に関してはあまり高くなく不明とされていた。

このように東日本一帯で2011年東北地震の影響を受け、活発で特異な地震活動と言うべき状況が生じている。このような状況は、例えば中禮(2002)が東北地方の過去の海溝型巨大地震と内陸の地震の関係で示したように、少なくともあと10年程度は続く可能性がある。また、地震後2年近く経った現在も東北沖地震の震源域のより深部では余効すべりが継続しており（国土地理院, 2012）、この余効すべりの今後の推移と内陸への影響も予断を許さない状況と言える。

産総研ではこのような状況を理解し、また今後の内陸の地震リスクを適切に評価することを目的に、次章で示すような調査とデータ整備を実施した。

2. 調査内容と調査地域

調査は、主に次の6つのテーマに分かれて実施した。

- 1) 茨城・福島県境付近の活断層の活動履歴や詳細な地下構造調査。
- 2) 阿武隈山地全域の低活動断層の空間分布・活動性に関するデータ整備。
- 3) 糸魚川-静岡構造線（糸静線）活断層系中部の活動履歴調査。
- 4) 関東にある、深谷・綾瀬川・立川断層などの地震による地盤変形や地震動を評価するための、反射法地震波探査、ボーリング調査、詳細地形調査。
- 5) 首都圏の地盤構造評価のための基準ボーリング調査

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

と微動探査。

6) 東日本一帯の変形構造を系統的に明らかにするための基礎データとして、6-1) 詳細地形データおよび6-2) 地層の走向・傾斜データの整備。

それぞれの調査範囲と調査内容の関係を第 2 図に示す。

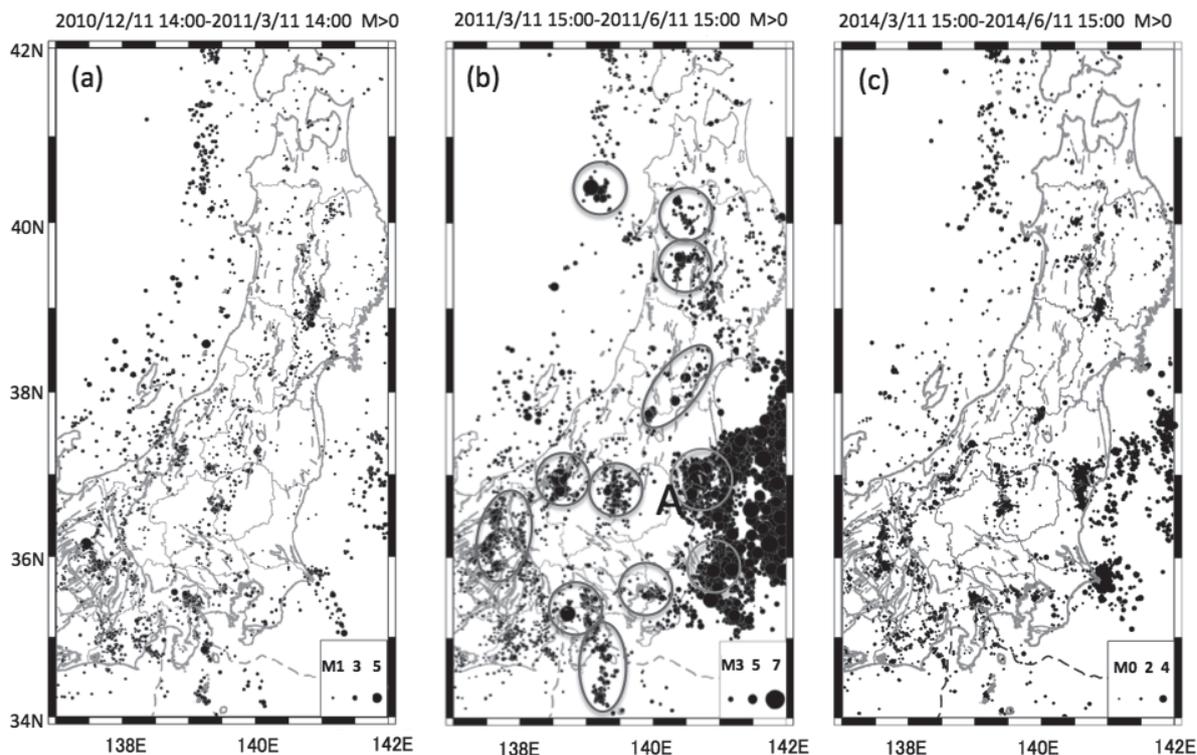
1) に関しては、井戸沢断層（塩ノ平断層）ではすでに堤・遠田(2011)や石山ほか(2011)でトレンチ調査が行われている。また湯ノ岳断層については東京電力によって、ボーリング・トレンチ調査が実施され、後期更新世以降に活動したことが認められるとされている(東京電力, 2011)。産総研ではこれらの調査とは別の地点あるいは別の断層でトレンチ調査等を実施し、同地域にある複数の断層群としての活動履歴の把握を行った。地下構造調査としては、井戸沢断層・湯ノ岳断層を両方カバーできるように反射法地震波探査、重力調査、電磁気探査を実施した。なお、「井戸沢断層」および「湯ノ岳断層」の読み方（ローマ字表記）については、これまでいくつか示されているが、本報告書では、現地での地名の読

み方や、黒澤ほか(2012)、堤・遠田(2012)での表記を参考に、それぞれ「いとざわだんそう (Itozawa fault)」および「ゆのだけだんそう (Yunodake fault)」としている。

2) では、井戸沢断層・湯ノ岳断層が従来の知見では発生の可能性が殆ど考慮されていなかった前弧域での正断層活動であることから、阿武隈山地周辺に分布する活構造・リニアメント・断層破碎帯の空間分布・活動性に関する基本的データを取得することを目標とした。

3) では、2011年6月30日に糸静線中部の牛伏寺断層近傍で、誘発地震の一つと見られるM5.5の地震が発生した。ここでは、この付近の活断層系で地震が発生した場合どの範囲で地震が起こるのかを検討するために、過去の地震の活動時期と変位量を復元することを目的とした、トレンチ・ボーリング調査や詳細地形調査等の古地震学的調査を実施した。

4) では、深谷・綾瀬川断層等での反射法地震波探査・ボーリング調査・土質試験、また立川断層を含む同地域での詳細地形データ整備を行う。これにより、深谷・綾



第 1 図 2011 年東北地方太平洋沖前後と現在の内陸部の地震の震央分布。(a)地震前 3 ヶ月、(b)地震直後 3 ヶ月、(c)最近 (2014 年 6 月 11 日まで) の 3 ヶ月。気象庁の一元化震源データで深さ 30km 以浅、M が 0 以上の地震の震央をプロットしてある。活断層および県境も表示されている。

Fig.1 Epicenter distributions for showing seismic activities before, after the 2011 Tohoku-oki earthquake and present days, (a) 3 month before, (b) 3 months after, and (c) recent 3 months until June 11, 2014. Focal depths are less than 30 km. Earthquake magnitudes are larger than zero.

瀬川断層帯のセグメント境界付近の地下構造の解明, 地震動予測に必要な地下深部の断層形状の推定, また地震が発生した場合のライフライン等被害予測に役立てるため, 地表付近の地盤変形の評価を行いたいと考えている。

5)は, 首都圏の既存の土質ボーリング調査データを, 強震動予測のために必要な地盤データとして活用するために, 千葉県北部において基準ボーリング調査および微動測定を行なった。

6)は, 東北地方に分布する断層の地下形状や活動性を推定するための基礎的なデータの整備を目的としている。

3. 主な結果

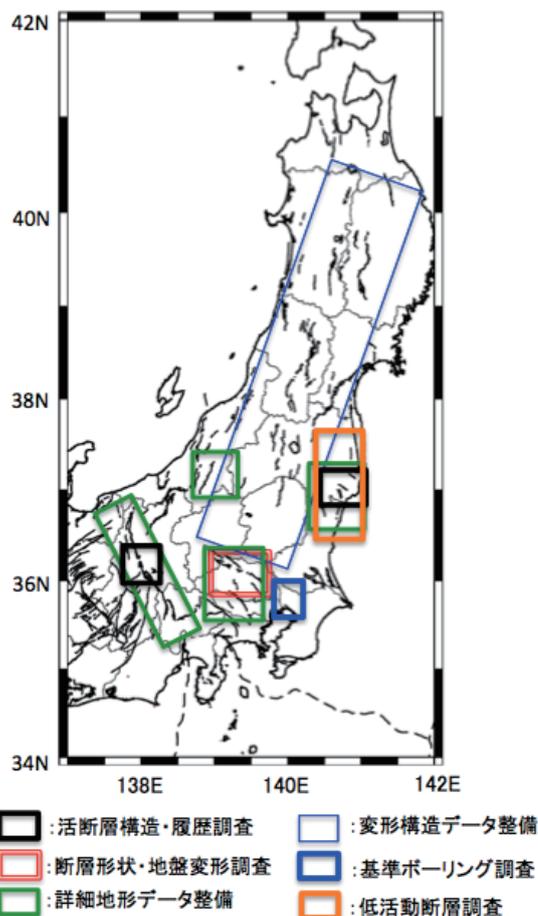
現段階では, それぞれのテーマで基本的なデータセットの取得は終了した状況である。詳細はそれぞれの報告に譲り, ここでは主な成果をまとめておく。

2節1)の茨城・福島県境付近の活断層調査については, 井戸沢断層では活動時期は明らかにされなかったものの, 過去の活動の変位量は今回のものより有為小さかったこと, 湯ノ岳断層では過去の活動時期を示唆するデータが得られた。また地下構造については, 地震, 電磁, 重力探査それぞれで深度数百mから, 場合によっては数kmまでの詳細な地下構造を明らかにしており, 複数の断層のそれぞれの活動の変遷を示している可能性を示し, 興味深い。

2)では既存資料の整理や新たな調査を実施し, 阿武隈山地周辺に分布する活構造・リニアメント・断層破砕帯の空間分布・活動性に関する基本的データを取りまとめた。

3)の糸静線中部の活動履歴調査では, 岡谷断層トレンチによって過去7200年間で4回の地震イベントが認定された。その結果は約1200年前の地震の大きさについて, 従来考えられてきたものとは異なるものであることを示し, さらに古い活動についてもより詳細な活動様式を明らかにするデータを得ることができた。

4)では首都圏に伸びる深谷・綾瀬川断層について, 5測線, 総延長35km弱の地震反射法を実施した。その結果, 従来不明であった, 両断層のセグメント境界付近の構造を明らかにし, また南東側への延伸の可能性は低いことを示した。さらに深谷断層系および元荒川断層帯近傍で深さ約150mの4本の土質ボーリングを実施し, 地質観察, PS検層, 物性試験を実施した。これらから地盤変形評価および地震動評価を目的とし, 断層の変位量および変位形態の推定に必要な堆積層鍵層の深度分布および断層被覆層の物性値を得ることができた。またこの地域の地盤増幅特性を把握するため, 1カ所では孔底と地表部で地



第2図 今回のプロジェクトでの調査内容と調査範囲の関係

Fig. 2 Map showing survey areas.

震計を設置し, 地震観測を継続している。

5)では, 深度50~120m, 合計7カ所で基準ボーリングを掘削し, 基礎的な地質層序データや物性層序データを整備した。またボーリング地点近傍で微動探査を実施し, S波速度構造を提示するとともに, 層相の地域的差異に対応した地盤振動特性を明らかにした。

6)については, 主に国交省の所有する航空レーザー測量データの収集及び必要な地域でのデータ取得を行い, 比較的広い地域での2mDEMデータの整備を行なった。そしてこれらのデータを, ウェブベースで管理・取得できるアーカイブシステムを構築した。また, 秋田県総合地質図幅等の産業技術総合研究所(旧地質調査所含む)以外の主体が整備した地質図の地層走向・傾斜データのデジタル化を行った。

以上, 補正予算で当初予定されていた調査研究項目の

基本的作業は終了した。今後は、茨城・福島県境付近の活断層、糸静線や関東の活断層調査に関しては、これまでに得られたデータも含め、総合的に解釈し成果を公表していく必要がある。また、今回整備したより広域的で基盤的なデータについては、他機関も含め広く地震調査研究に活用されたい。

謝辞

震源データは気象庁の一元化震源によりました。作図は産総研活断層データベース (https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html) の可視化システムを用いました。

文献

- 栗田泰夫・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻 崇・安藤亮輔・丸山 正 (2011) 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳・藤原断層の地表変位ベクトル。地震予知連絡会会報, **86**, 170-171.
- 中禮正明 (2002) 東北日本における火山噴火および内陸地震 ($M \geq 6.2$) と三陸沖の巨大地震 ($M8$ クラス) との時間的関連性について。地学雑誌, **111**, 175-184.
- Imanishi, K., R. Ando, and Y. Kuwahara (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09306. doi:10.1029/2012GL051491
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2011) 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ掘削調査 (速報)。http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/#fukushima3 (2014 年 10 月 8 日確認)
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料一。東京大学出版会, 437p.
- 国土地理院 (2012) 東北地方の地殻変動。地震予知連絡会会報, **88**, 104-142.
- 桑原保人 (2012) 2011 年東北地方太平洋沖地震で誘発された内陸地震活動の現状と地震災害リスク評価のための調査研究プロジェクトの紹介。地質ニュース, **1**, 172-175.
- 黒澤英樹・楮原京子・三輪敦志・佐藤ふみ・今泉俊文・宮内崇裕・橋本修一・中島秀敏・白澤道生・内田淳一 (2012) 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層—いわき市田人町塩ノ平における露頭観察とボーリング調査 (速報) —。活断層研究, **36**, 23-30.
- 丸山 正・斎藤英二・吾妻 崇・谷口 薫・吉見雅行・林田拓己 (2011) 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告。<https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/report/dosawa/> (2014 年 10 月 8 日確認)
- Nishimura, T., H. Munekane, and H. Yarai (2011) The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET. *Earth Planets Space*, **63**, 631-636.
- Okada, T., K. Yoshida S. Ueki J. Nakajima N. Uchida T. Matsuzawa N. Umino A. Hasegawa and Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (2011) Shallow inland earthquakes in NE Japan possibly triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 749-754.
- Otsubo, M., N. Shigematsu, M. Takahashi, T. Azuma, K. Imanishi, R. Ando (2011) Slickenlines on fault scarps caused by an earthquake in Iwaki-city (Fukushima Prefecture, Japan) on 11 April 2011. 地質学雑誌, **118**, pp.III-IV.
- Toda, S., R. S. Stein, and J. Lin (2011) Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 $M=9.0$ Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G03. doi:10.1029/2011GL047834
- 遠田晋次 (2012) 東北地方太平洋沖地震による首都直下への応力伝播と誘発地震活動の減衰モデル。地震予知連絡会報, **88**, 509-512.
- 東京電力 (2011) 湯ノ岳断層に関する追加調査結果の報告。82p。http://www.tepco.co.jp/cc/press/betu11_j/images/111227b.pdf (2014 年 10 月 8 日確認)
- 堤 浩之・遠田晋次 (2012) 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴。地質学雑誌, **118**, 559-570.

いわき地域における反射法及び屈折法による統合地震探査 -井戸沢断層・湯ノ岳断層周辺の地下構造- Integrated seismic surveys of reflection and refraction method in Iwaki area, Fukushima Prefecture -Subsurface structure around the Itozawa fault and Yunodake fault-

山口和雄^{1*}・伊藤 忍¹・加野直巳¹
Kazuo Yamaguchi^{1*}, Shinobu Ito¹ and Naomi Kano¹

Abstract: Remarkable surface faults appeared along the Itozawa fault and Yunodake fault at the Fukushima-ken Hamadori earthquake (M7.0) on April 11, 2011, in Iwaki city, Fukushima Prefecture. This earthquake is considered as an induced earthquake of the 2011 Tohoku earthquake (M9.0). We conducted seismic surveys along four lines which cross the Itozawa (Shionohira) fault (line1, line4) and Yunodake fault (line2) and inferred extension area of the Yunodake fault (line3). In line1, the CMP stacked time section is relatively more reflective in the east side of the surface fault and lacks continuous reflectors in the west side of it between 0.3s and 1.5s in two way time. In deeper part, amplitude of reflectors decreases below 7km in depth. In line2, a sedimentary basin is well imaged in the area of Tertiary and Quaternary sediments. The top of the basement shows complicated shape and reaches 700m in depth. The velocity structure by a ray tomography technique corresponds very well to the sedimentary structure by the reflection survey. In line3, the basement is 500m deep at the southern edge, almost flat and gently dips at two parts and is 800m deep at the northern edge. The sediments gently dip northward. Large stratigraphic throws are not perceived on the line3 seismic section. In line4, very strong and continuous reflector is imaged down to 20m in depth and it is interpreted as the top of the metamorphic rock. Several faults are interpreted from the step-like structure of the reflectors near the surface fault.

Keywords: Fukushima-ken Hamadori earthquake, Itozawa fault, Shionohira fault, Yunodake fault, earthquake surface fault, seismic reflection survey, seismic refraction survey, seismic tomography, S-wave seismic survey, surface wave exploration, subsurface structure

1. はじめに

福島県浜通り地方南部いわき地域では、平成 23 年東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発化し、本震から 1 ヶ月後の 4 月 11 日に福島県浜通りの地震 (M7.0) が発生した。最大震度 6 弱を記録した同地震では、既知の活断層である井戸沢断層と湯ノ岳断層のそれぞれ近傍に沿って長さ 10 数 km にわたる地震断層 (正断層) が断続的に出現し最大変位量は 2m を超えた (栗田ほか, 2011; 石山ほか, 2011; 丸山ほか, 2014)。これらの地震断層について浅部から深さ数 km までの地下構造の把握と、湯ノ岳断層末端部の延長方向への連続性の確認を目的として反射法および屈折法による統合地震探査を実施した。さらに、井戸沢断層では地震断層の極浅部 (深度 20m 程度まで) の形状把握を目的として S 波地震探査と表面波探査を実施した。

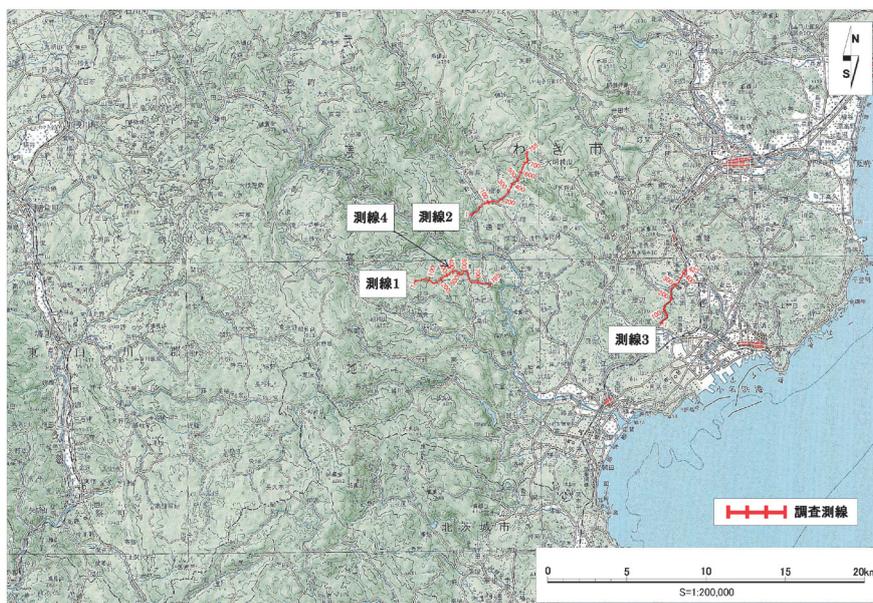
2. 調査地域

第 1 図に広域地図、第 2 図に地質図、第 3 図に各測線の詳細位置を示す。いずれの測線も道路に沿って設定した。測線 1 (長さ 6.6km) および測線 2 (6.5km) は阿武隈高地南東部の山中に位置し、標高は測線 1 が 140~550m、測線 2 が 110~520m で、いずれの測線も比高は 400m を超える。測線 3 (4.2km) は低い丘陵地を横断し標高は 10~25m である。測線 4 (191m) は小河川に沿い標高は 320m~330m である。調査地域周辺の地表の大部分は阿武隈花崗岩、御斎所変成岩、およびこれらを基盤とする新第三系で覆われている (久保ほか, 2007)。測線 1 は測線中央付近で北北西-南南東走向の井戸沢断層西トレース (塩ノ平断層) を横断し、測線東端部で南北走向の東トレースに接する。測線 2 は中央からやや北東寄り で西北西-東南東走向の湯ノ岳断層を横断し、南西端で井戸沢断層東トレースと接する。測線 3 は湯ノ岳断層の地震断層南東端の約 1.5km 南東方で断層走向と直交するように設定した。測線 4 は測線 1 の約 200m 北方に位置し井戸沢断層西トレースを横断する。測線 4 と測線 1 の間には小河川と山地鞍部が存在する。

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

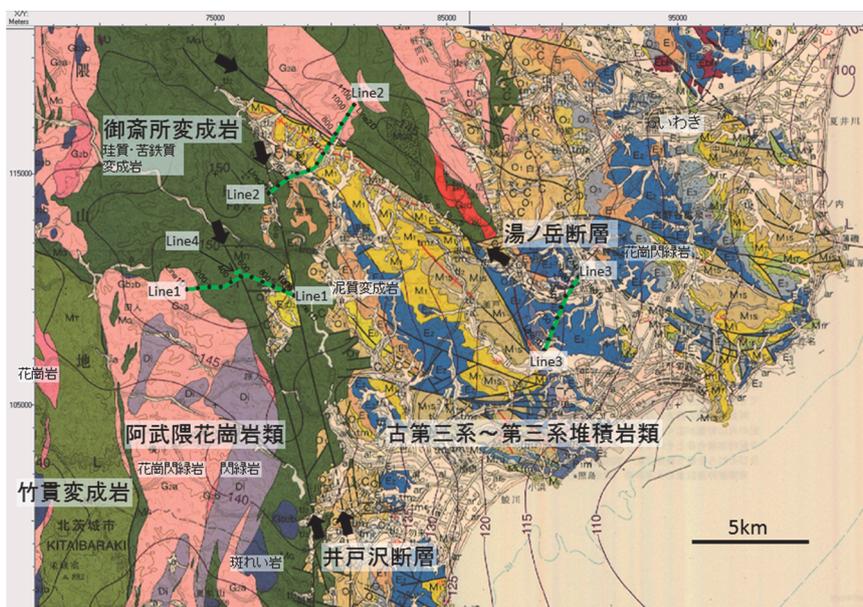
*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)



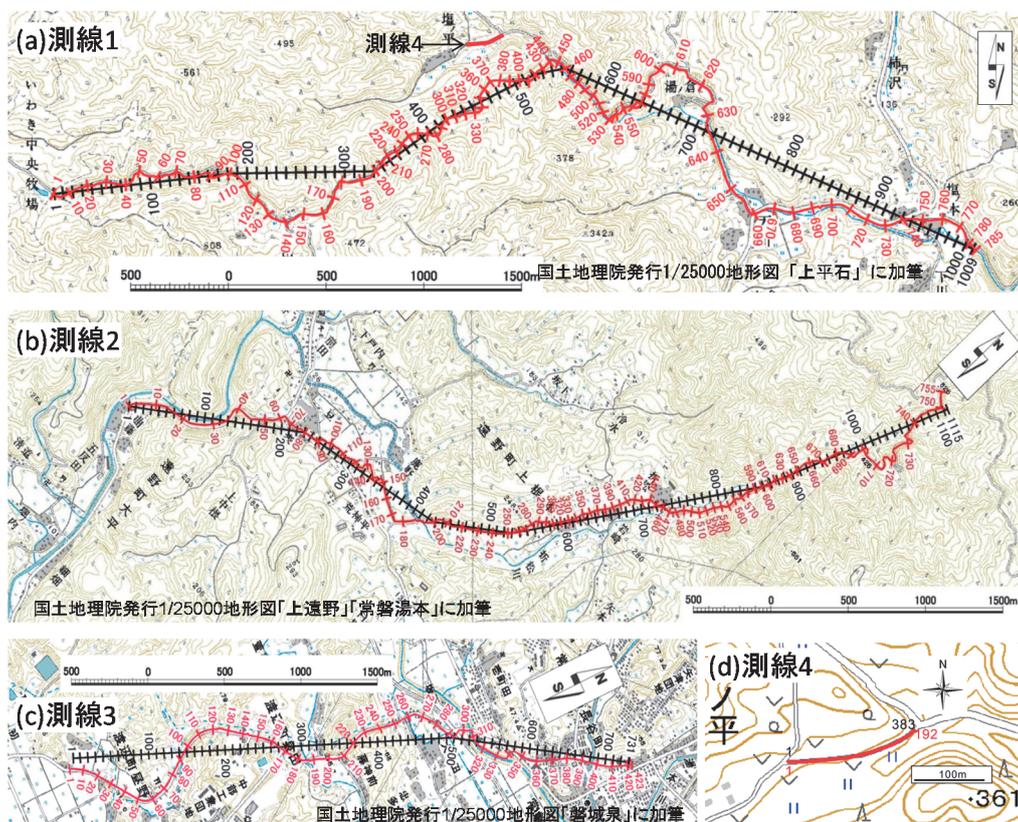
第1図 調査測線位置図(広域). 国土地理院発行 1/20 万地勢図「白河」に加筆.

Fig.1 Location map of survey lines. Added to 1:200,000 scale regional map “Shirakawa” of Geospatial Information Authority of Japan.



第2図 調査測線地質図. 20 万分の 1 地質図幅「白河」(久保ほか, 2007)に加筆. 緑色が CMP 測線で添え字は CMP 番号. 詳細な位置と CMP 番号は第3図に示す.

Fig.2 Geological map of survey lines. Added to 1:200,000 scale geological map “Shirakawa” (Kubo et al., 2007). Green lines and numbers are CMP lines and CMP numbers, respectively. Detailed location and numbers are shown in Fig.3.



第3図 調査測線位置図(詳細), (a)測線1と測線4. (b)測線2. (c)測線3. (d)測線4. 赤色が発震点・受振点番号, 黒色がCMP重合測線とCMP番号. 国土地理院発行1/25000地形図「上平石」「上遠野」「常磐湯本」「磐城泉」に加筆.

Fig.3 Detailed location maps of survey lines. (a) Line1 and Line4, (b) Line2, (c) Line3, (d) Line4. Red: Survey lines and shot/receiver numbers. Black: CMP lines and CMP numbers. Added to 1:25,000 scale topographic maps “Kamihiraishi” “Kamitonon” “Zyobanyumoto” and “Iwakiizumi” of Geospatial Information Authority of Japan.

3. 調査方法

第1表に測線1, 測線2, 測線3の調査仕様を示す. これら3本の測線で中型バイブレータ2台を震源とする「浅層反射法」データ(受振間隔10m/発震間隔10m)を取得した. 測線1および測線2は, 地震断層と断層近傍浅部構造の関係を明らかにすることを目的として, 地震断層位置を中心とする2kmの区間において, 標準の浅層反射法データより更に高密度となる「高分解能反射法」データ(受振間隔5m/発震間隔5m)を取得し, さらに, 断層近傍を含む広域の速度構造を推定することと断層深部構造を把握することを目的として, 中型バイブレータ4台を震源とする「深部反射法・屈折法」データ(受振間隔10m/発震間隔40m)を取得した. いずれの探査も受振は各測線の全範囲で固定展開とした.

測線1は受振環境は良好でS/N比の高い記録が取得され, 屈折初動は全域で明瞭に認められるが, 発震記録上で明瞭な反射イベントを識別することは難しい. 測線

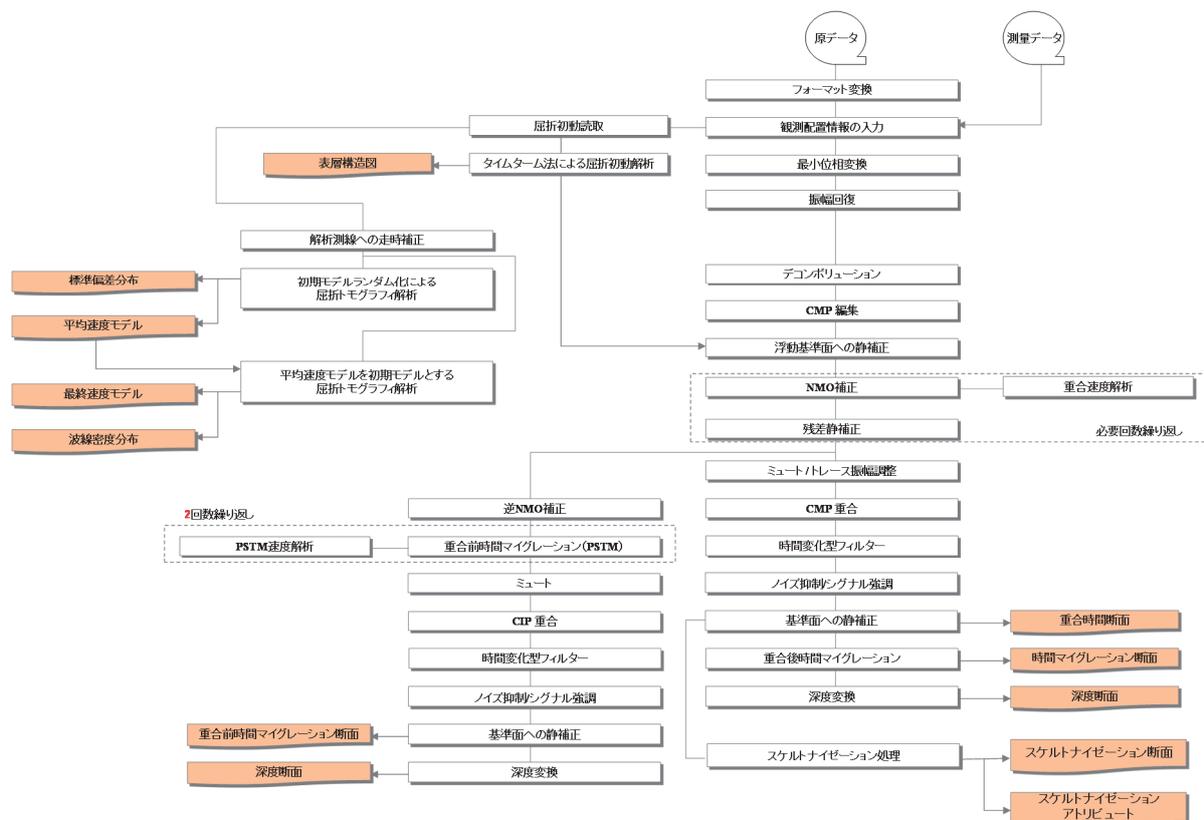
2は概ね良好な受振環境で, 全域で初動が明瞭に捉えられ, 堆積層に被覆される測線中央部付近の発震では, 往復走時0.6秒程度まで反射波が認められる. 測線3はノイズレベルは高いものの, 全域で屈折初動の明瞭な記録も多く取得され, 反射イベントについては測線全域で往復走時約0.6秒まで明瞭に認められ, 全般的に良好な記録が取得された. 調査期間中は自然地震が度々記録に混入した. その場合, 原則として再測を実施した. これらの地震の多くは東北地方太平洋沖地震後に活化した当地域の局所的な地震活動によるものと考えられる.

第4図にデータ解析フローを示す. 3本の測線で得られたそれぞれのデータに対して複数の手法を適用した. 反射法データ解析ではCMP重合法を適用し, 浅層反射法解析をベースとして高分解能反射法解析および深部反射法解析を実施した. 各反射法の重合測線は共通とし, 速度解析については浅層反射法解析で得られた速度を基準とした. 深部反射法解析では浅層反射法解析結果を浅部に用い, 深部構造についてのみ深部反射法データを

第1表 地震探査データ取得仕様一覧, 測線1~3.

Table1 Specifications of seismic surveys. Line1~3.

| 調査項目/測定諸元 | 測線1 | | 測線2 | | 測線3 |
|-----------|------------------------|--------------|------------------------|--------------|------------|
| 発震種別 | 浅層反射法 高分解能反射法 | 深部反射法 屈折法 | 浅層反射法 高分解能反射法 | 深部反射法 屈折法 | 浅層反射法 |
| 測線長 | 6.6km | 6.6km | 6.5km | 6.5km | 4.2km |
| 震源 | 中型バイブロサイズ(EnviroVib) | | | | |
| バイブレータ台数 | 2台 | 4台 | 2台 | 4台 | 2-3台 |
| 標準発震点間隔 | 10m, 5m(断層挟む 2km区間) | 40m | 10m, 5m(断層挟む 2km区間) | 40m | 10m |
| スイープ長 | 16 sec | 20 sec | 16 sec | 20 sec | 16 sec |
| 発震回数/発震点 | 2回 | 10回 | 2回 | 10回 | 2-4回 |
| スイープ周波数 | 10-100Hz | 8-60Hz | 10-100Hz | 8-60Hz | 10-100Hz |
| 総発震点数 | 804点 | 155点 | 750点 | 137点 | 352点 |
| 受振点間隔 | 10m, 5m(断層挟む2km区間) | | 10m, 5m(断層挟む2km区間) | | 10m |
| 受振器種別 | SM-24 10Hz | | SM-7 or SM-24 10Hz | | SM-24 10Hz |
| 受振器数/受振点 | 3-9個組 | | | | |
| 展開パターン | 固定展開 | | | | |
| 受振点数 | 785点 | | 755点 | | 423点 |
| 探鉱機 | GDAPS-4A(有線テレメトリーシステム) | | | | |
| サンプルレート | 2msec | 4msec | 2msec | 4msec | 2msec |
| チャンネル数 | 785(固定) | 785(固定) | 755(固定) | 755(固定) | 423(固定) |



第4図 データ処理フロー. 重合前時間マイグレーションは測線1と測線2, スケルトン処理は測線1に適用.

Fig.4 Data processing flow. Pre-stack time migration is applied to line1 and line2, Skeltonization is applied to line1.

第2表 地震探査データ取得仕様一覧，測線4.

Table 2 Specifications of seismic surveys. Line4.

| 調査種目 | 機器 | 型式 | 仕様 |
|----------------|------------|---------|--|
| S波屈折法 S波反射法 | 震源 | SWG-5 | サンコーコンサルタント社製，圧縮空気を動力としたピストンによる板叩き，荷重：約250kg |
| | 受振器 | GS20DM | OYO-Geospace社製，固有周波数：28Hz，シングル，スパイク付 |
| | 同時データ取得ch数 | 192ch | |
| | 記録長 | 2s | |
| | サンプリング間隔 | 0.5ms | |
| | 展開 | 192ch固定 | |
| 表面波探査 P波屈折法 | 震源 | カケヤ | 人力，重量10kg |
| | 受振器 | GS11D | OYO-Geospace社製，固有周波数：4.5Hz，ランドストリーマ |
| | 同時データ取得ch数 | 96ch | |
| | 記録長 | 4s | |
| | サンプリング間隔 | 0.25ms | |
| | 展開 | 96ch固定 | 発震が48点移動する毎に48点移動 |
| 共通 | 測線長 | 191m | |
| | 受振点間隔 | 1m | |
| | 発震点間隔 | 1m | |
| | 垂直重合数 | 1～5回 | |
| | 探鉱機 | DSS-12 | サンコーコンサルタント社製 |

用いて重合速度を推定した。高分解能反射法解析では浅層反射法解析結果をそのまま利用した。深部反射法/屈折法データを用いてTurning-Ray Tomography による屈折法解析を実施した。屈折法解析では，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して最終速度モデルとした。

第2表に測線4の調査仕様を示す。測線4では深さ数m～20m程度を対象として「極浅部地震探査」を実施した。受振間隔も発震間隔も1mという狭い間隔とした。調査項目はS波反射法とS波屈折法(同一データを使用)，表面波探査法とP波屈折法(同一データを使用)の4種類とした。データ品質は良好であった。S波反射法データ解析は発震受振オフセットを25m以内に限定してCMP重合法を適用した。S波屈折法とP波屈折法の各データに対して屈折Tomography解析を行いS波速度構造，P波速度構造を求めた。表面波探査法は位相速度分散曲線インバージョンを行いS波速度構造を求めた。S波屈折法，P波屈折法，表面波探査法は，それぞれ複数の初期モデルによって解の信頼性および初期モデル依存性に関する評価を行った。

4. 解析結果と考察

第5図～第7図に測線1，第8図～第10図に測線2，第11図に測線3の各種反射法結果を示す。第12図に

測線1，測線2，測線3の屈折法結果，第13図に測線1，測線2沿いの重力異常を示す。第14図に測線4の各種解析結果を示す。

4. 1 測線1

浅層反射法処理の結果では，測線東端の区間を除き，浅部において連続的な反射面を見出すことは困難で，地震断層位置近傍も断層構造を直接的に示唆する反射イベントは認め難い(第5図)。これは側方分解能を上げた高分解能反射法データ解析結果でも同様である(第6図)。やや深部に注目すると，浅層反射法重合記録(第5図)の往復走時約0.3～1.5秒では，地震断層位置付近を境として断面上の振幅に差異を認めることができる。この位置より東側では断面上は反射面が多く(reflective)，西側では連続的な波群に乏しく，振幅も相対的に小さい。この結果は，基盤岩内部の状態を反映したものと考えられる。

地質図(第2図)によると，本測線上の地震断層横断区間は御斎所変成岩に覆われ，測線西端付近には阿武隈花崗岩が分布している。内部に細かい層理面の発達する変成岩は，花崗岩に比してreflectiveとなりうると考えられるが，反射法断面上の振幅の境界は地表地質の境界とは一致せず，振幅分布を地表地質のみで説明することは困難である。屈折法結果(第12図(a))によると，地震断層西側の地震波速度は，東側と比較して高速度を示し，断層を境に物性が変化している可能性を示すものと考

えられる。この結果は上記反射法断面における振幅分布と調和的であるが、いずれも地表地質との対応では説明できない。

第 13 図の重力異常は、仮定密度 2.55g/cm^3 によるブーゲー重力異常値(村田ほか, 2013)から当地域の広域トレンドを差し引いた残差重力異常値である。測線 1 沿いの重力異常値は断層位置付近を境に西側で減少に転じており、地形との逆相関を示している(第 13 図(a))。一般に変成岩の密度は花崗岩に比して大きいとされ、変成岩分布域は高重力異常を示す。当地域においても、御斎所・竹貫変成岩地域に対応する高重力異常が認められている(村田ほか, 1992)。第 13 図(a)にみられる重力異常の減少は花崗岩によるものである可能性が高いが、重力異常の減少は地表の花崗岩分布域より東側で既にみられており、地下においては地表分布よりも東側に花崗岩が張り出している可能性が考えられ、上記の反射法断面の振幅分布および屈折法解析結果による速度分布と整合する。

深部反射法解析結果についてみると、浅層反射法結果と同様に、断層近傍において容易に解釈可能な反射イベントを見出すことは難しい(第 7 図)。より深部に注目すると、浅層反射法結果ほど明瞭でないものの、やはり断層位置付近でイベントの強弱の変化を読みとることができる。これら一連の波群は深度約 7km を境に、これより深部において全領域で振幅を減じる。測線西側の往復走時約 4 秒、深度約 12 km に連続性のよいイベントが認められ、地殻中部の何らかの境界を示している可能性がある。当地域周辺の震源分布(青柳ほか, 2012)を反射断面に重ね合わせた(第 15 図)。南北方向でプロットすると(第 15 図(a))、深度約 7km の振幅の境界は震源が集中する領域とほぼ一致する。一方、井戸沢断層の走向方向でプロットすると(第 15 図(b))、震源分布の下限は深度約 12km のイベントにほぼ一致する。

4. 2 測線 2

浅層反射法処理の結果では、新第三紀の堆積岩および第四紀の谷底堆積物が分布する CMP150 付近から CMP750 付近に至る区間において、地表から基盤上面に至るまでの堆積層構造が明瞭に捉えられた(第 8 図)。基盤上面は細かな起伏を伴いながら緩やかに北東側に傾斜し、CMP520 付近で深度約 300m に達し、ここから北東側へ傾斜を増して、CMP610 付近で最大深度約 700m に達する。これより北東側では基盤深度は急激に浅くなり、湯ノ岳断層地表位置付近の CMP760 付近で地表に達する。高分解能反射法データ解析結果でも同様である(第 9 図)。このうち、基盤上面最深部から北東側、断層地表位置に至るまでの間の基盤形状は反射法断面上では不明瞭であり、この間の詳細な構造を反射断面から直接解釈することは困難である。堆積層内には CMP300 付近と CMP700 付

近に背斜状の構造が認められる。地質図(第 2 図)によれば CMP600 付近に向斜軸が記載されており、これと調和した結果が得られている。

屈折トモグラフィ解析結果からは、地表から深度約 1km までの詳細な速度分布が得られ、測線上の基盤上面および堆積層内の速度分布が明らかとなった(第 12 図(b))。また、花崗岩に被覆される CMP760 付近より北東側では、浅部に比較的厚い低速度分布が認められ、花崗岩層の風化を反映したものと考えられる。

反射法深度断面と屈折トモグラフィ解析結果による区間速度分布を重ねて表示した(第 16 図)。表層付近の低速度分布は浅部の堆積層の起伏とよく一致しており、基盤傾斜が急変する CMP520 付近においても、反射法による基盤形状と速度分布はよく対応している。反射法断面において不明瞭であった CMP610 から CMP760 付近に至る基盤上面形状については、屈折トモグラフィ解析による当該部分の速度分布から、断層地表位置から堆積層最深部に向けて単調に傾斜するのではなく、北東側から南西側に向けて比較的緩やかに深度を増した後、最深部近傍北東側で大きく深度を増していることが示唆される。基盤岩の上面が南西側へ向かい階段状に下がっている様子を判読することができ、湯ノ岳断層の断層活動が南西から北東側に進展した可能性が考えられる。

深部反射法解析結果についてみると、湯ノ岳断層地表位置から CMP610 付近の堆積層最深部を経て南西側の井戸沢断層西トレース延長部に直ちに解釈可能な反射イベントを見出すことはできない(第 10 図)。この結果から湯ノ岳断層の深部延長および地下深部における井戸沢断層との関係を推定することは困難である。

第 13 図(b)に測線 2 の残差重力異常と反射法重合断面の比較を示す。重力異常は反射法断面上の基盤上面形状と高い相関を示しているが、CMP880 付近より北東側では、基盤標高と逆相関を示す。本測線北東側には広範囲にわたって花崗岩が分布しており、測線 1 の場合と同様に、変成岩に比して低密度の花崗岩による影響と考えられる。

4. 3 測線 3

断面全体にわたり浅部から深部に北東へ緩く傾斜する地質構造が認められる。測線周辺のボーリングによれば基盤岩は花崗岩類あるいは変成岩類で深度は標高-501m、-567m である(喜多河・鈴木, 1957)。基盤岩とその上位堆積層を境する反射面は強振幅と考えられ、上記ボーリングによる基盤深度を考慮し、反射断面の基盤上面を第 17 図のように解釈した。基盤上面は、測線南端において約 500m であり、CMP190 付近にかけて緩やかに傾斜し、深度約 650m に至る。これより北側は CMP450 付近までほぼフラットであり、CMP450 より北側ではやや傾斜を増して、CMP560 付近で深度約 800m に達し、これより北

側ではほぼフラットである。

地震断層末端部を直線延長すると本測線の CMP290 付近と交差し、地質断層としての湯ノ岳断層(藤原断層)を延長すると CMP500 付近で交差する。CMP150 付近および 500 付近には規模の小さな不連続を地層中に判読することができる。何箇所かで見られる傾斜の変化は、小規模な断層変位や断層変位に伴う撓曲が累積して形成された可能性がある。しかしながら、測線上のいずれの区間においても、地質構造を分断するような大規模で明瞭な変形は認められない。屈折法トモグラフィによる P 波速度構造(第 12 図(c))からも、本測線においては大規模な地層の不連続の存在の徴候は認められない。地震断層末端から約 250m 南東方の反射断面では西側が約 150m 低下する正断層が解釈されている(鈴木ほか, 2011)が、断層末端から約 1.5km 離れた測線 3 の範囲には湯ノ岳断層に連続するような明瞭な断層変位は認められない。

4. 4 測線 4

S 波反射法の結果で、強振幅の反射面は、地震断層(測線距離 110m)の西側で深度 10m~20m と深く滑らかな形状を示し連続が良く、東側で 10m より浅く凹凸を示し、その間の断層付近の距離 95m~120m では階段状の形状を成す(第 14 図(a))。S 波屈折法および表面波探査による S 波速度は、およそ $V_s=0.7$ km/s 以下の速度層(暖色系)が地震断層を境に西側で厚く東側で薄い(第 14 図(b), (c))。P 波屈折法による P 波速度は、 $V_p=3.8$ km/s の層が断層西側で深く東側で浅い(第 14 図(d))。測線 4 沿いのブーゲー異常(村田ほか, 2013)は、地震断層付近を境にして東側に増加し、地震断層を含む約 40m の範囲で局所的に大きい(第 18 図(b))。断層を挟む深度 7m~5m の 4 本のボーリングによれば、基盤岩は断層の西側で砂岩・礫岩、東側で変成岩であり、河川堆積物が基盤岩を不整合に覆う(黒澤ほか, 2012)。

第 18 図(a)に測線 4 反射断面の地質解釈を示す。強振幅の反射面を変成岩の上面、変成岩の上は、断層の西側は砂岩・礫岩と河川堆積物、断層の東側は河川堆積物とみなした。階段状の反射面は複数の高角の断層群により変位したことを示す。複数の断層の存在は測線 4 付近で井戸沢断層西トレース(塩ノ平断層)が北セグメントと南セグメントに分かれること(丸山ほか, 2014)と矛盾しない。ブーゲー異常が局所的に大きい範囲は断層周辺の基盤の盛り上がりにはほぼ一致する。井戸沢断層西トレース(塩ノ平断層)の 2011 年の地震以前の断層運動はトレンチ調査やボーリング調査により示唆されている(石山ほか, 2012; 丸山ほか, 2014; 黒澤ほか, 2012)。階段状部分の基盤上面の落差は 4m~6m 程度であり、測線 4 の地表で計測された地表変位 2.2m(黒澤ほか, 2012)より大きい。

5. まとめと今後の課題

井戸沢断層と湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の浅部から深さ数 km までの地下構造の把握と、湯ノ岳断層末端部の延長方向への連続性の確認を目的として、反射法および屈折法による統合地震探査を実施した。井戸沢断層西トレース(塩ノ平断層)では地震断層の深度 20m 程度までの極浅部の形状を把握することを目的として S 波地震探査および表面波探査を実施した。井戸沢断層を横切る測線 1 の反射断面で、地震断層位置付近を境として、断面上の反射波の振幅に明瞭な差異が認められる。東側では断面は reflective であり、西側では連続的な波群に乏しく振幅も相対的に小さい。これは基盤岩内部の状態を反映している可能性がある。湯ノ岳断層を横切る測線 2 では、地表から基盤上面に至るまでの堆積層構造が明瞭に捉えられた。屈折トモグラフィ解析結果からは、地表から深度約 1km までの詳細な速度分布が得られた。屈折トモグラフィ解析による速度構造は反射法で推定された堆積層構造を極めてよく説明している。湯ノ岳断層の地震断層端部から約 1.5km 南東を通る測線 3 は北東へ緩く傾斜し深くなる構造が明らかとなった。小規模な断層変位や撓曲と解釈される構造は見られるが、地質構造を分断するような大規模で明瞭な変形は認められない。屈折トモグラフィ結果からも大規模な地層の不連続の存在の徴候は認められない。井戸沢断層西トレース(塩ノ平断層)の極浅部を対象とした測線 4 では、深度 20m 程度までの反射面と深度 30m 程度までの速度構造が得られた。地震断層付近の階段状に途切れた反射面は基盤岩が複数の高角の断層群により変位したと解釈することができる。

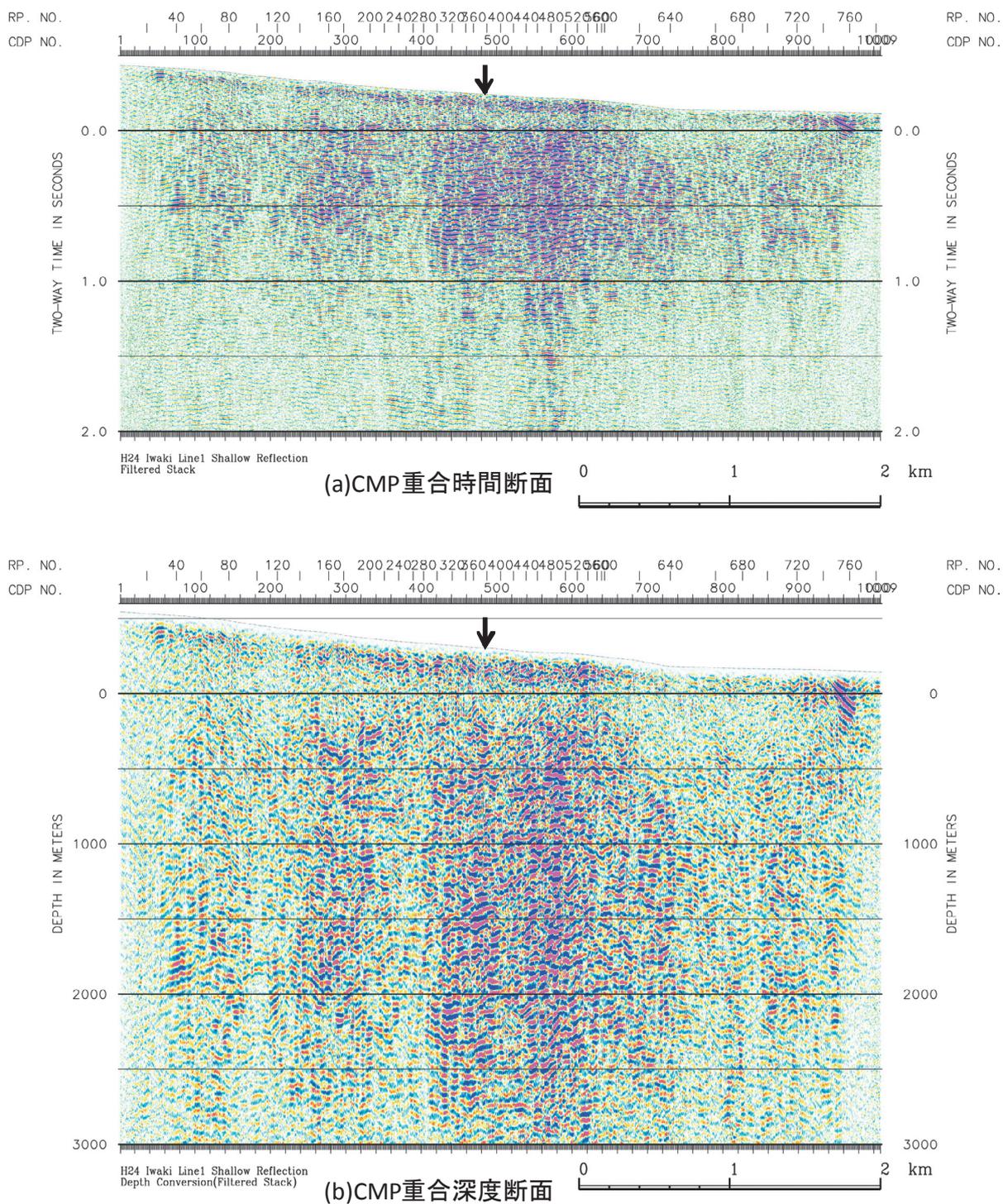
本報告では地震探査結果と測線沿いの重力探査結果を定性的に比較した。いわき地域では広域的に重力探査(村田, 2014)と電磁探査(内田・上田, 2014)が実施されている。今後、これらの物理探査結果と合わせて総合的な地質解釈を行なうことが必要である。

謝辞

現地調査の実施に際して、いわき市役所の田人・遠野・常盤・小名浜の各支所にご協力いただきました。電力中央研究所の青柳恭平氏には余震観測データをお借りしました。ここに記して深く感謝します。調査・解析は、測線 1, 2, 3 は(株)地球科学総合研究所に、測線 4 はサンコーコンサルタント(株)にそれぞれ委託しました。

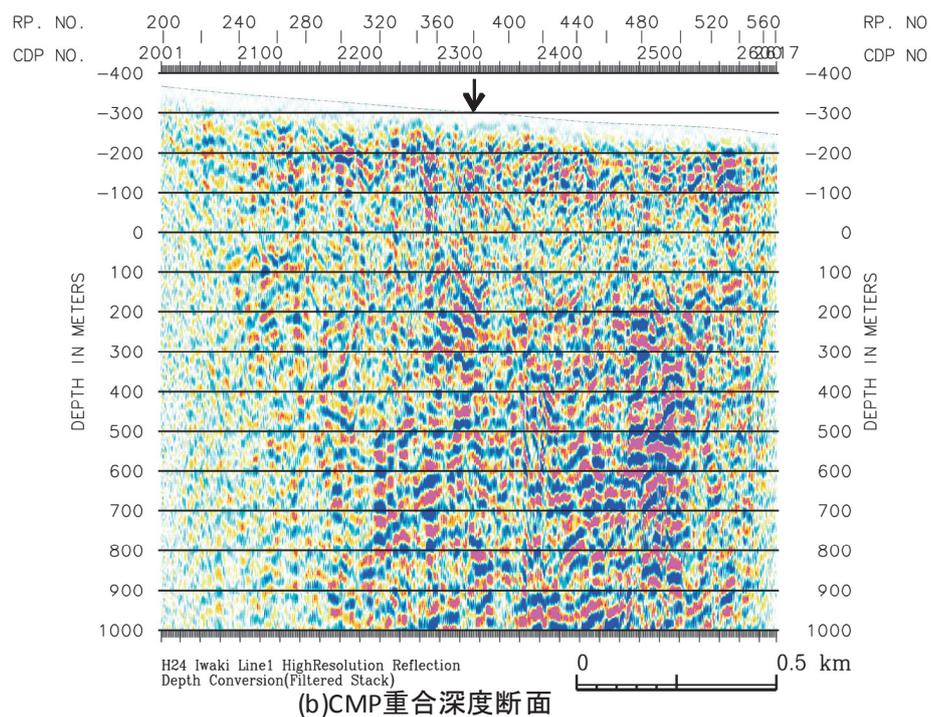
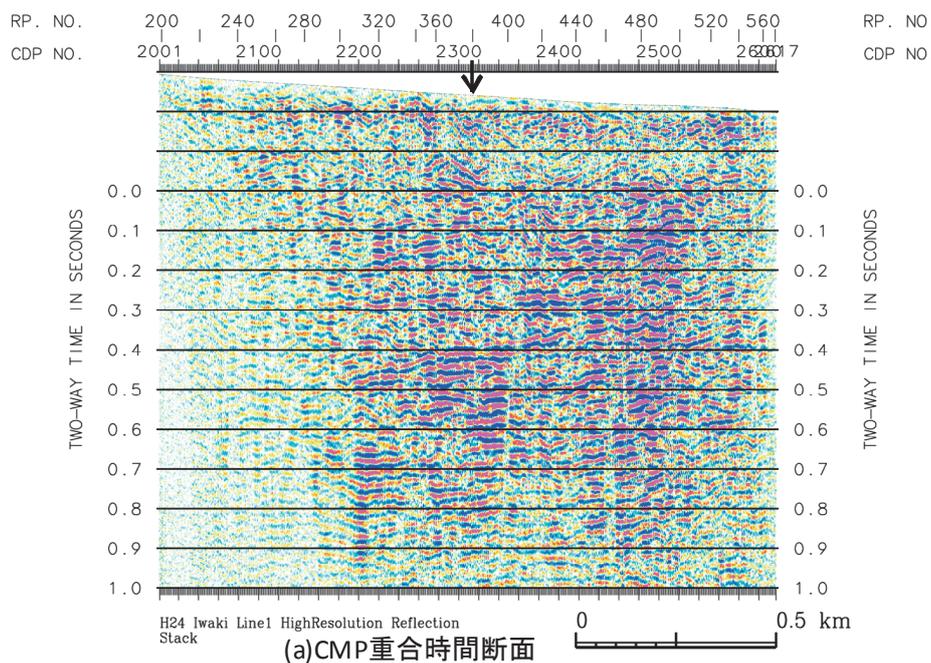
文献

- 青柳恭平・上田圭一 (2012) 2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー. 電力中央研究所研究報告, N11048.
- 栗田泰夫・楳原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻 崇・安藤亮輔・丸山 正 (2011) 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳・藤原断層の地表変位ベクトル(速報).
https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/report/yunotake_v2.pdf (2014年10月8日確認)
- 石山達也・佐藤比呂志・伊藤谷生・杉戸信彦・越智智雄・加藤直子・今泉俊文 (2011) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地震断層について.
http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/ (2014年10月8日確認)
- 石山達也・杉戸信彦・越智智雄・佐藤比呂志 (2012) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ掘削調査(速報). 日本地震学会ニュースレター, 23-5, 36-38.
- 喜多河庸二・鈴木泰輔 (1957) 日本炭田図IV 常磐炭田泉地域地質図ならびに説明書. 地質調査所.
- 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・大野哲二・駒澤正夫 (2007) 20万分の1地質図幅「白河」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 黒澤英樹・楳原京子・三輪敦志・佐藤ふみ・今泉俊文・宮内崇裕・橋本修一・中島秀敏・白澤道生・内田淳一 (2012) 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う地震断層ーいわき市田人町塩ノ平における露頭観察とボーリング調査(速報)ー. 活断層研究, 36, 20-30.
- 丸山 正・吉見雅行・斎藤英二・齋藤 勝 (2014) 変動地形・古地震学的検討に基づく2011年4月11日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 125-136.
- 村田泰章・牧野雅彦・広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1992) 阿武隈地域の重力異常について. 地質調査所月報, 43, 291-334.
- 村田泰章・松本 陽・岡田 力・高橋美江 (2013) いわき地域重力探査データ, 地質調査総合センター研究資料集 no.585, 74p, 1 cd-rom, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 村田泰章 (2014) 福島県いわき市における地下構造調査ー重力探査ー. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 113-124.
- 鈴木浩一・内田利弘・相澤隆生・狩野嘉昭・伊東俊一郎・山中義彰・佐々木吾郎・田上正義 (2011) 福島県いわき市におけるCSAMT法および反射法地震探査による湯ノ岳断層近傍の地下構造. 物理探査, 64, 425-436.
- 内田利弘・上田 匠 (2014) 福島県いわき市の井戸沢断層・湯ノ岳断層地域における電磁探査法調査. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 103-112.



第5図 測線1 浅層反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図, (b)CMP 重合深度断面図, 矢印は地震断層(井戸沢断層西トレース)の出現位置.

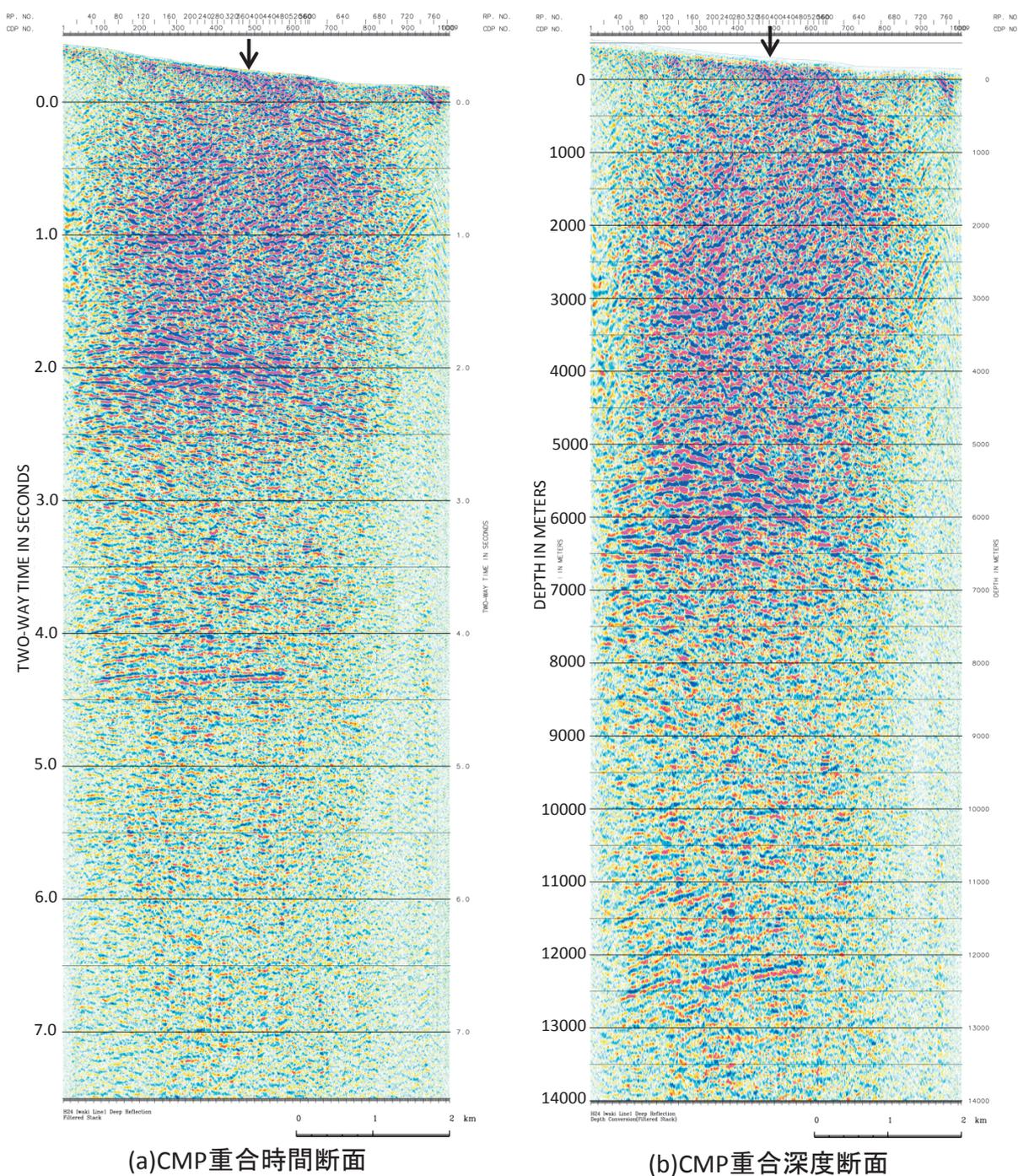
Fig.5 Line 1 shallow reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) CMP stacked depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Itozawa fault (west trace).



第6図 測線1 高分解能反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図, (b)CMP 重合深度断面図. 矢印は地震断層(井戸沢断層西トレース)の出現位置.

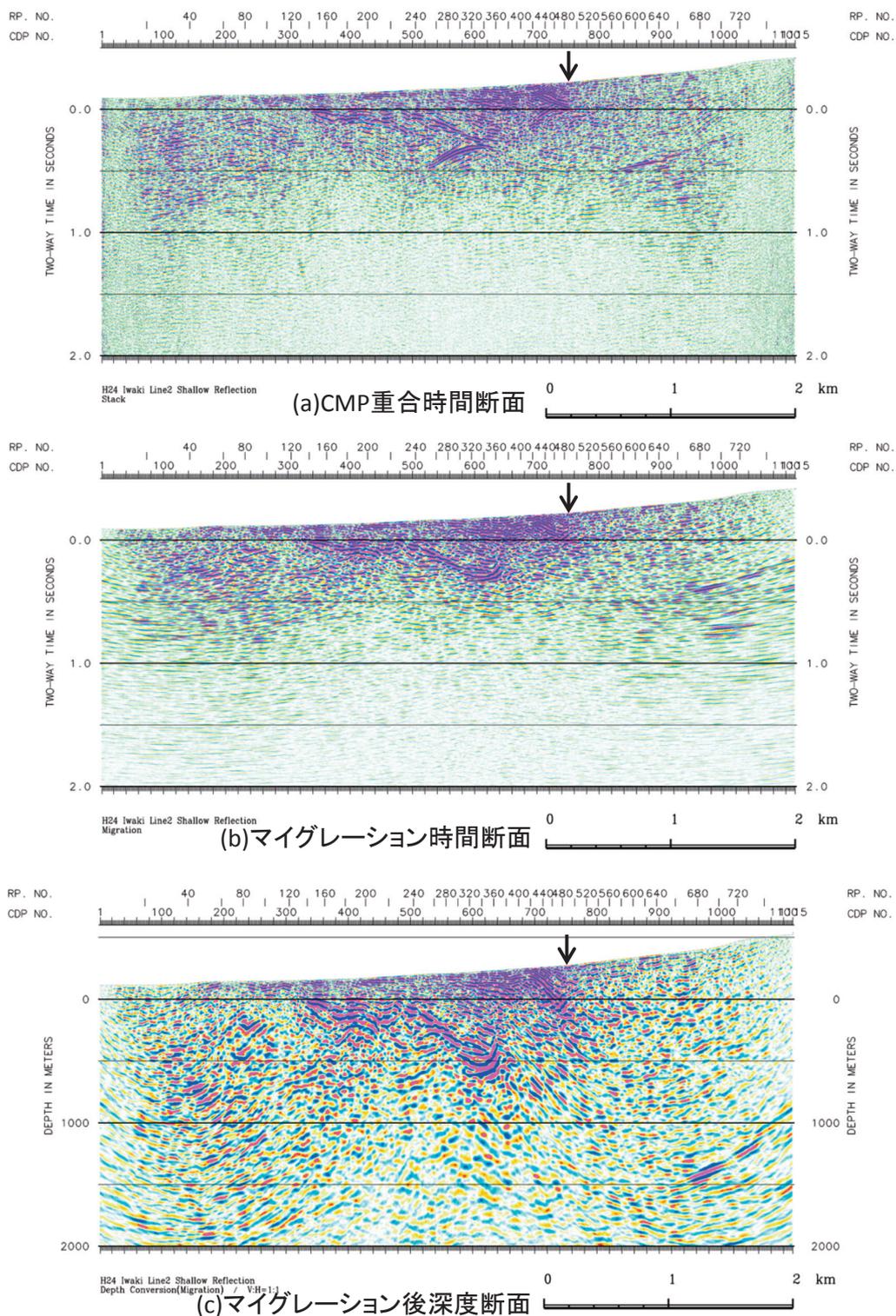
Fig.6 Line 1 high resolution reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) CMP stacked depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Itozawa fault (west trace).

いわき地域における反射法及び屈折法による統合地震探査



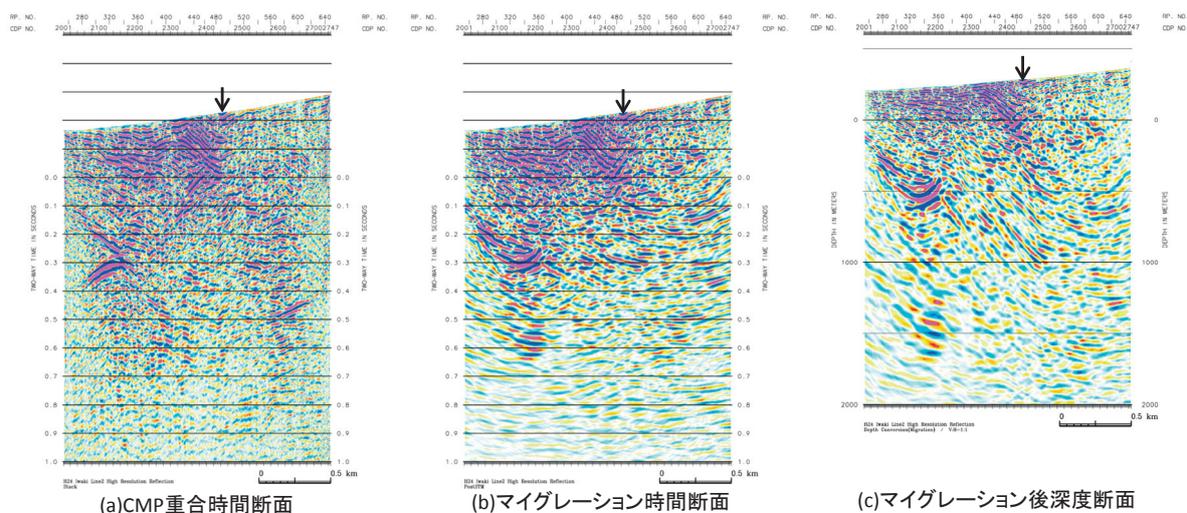
第7図 測線1 深部反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図. (b)CMP 重合深度断面図. 矢印は地震断層(井戸沢断層西トレース)の出現位置.

Fig.7 Line 1 deep reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) CMP stacked depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Itozawa fault (west trace).



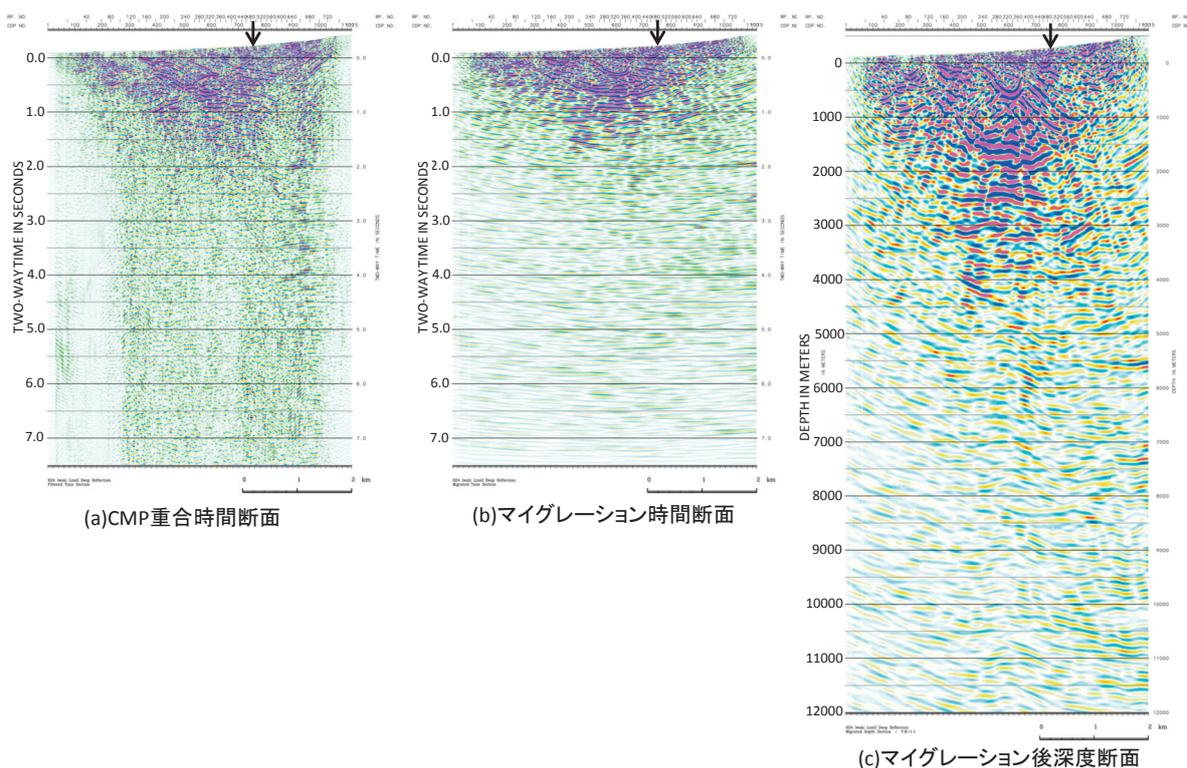
第8図 測線2 浅層反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図. (b)マイグレーション時間断面図. (c)マイグレーション後深度断面図. 矢印は地震断層(湯ノ岳断層)の出現位置.

Fig.8 Line 2 shallow reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) Migrated time section. (c) Migrated depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Yunodake fault.



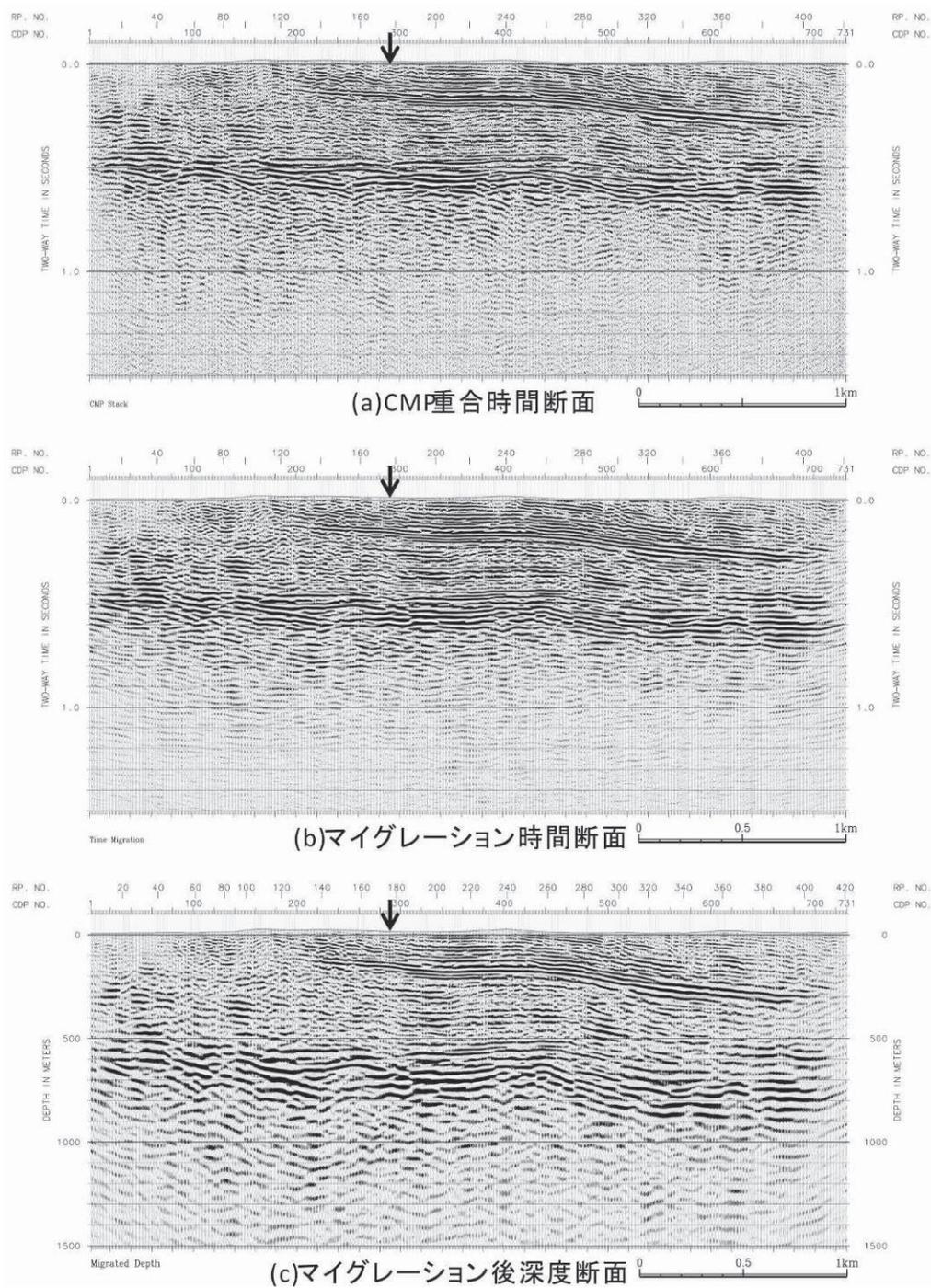
第 9 図 測線 2 高分解能反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図. (b)マイグレーション時間断面図. (c)マイグレーション後深度断面図. 矢印は地震断層(湯ノ岳断層)の出現位置.

Fig.9 Line 2 high resolution reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) Migrated time section. (c) Migrated depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Yunodake fault.



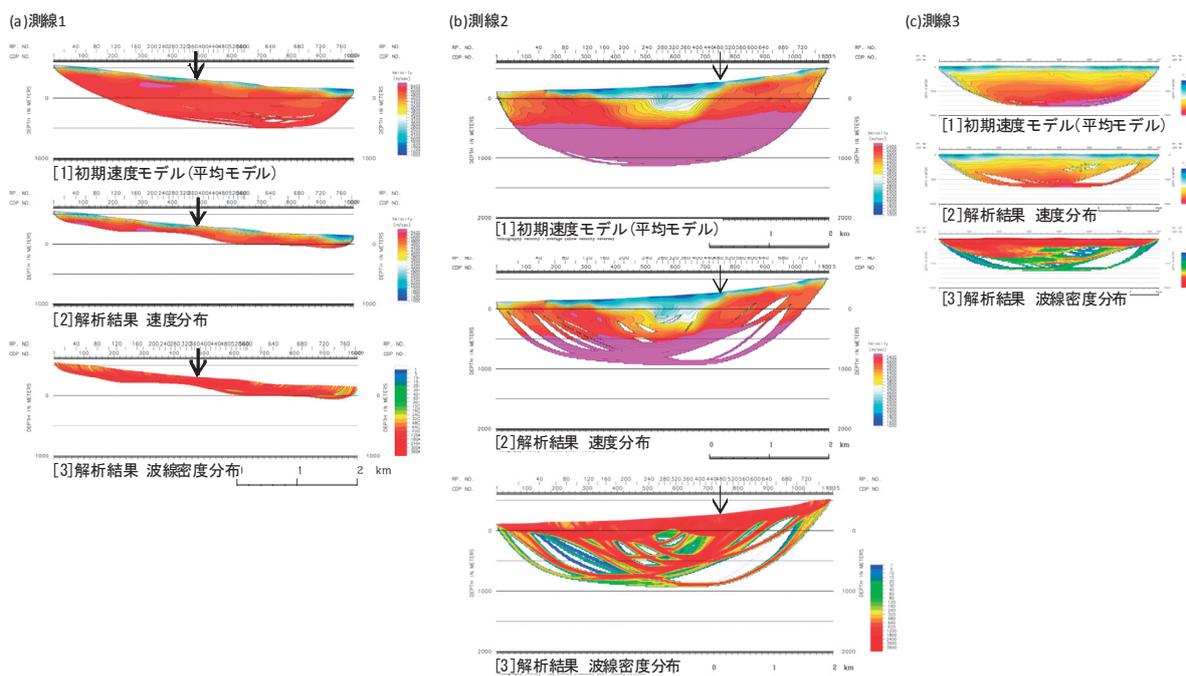
第 10 図 測線 2 深部反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図. (b)マイグレーション時間断面図. (c)マイグレーション後深度断面図. 矢印は地表地震断層(湯ノ岳断層)の出現位置.

Fig.10 Line 2 deep reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) Migrated time section. (c) Migrated depth section. Arrows denote the location of surface fault of the Yunodake fault.



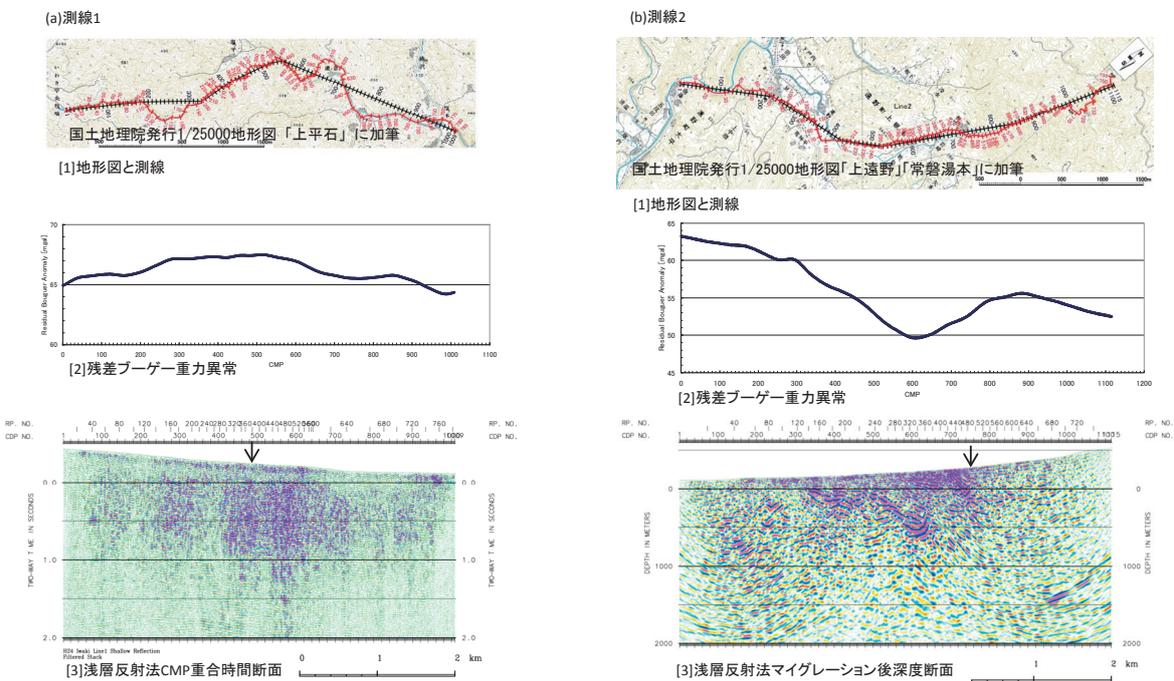
第 11 図 測線 3 浅層反射法断面図, (a)CMP 重合時間断面図. (b)マイグレーション時間断面図. (c)マイグレーション後深度断面図. 矢印は地震断層(湯ノ岳断層)末端を直線的に延長した位置.

Fig.11 Line 3 shallow reflection sections. (a) CMP stacked time section. (b) Migrated time section. (c) Migrated depth section. Arrows denote the straightly extended location of the surface fault of the Yunodake fault.



第 12 図 屈折法トモグラフィ解析結果, (a)測線 1. (b)測線 2. (c)測線 3. [1]初期モデルランダム化によるトモグラフィ解析結果平均モデル, [2]平均モデルを初期モデルとしたトモグラフィ解析結果, [3]波線密度分布. 矢印は地震断層の出現位置.

Fig.12 Results of refraction tomography. (a) Line 1. (b) Line 2. (c) Line 3. [1] Average model of primary model randomization. [2] Result in case average model is input as primary model. [3] Ray path distribution. Arrows show the location of surface ruptures of faults.



第 13 図 測線沿いの重力異常.

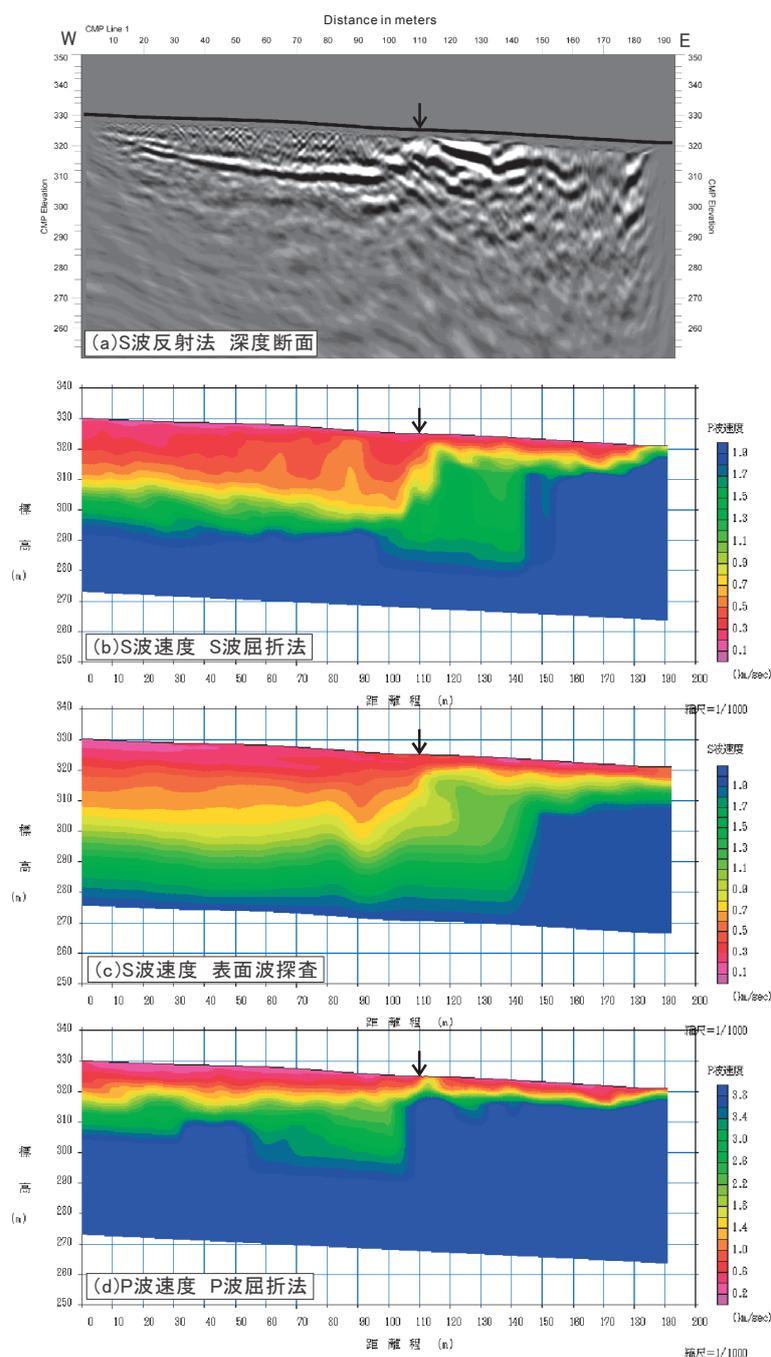
(a)測線 1. [1]地形図と測線, [2]残差ブーゲー重力異常, [3]浅層反射法 CMP 重合時間断面図(第 5 図(a)).

(b)測線 2. [1]地形図と測線, [2]残差ブーゲー重力異常, [3]浅層反射法マイグレーション後深度断面図(第 8 図(c)).

Fig.13 Gravity anomaly along survey lines.

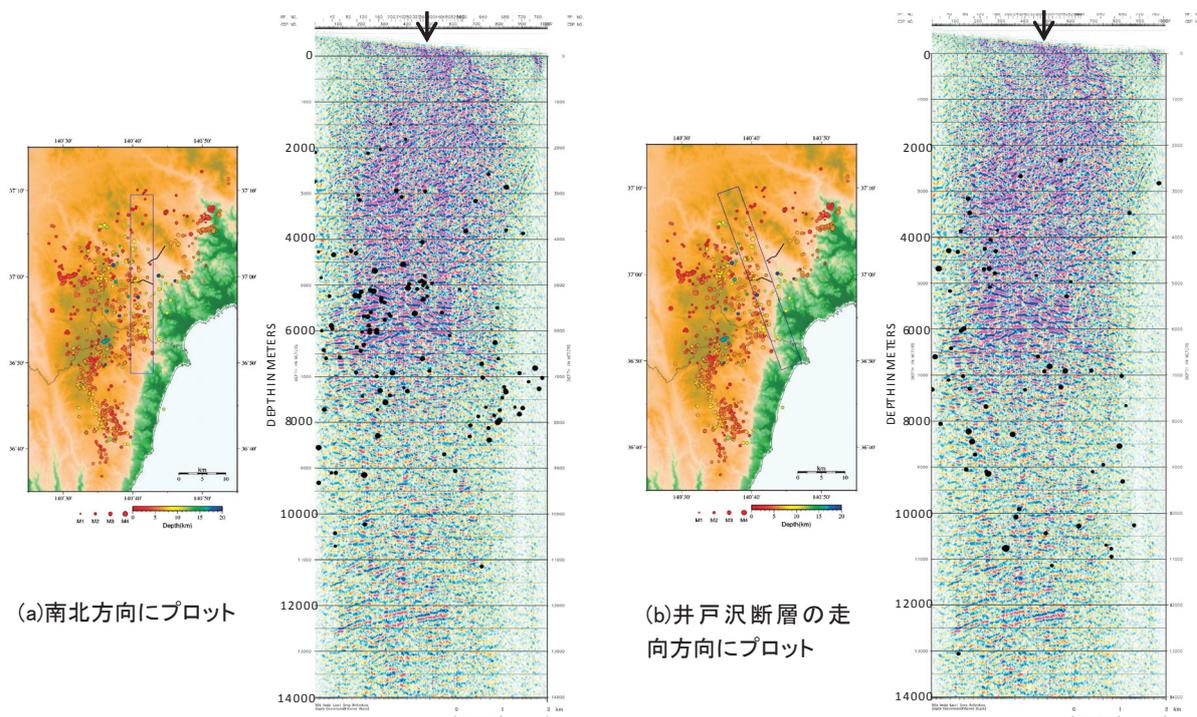
(a) Line1. [1] Topography and survey line. [2] Residual Bouguer anomaly. [3] Shallow reflection CMP stacked time section.

(b) Line2. [1] Topography and survey line. [2] Residual Bouguer anomaly. [3] Shallow reflection migrated depth section.



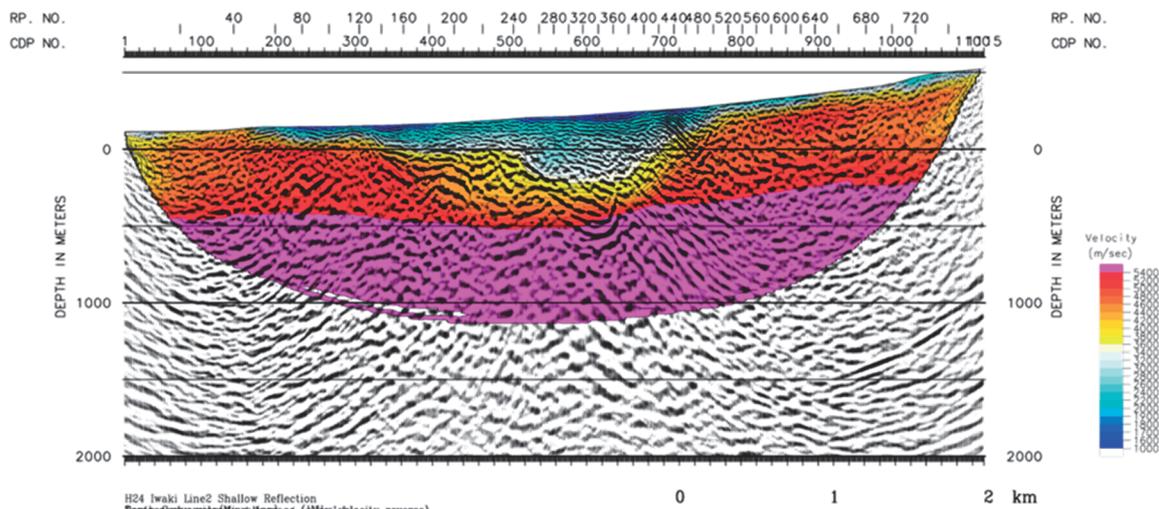
第 14 図 測線 4 各種断面図, (a)S 波極浅層反射法 CMP 重合深度断面図. (b)S 波屈折法による S 波速度構造. (c)表面波探査法による S 波速度構造. (d)P 波屈折法による P 波速度構造. 矢印は地震断層(井戸沢断層西トレース)の出現位置.

Fig.14 Line 4 seismic sections. (a) Very shallow S-wave reflection. CMP stacked depth section. (b) S-wave velocity by S-wave refraction method. (c) S-wave velocity by surface wave exploration. (d) P-wave velocity by P-wave refraction method. Arrows denote the location of surface fault of the Itozawa fault (west trace).

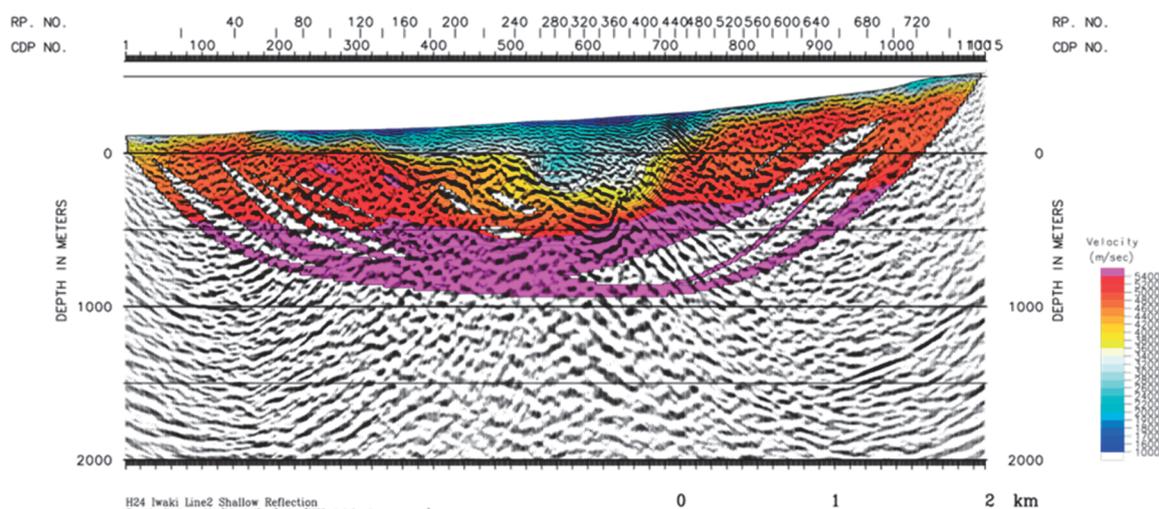


第 15 図 反射法断面と震源分布の対比 測線 1, (a)南北方向にプロット, (b)井戸沢断層の走向方向にプロット. 震源分布は青柳ほか(2012)による. 測線 1 深部反射法深度断面(第 7 図(b))に各矩形範囲の震源を重ねた.

Fig.15 Correlation between Line 1 seismic section and distribution of aftershocks. (a) Plot to NS direction. (b) Plot along the strike of the Itozawa fault. Distribution of aftershocks from Aoyagi et al. (2012). CMP stacked depth section of Line 1 deep survey overlaid with aftershocks in each rectangular.



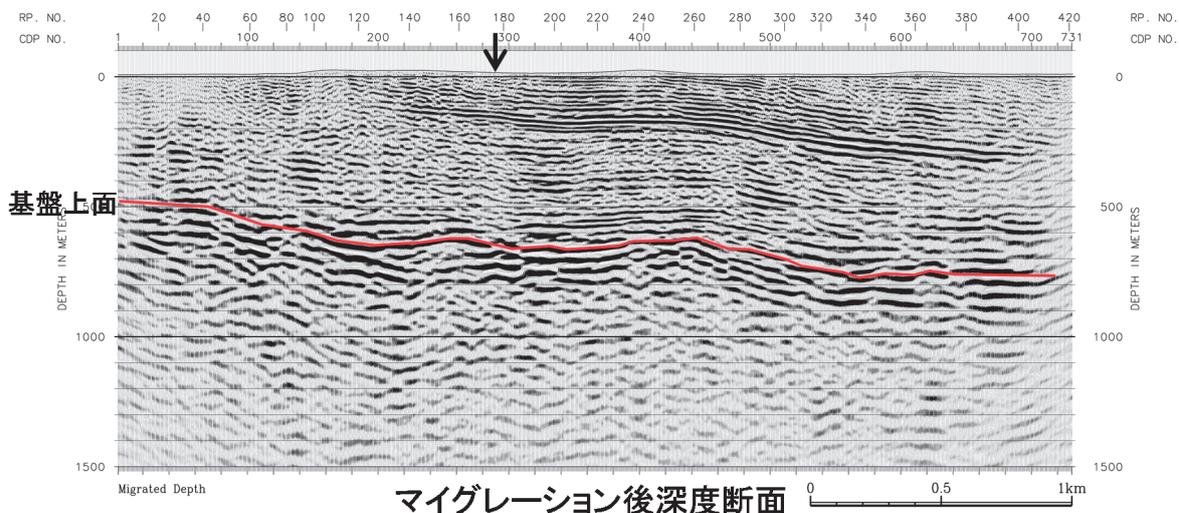
(a)初期モデルランダム化による解析結果平均モデル



(b)平均モデルを初期モデルとしたトモグラフィ解析結果

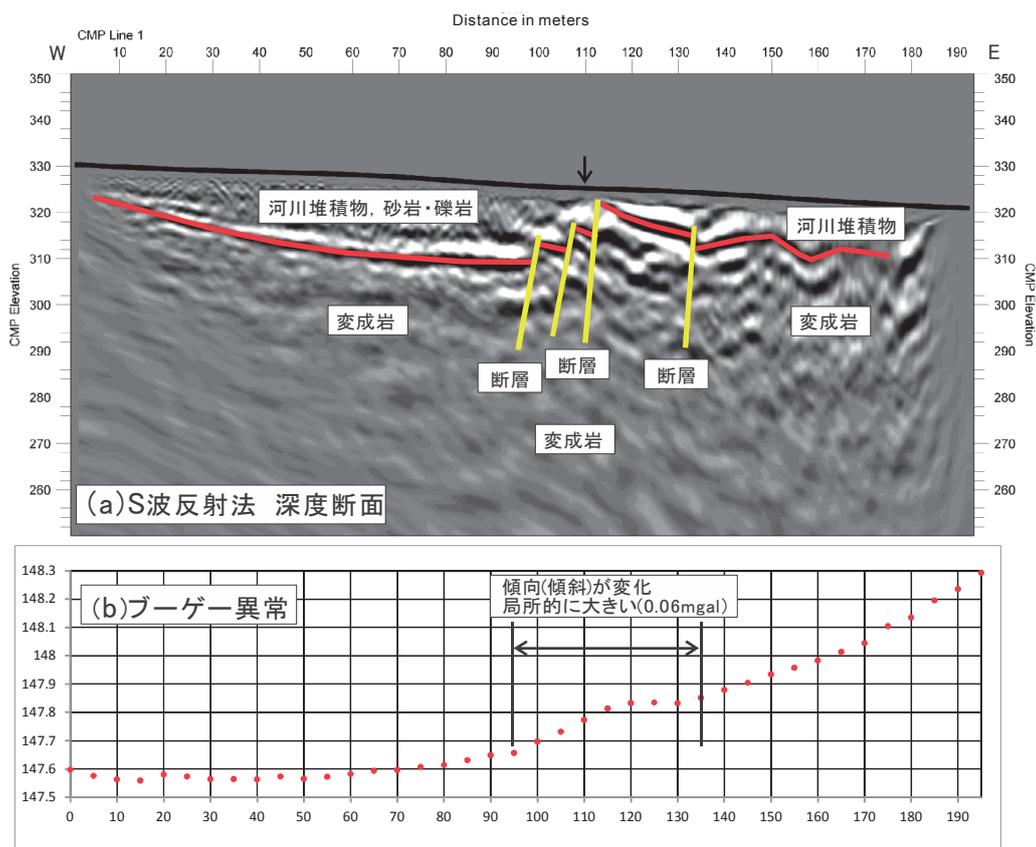
第 16 図 反射法断面図と屈折法速度構造推定結果の対比 測線 2. 背景は浅層反射法マイグレーション後深度断面図 (第 8 図(c)). (a)初期モデルランダム化によるトモグラフィ解析結果平均モデル. (b)平均モデルを初期モデルとしたトモグラフィ解析結果.

Fig.16 Correlation between Line 2 seismic section and refraction tomography. Migrated depth section of Line 2 shallow survey (Fig.8(c)) is overlaid with tomography results (Fig.12 (b)). (a) Average model of primary model randomization. (b) Result in case average model is input as primary model.



第 17 図 反射断面の地質解釈 測線 3. 基盤上面のトレース. 基図は深度断面図(第 11 図(c)).

Fig.17 Intrepretation of seismic section Line 3. Top of basement. Base section is the depth section (Fig.11(c)).



第 18 図 反射断面の地質解釈 測線 4, (a)S 波反射法の深度断面図と地質解釈. 基盤上面のトレースと断層. 基図は第 14 図(a). (b)測線 4 沿いのブーゲー異常(データは村田ほか(2013)による).

Fig.18 Intrepretation of seismic section Line 4. (a) Depth section with interpretation. Top of basement and faults. Base section is Fig.14(a). (b) Bouguer anomaly along Line4 (Data is from Murata et al. (2013)).

福島県いわき市の井戸沢断層・湯ノ岳断層地域における 電磁探査法調査

Electromagnetic survey over Yunodake and Itozawa Faults in Iwaki area, Fukushima Prefecture

内田利弘^{1,2*}・上田 匠¹
Toshihiro Uchida^{1,2*} and Takumi Ueda¹

Abstract: We conducted magnetotelluric (MT) and CSAMT surveys over Yunodake and Itozawa Faults in the Iwaki area, Fukushima Prefecture, Japan. Significant ruptures and displacements occurred along these faults by a strong earthquake on April 11, 2011, which was one of large aftershocks of the Great Tohoku Earthquake on March 11, 2011. The purpose of the MT survey was to obtain electrical resistivity structure of the area. We carried out MT measurements at 164 stations in 2012, of which 56 stations were by both AMT and MT frequency ranges, while other 88 stations were only AMT. 3D inversions were conducted by using the data of all 164 stations. We also conducted CSAMT measurements along thirteen short profiles, crossing the two faults, in order to extract anomalous features along the active faults related to the displacements due to past and present earthquakes. 2D inversions were applied to the CSAMT data. The study area is mostly underlain by Miocene and Paleogene sedimentary formations, which are underlain by Cretaceous metamorphic and granitic formations. The Cretaceous formations outcrop in the northern and western parts of the area. Yunodake Fault extends along the boundary between Miocene formation and Cretaceous metamorphic/granitic formations in the north. The 3D MT resistivity model clearly indicates a resistivity contrast along Yunodake Fault, corresponding low-resistivity Miocene layer and high-resistivity metamorphic/granitic formations. On the other hand, Itozawa Fault is located in Cretaceous metamorphic formations. There is no significant low resistivity anomaly or a resistivity contrast along Itozawa Fault in the MT model. The detailed resistivity models by CSAMT data indicate that a segment of Yunodake Fault is located in Cretaceous metamorphic formations and it correlates with low-resistivity anomalies. The CSAMT models also show minor low-resistivity anomalies at Shionohira Fault, the western segment of Itozawa Fault.

Keywords: magnetotelluric, CSAMT, 2D inversion, 3D inversion, Yunodake Fault, Itozawa Fault, Iwaki, Tohoku Earthquake

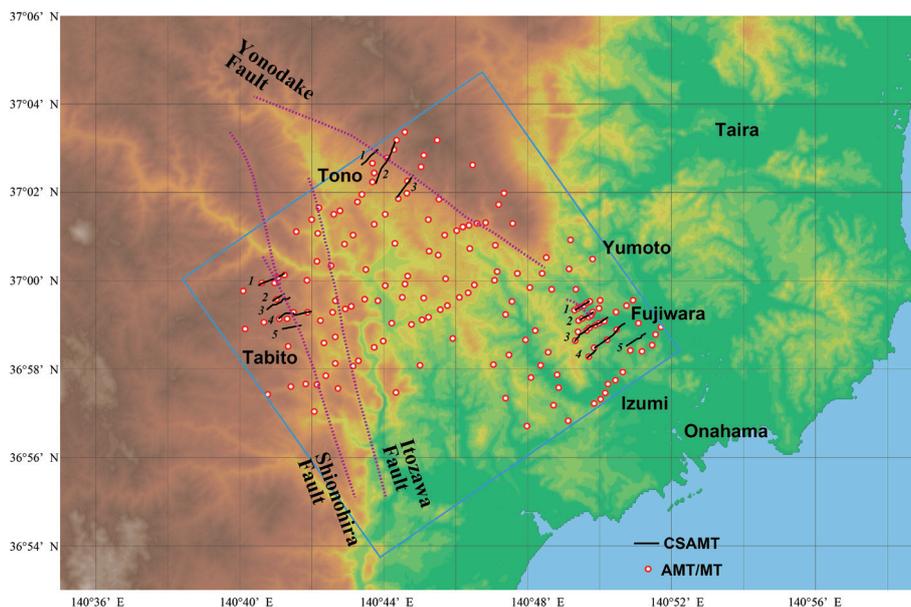
1. はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の大規模な余震の1つとして、2011年4月11日に福島県いわき市においてマグニチュード7.0の地震が発生し、井戸沢断層および湯ノ岳断層に沿って地表に変位が生じた。余震のメカニズムは西側岩盤が沈降する正断層型で、井戸沢断層では地表変位の延長は約13kmにわたり、最大変位量は約2.2mであり(丸山ほか, 2011)、湯ノ岳断層では地表変位の延長は約18kmにわたり、最大変位量は約0.8mであった(栗田ほか, 2011)。本調査では、2つの断層を含む区域の3次元比抵抗構造を求めて当該地域の地質構造との対応を調べ、さらに、断層に伴う比抵抗構造の異常を把握して断層変位の規模等を調べることを目的とした。

2. 調査地の概要

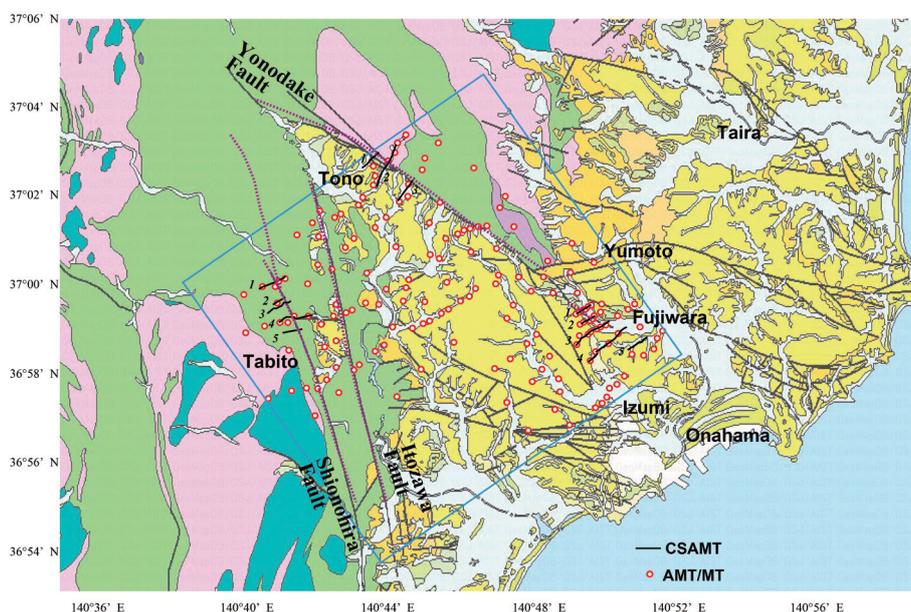
適用した電磁探査法は、自然の電磁場を観測して地下の比抵抗構造を求める地磁気地電流法(magnetotelluric method, MT法)と、人工的な信号源を設置して電流を流し、それによって形成される電磁場を観測する人工信号源MT法(CSAMT法)である。MT法の測点およびCSAMT法の測線の配置を第1図および第2図に示す。第1図は地形データに、第2図は20万分の1シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2014)に、それぞれ測点・測線を重ねて表示した。

調査地周辺は主に中新世と古第三紀の堆積岩が分布しており、古第三紀層は常磐炭田の産炭層を胚胎する。その下位には白亜紀の変成岩類と花崗岩類地層が分布し、調査エリアの西側と北側ではそれらの地層が露出している。湯ノ岳断層の北東側には白亜紀地層が、南西側



第1図 福島県いわき市におけるMT法測点(赤丸)およびCSAMT法測線(黒線)の位置。背景はSRTMデータから作成した地形。破線は推定断層、青い長方形はMT法3次元解析の範囲を表す。

Fig.1 MT stations (red dots) and CSAMT survey lines (black lines) in the Iwaki area. Base map shows the topography from the SRTM data. Dashed lines are estimated faults. The blue rectangle indicates a zone for 3D interpretation.



第2図 20万分の1シームレス地質図による調査地域の地質図。黄緑色と水色は白亜紀の変成岩類、ピンク色は白亜紀の花崗岩類、オレンジ色は古第三紀堆積岩、黄色は中新統の堆積岩が中心となる領域。

Fig.2 Geological map of the study area. Light green and cyan zones are Cretaceous metamorphic formations, pink zones are Cretaceous granitic formations, orange zones are Paleogene sedimentary formations, and yellow zones are Miocene sedimentary formations.

には中新統地層が露出しており、断層は明瞭な地層境界となっている。湯ノ岳断層の南東延長部は中新統地層内に位置し、常磐炭田地質図（地質調査所、1957）にはそれに相当する藤原断層という記載がある。今回の余震で地形変位が出現し、活断層であることが確認された。東日本大震災前に公開されていた20万分の1シームレス地質図には断層線が記載されていなかったが、現在公開版では追加されている。井戸沢断層は2つの平行する南北走向の断層が確認されており、今回の余震では西側の断層が大きく変位した。井戸沢断層は大部分が白亜紀変成岩類の中に位置する。

湯ノ岳断層（藤原断層）の更に南東では、余震の後、常磐炭鉱の旧堅坑を通して大量の温泉水の湧出が始まり、湧出は現在も継続している。同時に、井戸沢断層および湯ノ岳断層の近傍で地下水井が枯渇する現象が生じており、断層活動によって帯水層の状況が変化したことが推定されている（産業技術総合研究所、2013）。

3. MT法・CSAMT法調査

MT法は、井戸沢断層および湯ノ岳断層を含む広い範囲を対象として測点を配置した。測点数は164であり、そのうち56測点は低周波数帯域のいわゆるMT法（0.00034 Hz - 320 Hz）と高周波数帯域のAMT法（0.35 Hz - 10,400 Hz）の両方の測定を行い、残る88測点はAMT法のみでの測定を行った。データ収録にはカナダ・Phoenix社製のMT法測定装置MTU-5システムを用いた。

AMT法の測定は、リファレンス観測点を調査地から約20km南に位置する地点に置くとともに、夜間を含む10時間以上の連続観測を行って、品質の確保に努めた。住宅地や変電所に近い測点でやや品質の劣るデータもあったが、ほぼ全ての測点で良好なデータが得られた。MT法の測定では、リファレンス処理には300km以上離れた岩手県内の連続観測点の観測データを用いた。調査エリアの東端部は高圧線や市街地に近いところが多く、低周波数データの品質は悪くなる傾向にあった。そのため、測定は夜間を含む18時間の連続観測を2日間以上繰り返すことにし、スタッキング数を増やすことで品質向上に努めた。それでも、低周波数帯域で品質の良くない測点がいくつか残る結果となった。

CSAMT法の調査測線は、井戸沢断層および湯ノ岳断層を横切る比較的短い測線を設定して行った。第1図に示すように、遠野地区に3測線、田人地区に5測線、および、藤原地区に5測線を設定した。それぞれの地区に信号源用の接地ケーブルを設けた。測点は測線に沿って連続的に配置し、測点間隔は基本的に50mとした。送信信号の周波数は1 Hz - 9,600 Hzの帯域である。測定にはカナダ・Phoenix社製のCSAMT法測定装置V-8システムが用いられた。

4. 解析結果

4.1 MT法

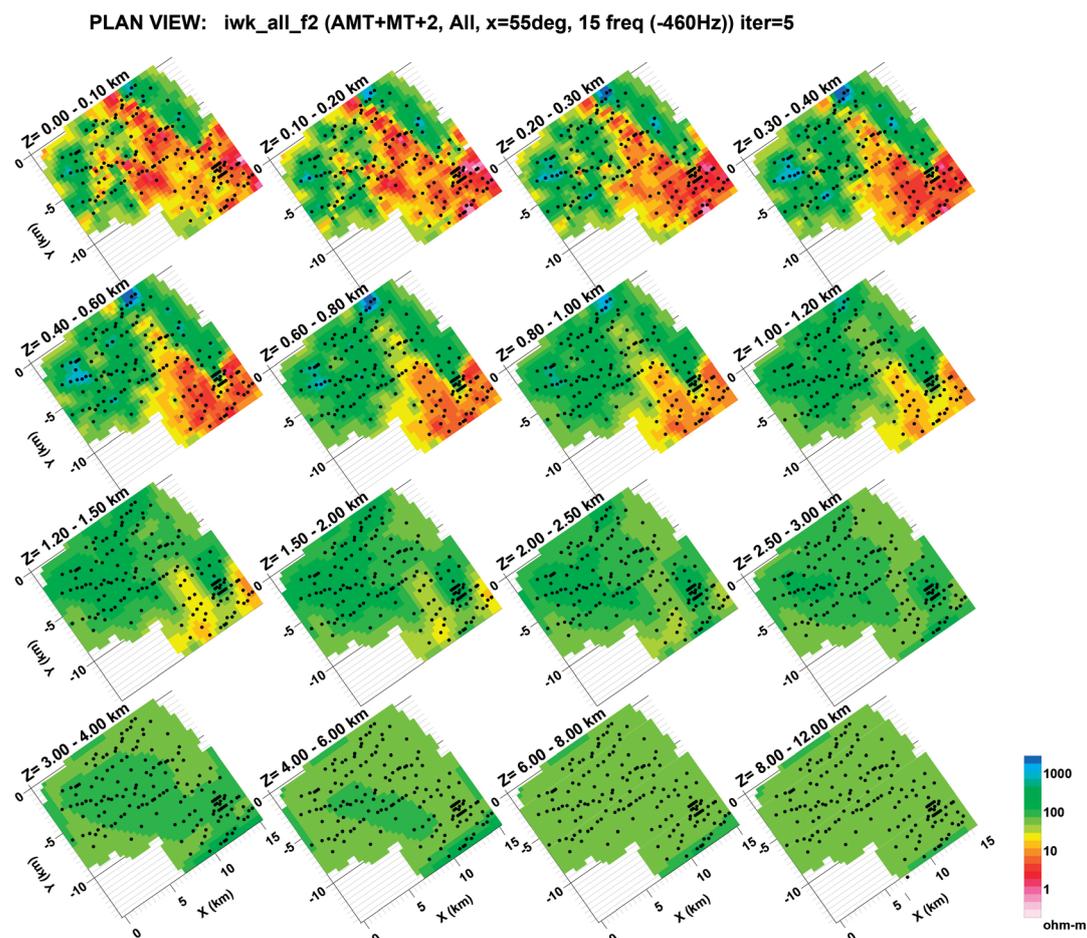
MT法の解析には3次元インバージョン解析を適用した（Uchida and Sasaki, 2006）。164測点の全てを解析に用いた。解析の対象とした範囲を第1図に大きな長方形で示した。x軸の方向はN55°Eである。解析に用いた周波数は0.0269 Hz - 460 Hzの範囲の15個である。順計算のための差分要素の大きさは地表付近で200m (x) x 200m (y) x 50m (z)であり、対象エリアが広いため要素数は99 (x) x 95 (y) x 39 (z)と大規模なものになった。MT法インピーダンスの非対角項成分（見掛け抵抗、位相）を解析に用いた。未知数とする地下の比抵抗構造のパラメータ数は21,888個である。スタティックシフトはインバージョン解析の中で自動的に推定される。

3次元解析によって得られた比抵抗構造を深度スライスで第3図に示す。また、地表および深度600mの比抵抗分布を地質図と重ねて第4図、第5図に示す。全般に、中新統および古第三紀の堆積岩類は10 ohm-m以下の低比抵抗を示す。これらの2つの年代の堆積岩を比抵抗で区別するのは難しい。白亜紀の変成岩類、花崗岩類は数100 ohm-m以上の高比抵抗を示す。第4図では、これらの地層の分布と低比抵抗・高比抵抗エリアの分布は大変良い相関を有することがわかる。

湯ノ岳断層（北西部）は中新統地層と白亜紀層の境界部に位置し、比抵抗分布でも明瞭な差のあることがわかる（例えば、第4図）。それに対し、井戸沢断層は白亜紀の変成岩類地層の中に位置し、東側のセグメントに沿って小規模な中新統堆積岩が点在している。浅部の比抵抗分布（第4図）には中新統堆積岩に対応して低比抵抗異常が存在するが、西側セグメント（塩ノ平断層と称される）に伴う比抵抗異常は認められず、全体が高比抵抗ゾーンとなっている。

井戸沢断層と湯ノ岳断層に挟まれた三角形の区域は主に中新統と古第三紀の堆積岩が分布している。地下浅部では、その領域は低比抵抗ゾーンになっている。堆積岩層の厚さは南東方向に増加する傾向にある。深度600mでは低比抵抗の領域は南東端の狭い範囲のみに限られる（第5図）。

第6図には、3次元比抵抗モデルを4つの鉛直断面で切って鳥瞰図として示した。図は東南東から俯瞰したものである。上記の三角形の区域では、中新統と古第三紀の堆積岩による低比抵抗層と、下位に存在すると推定される白亜紀層基盤の高比抵抗層の形状の変化を把握することができる。解析エリアの南東端では、高比抵抗基盤の深さは約1kmと推定され、古第三紀層に賦存する石炭層の開発がこの付近では深度600m - 700mで行われ



第3図 MT法3次元インバージョン解析で得られた比抵抗モデルの深度スライス。黒点はMT法測点の概略位置。

Fig.3 Depth-slice sections of the resistivity model obtained by three-dimensional (3D) inversion of the MT data. Black dots indicate approximate location of MT stations. North is upward.

ていたことと整合的である。

第6図の上2つの図を見ると、中新統・古第三紀の堆積岩の厚さは湯ノ岳断層に向かって北東方向に大きくなる傾向がある。これらの堆積岩地層は北東方向に傾斜しているものと推定される。それが元々の堆積環境によるものか、あるいは、正断層型の地震活動(地殻変動)によって傾斜したものかの解釈は、さらに詳細な検討が必要である。

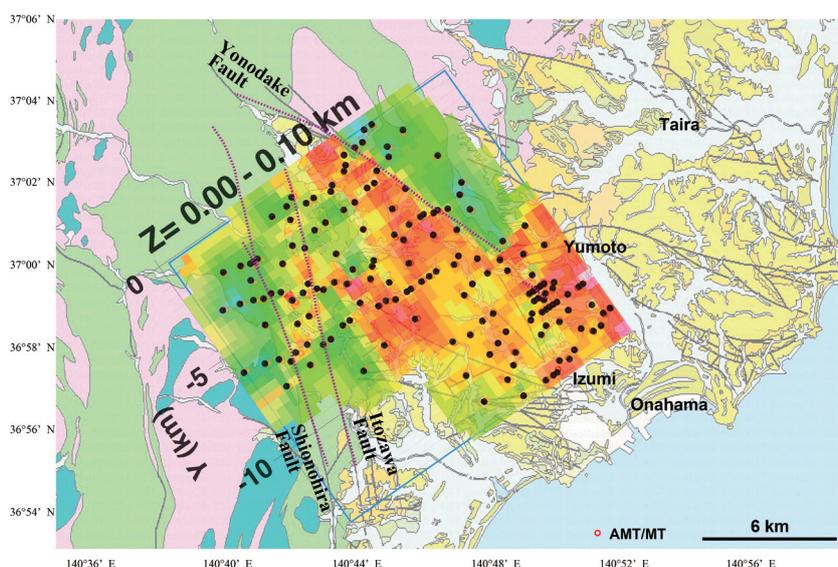
4.2 CSAMT法

CSAMT法データについて、測線毎に2次元インバージョン解析を行った(Uchida and Ogawa, 1993)。今回の調査では受信測線に適した送信源の設定に制約が多く、最終的に送信・受信間の距離が小さくなった。そのため、解析には、遠野地区と田人地区では64Hz以上の高周波数帯域を用いた。藤原地区は比較的に低

比抵抗であるが、送信機に近い測線では96Hz以上、遠い測線では16Hz以上の周波数を用いた。

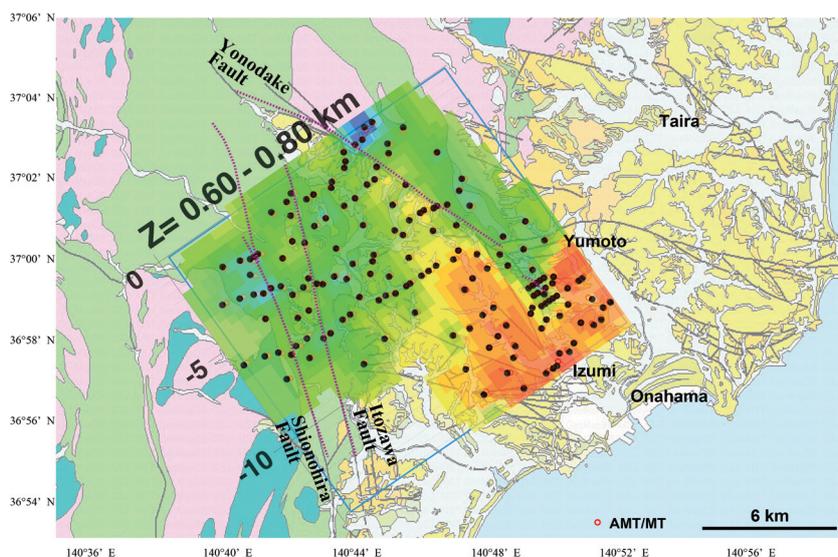
3つの地区の2次元比抵抗モデルを第7図から第9図に示す。藤原地区は、MT法の3次元解析結果から、深さ200mから600m程度に高比抵抗基盤の存在が示唆されている。そのため、用いる周波数の下限によってニアフィールドや遷移帯域の影響により、深部の比抵抗解析結果が異なる。そのため、藤原測線1~3では、高比抵抗基盤によるニアフィールドの影響のない範囲のモデルを示した。

遠野地区の3測線の結果には、栗田ほか(2011)によって地表変位が確認された位置と、中田・今泉(2002)による断層線の位置も示した。概略的には、湯ノ岳断層の北東側では白亜紀層が分布し高比抵抗、南西側では中新統・古第三紀堆積岩で低比抵抗が卓越することがわかり、比抵抗分布は断層構造と調和的である。測



第4図 地表（深度0m - 100m）の比抵抗分布を地質図に重ねて表示

Fig.4 Resistivity distribution of the surface layer, with thickness of 100m, overlaid on the geological map.

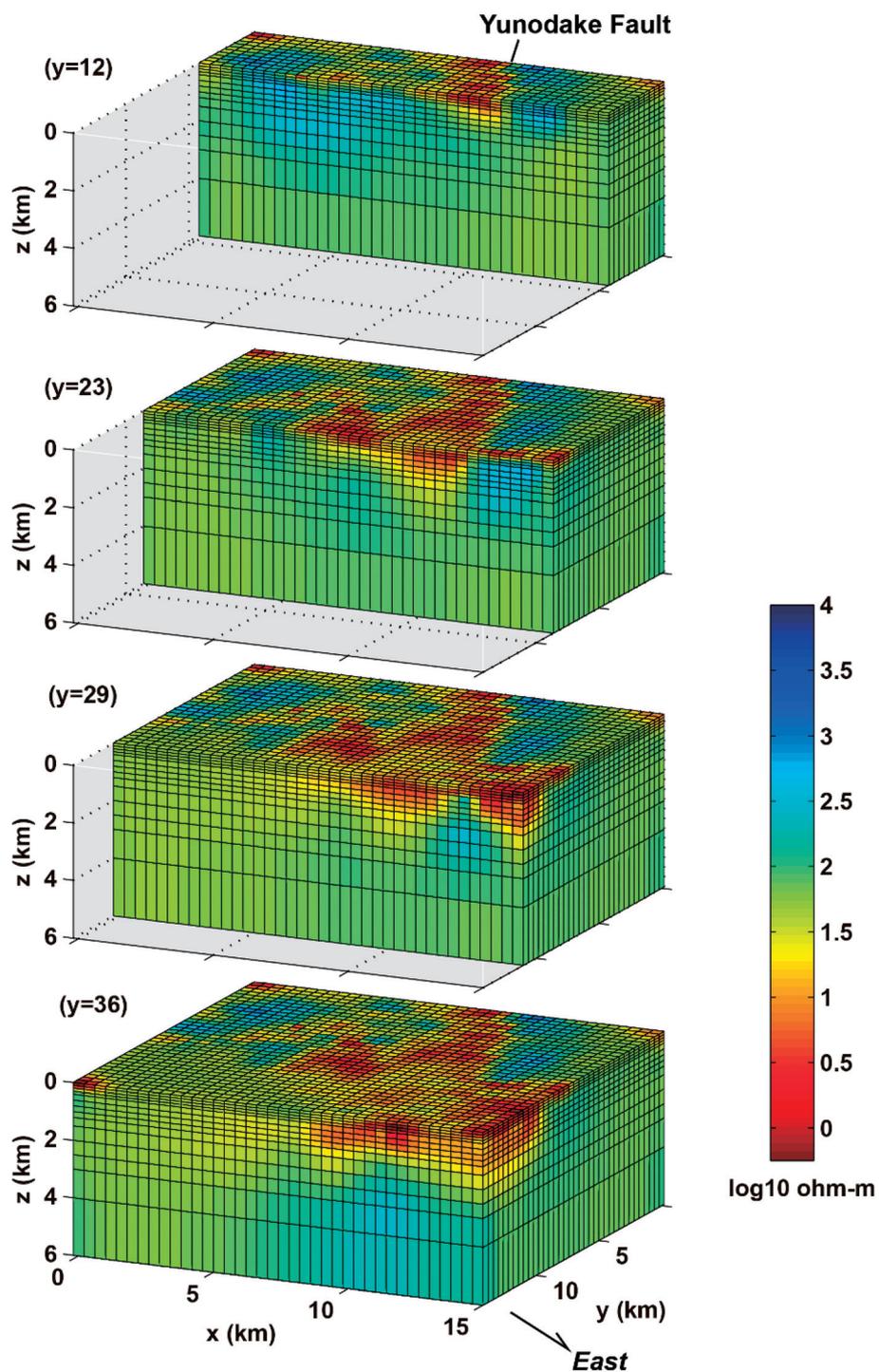


第5図 深度600m - 800mの比抵抗分布を地質図に重ねて表示

Fig.5 Resistivity distribution of the layer at depth of 600m - 800m, overlaid on the geological map.

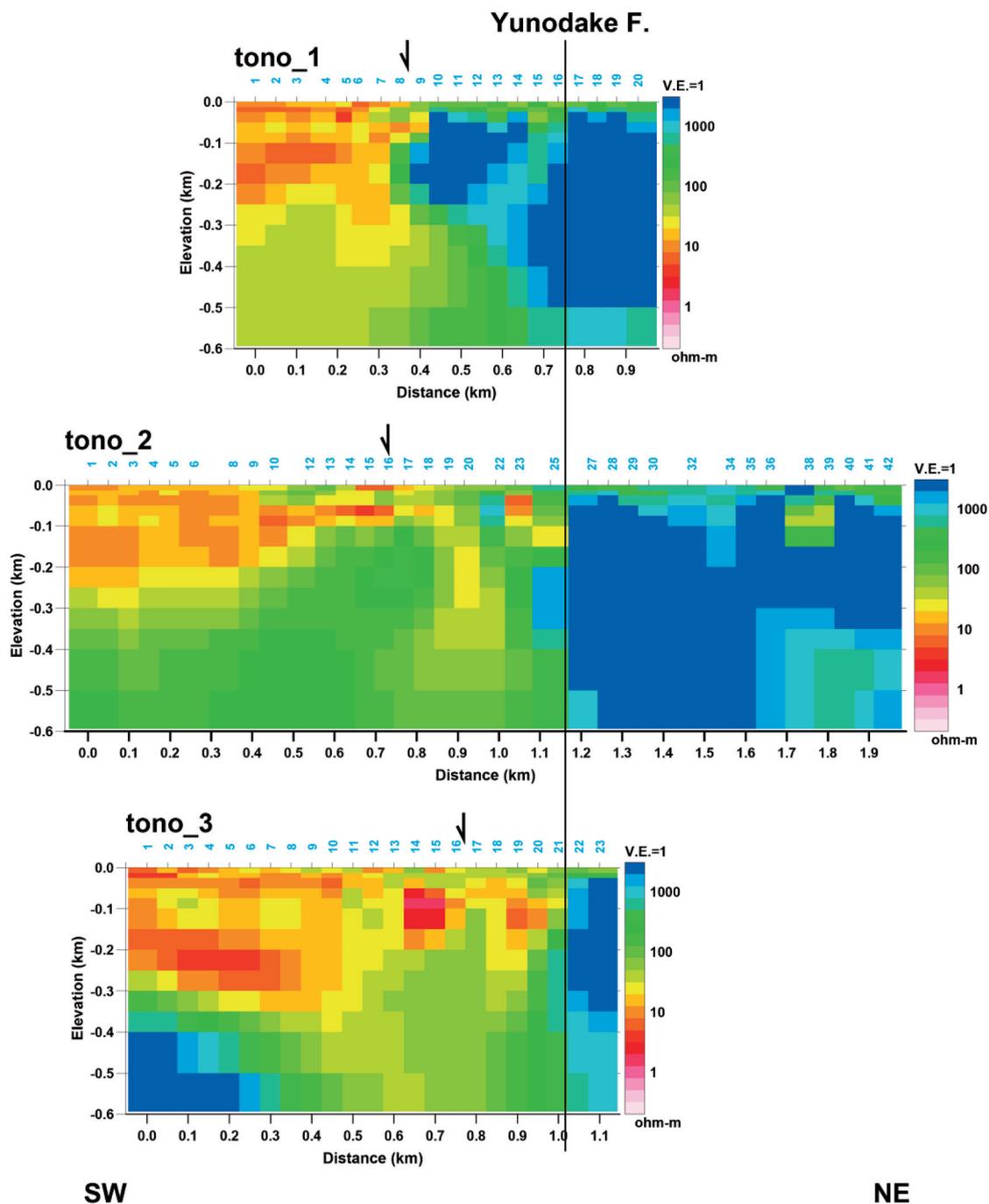
線1の場所では、シームレス地質図（産総研，2014）には複数の平行する断層線が記されており、一番南西側の断層線は中田・今泉（2002）による断層線の位置に近い。シームレス地質図ではその場所から北東側が白亜紀層となっている。測線1における地表変位確認箇所は白亜紀層の中に位置しており、比抵抗分布では高比抵抗層の中に小規模な低比抵抗異常が存在し（測点16付近）、これは断層破砕帯に起因する異常であると推測される。3つの測線を比較すると、中田・今泉

（2002）による断層線の南西側には低比抵抗層が厚く分布することがわかる。低比抵抗層は測線3が最も深く、約350mまで達することがわかる。また、断層に近いほど厚くなる傾向にある。湯ノ岳断層は複数の断層面で構成されており、今回の地震で変位が生じたのは白亜紀層の中にある断層面であり、3本の測線の比抵抗構造でも、形状は少しずつ異なるものの、低比抵抗異常が存在することが確認された。なお、山口ほか（2012）による地震探査測線は測線2を含むように



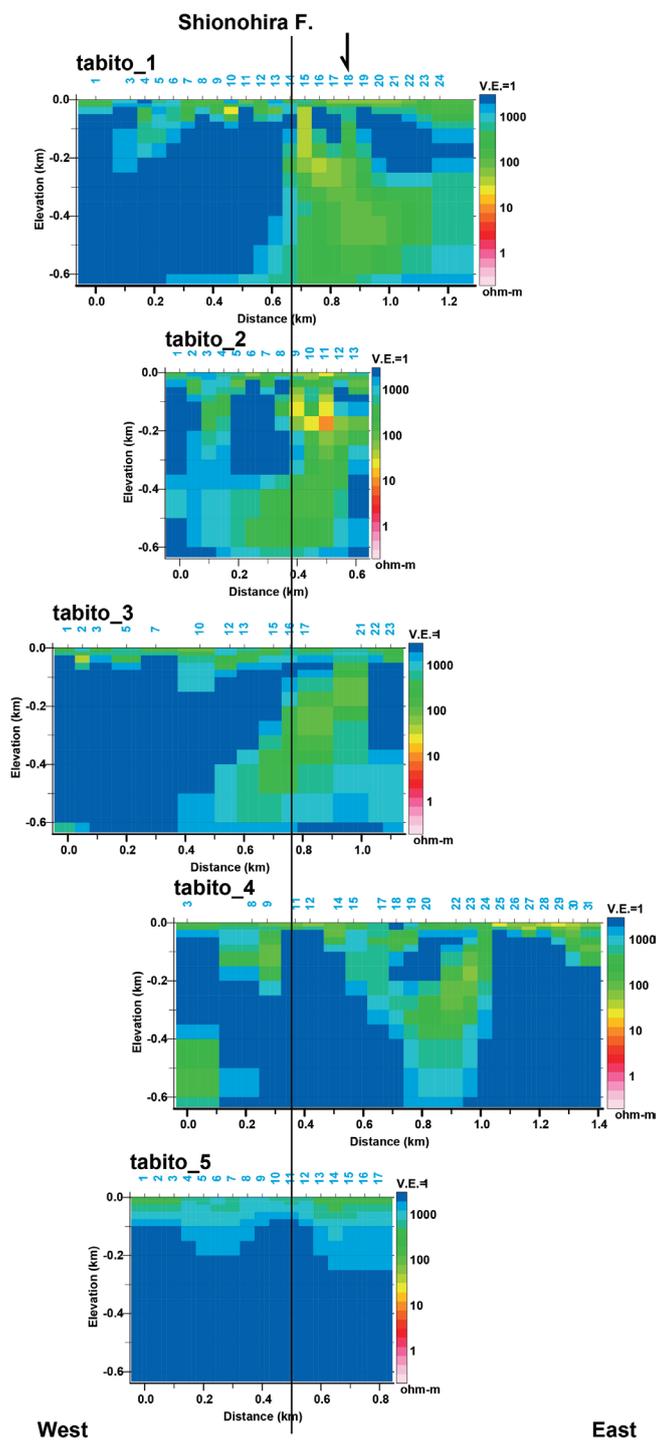
第6図 MT法による3次元比抵抗モデルの断面を東南東から俯瞰した鳥瞰図。x軸の方位はN55°E。

Fig.6 Vertical cross sections of the 3D resistivity model by the MT data inversion, looking from ESE. The direction of x-axis is N55°E.



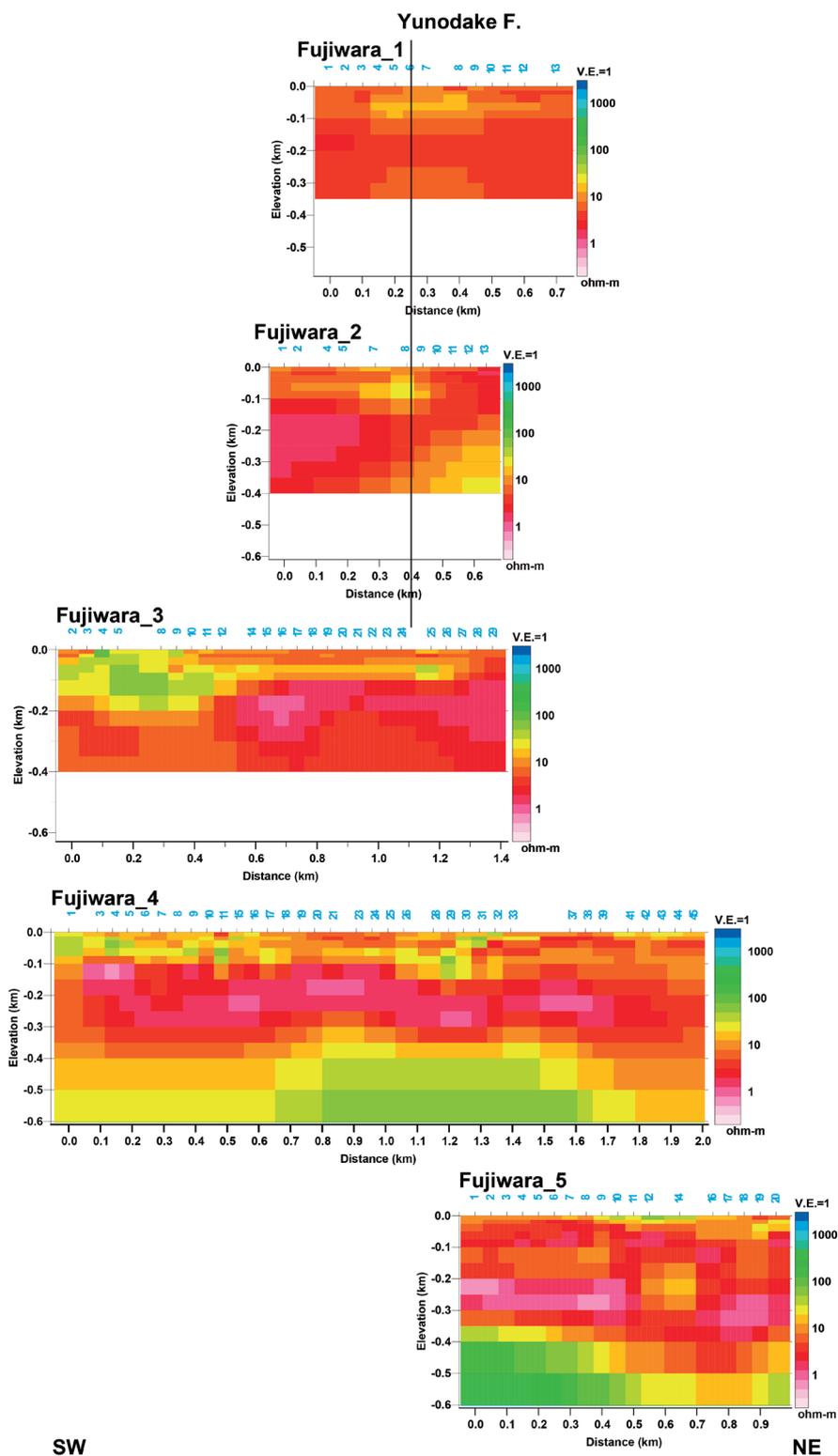
第7図 遠野地区のCSAMT法データの2次元解析結果。黒線は湯ノ岳断層沿いに地表変位が現れた概略位置（栗田ほか，2011）。矢印は中田・今泉（2002）による断層線の概略位置を表す。

Fig.7 Two-dimensional resistivity model obtained by CSAMT data inversion along three profiles in Tono Area. Black lines are location of surface displacements along Yunodake Fault (Awata et al., 2011). Arrows are location of Yunodake Fault by Nakata and Imaizumi (2002).



第 8 図 田人地区の CSAMT 法の 2 次元解析結果. 黒線は塩ノ平断層沿いに地表面変位が現れた概略位置 (丸山ほか, 2011). 測線 1 の矢印は東側に分岐する断層線の概略位置を表す.

Fig.8 Two-dimensional resistivity model obtained by CSAMT data inversion along five profiles in Tabito Area. Black lines are location of surface displacements along Shionohira Fault (Maruyama et al., 2011). The arrow in the top panel indicates location of a neighboring segment of Shionohira Fault.



第9図 藤原地区のCSAMT法の2次元解析結果. 黒線は湯ノ岳断層沿いに地表変位が現れた概略位置を表す.
 Fig.9 Two-dimensional resistivity model obtained by CSAMT data inversion along five profiles in Fujiwara Area.
 Black lines are location of surface displacements along Yunodake Fault.

設定されており、比抵抗断面と反射断面の比較を行う必要がある。

田人地区の5つの測線の比抵抗モデルでは、全ての測線で一般的に高比抵抗である。その中で、測線1および測線2では、塩ノ平断層（井戸沢断層の西セグメント）を境に東側の地層がやや低比抵抗を示している。この付近は断層線が2つに分岐することが確認されており、低比抵抗の領域は2つの断層線に挟まれた領域にほぼ相当している。母岩である白亜紀変成岩類は数1000 ohm-mの高比抵抗であり、断層活動によって破碎された領域が低比抵抗化したものと推測される。

藤原地区の5測線は、中新統・古第三紀の堆積岩地層に位置するため、一般的に低比抵抗である。今回の地震で地表変位が生じた湯ノ岳断層延長部（藤原断層）に伴う比抵抗構造の変化は現在の解析結果では確認できていない。鈴木ほか（2012）によるCSAMT法調査結果との比較や、測線4及び測線5の深部に解析された高比抵抗層の解析精度についても、今後、詳細な検討が必要である。

5. おわりに

井戸沢断層および湯ノ岳断層周辺地域を対象にMT法およびCSAMT法による比抵抗構造調査を実施した。MT法データについては、調査エリア全体を対象に3次元解析を行い、2つの断層を含む広域の比抵抗モデルを求めた。CSAMT法データは測線毎に2次元解析を行い、断層近傍の詳細な比抵抗分布を求めた。その結果、白亜紀の変成岩類と花崗岩類は顕著な高比抵抗を有するのに対し、古第三紀および中新統の堆積岩類は10 ohm-m以下の低比抵抗を示すことがわかった。湯ノ岳断層の大部分は白亜紀層と中新統地層の境界部に位置するため、顕著な比抵抗境界になっていることが確認された。しかし、CSAMT法モデルを詳細に見ると、従来から記載されていた断層線が白亜紀層と中新統地層の境界部にちょうど一致するのに加え、今回の地震で変位が生じた白亜紀層の中の断層線に対応して、破碎帯に起因する低比抵抗異常が存在することがわかった。今回、活断層であることが確認された湯ノ岳断層の南東延長部（藤原断層）は中新統堆積岩層の中にあり、周辺は全体として低比抵抗であり、断層に伴う明瞭な比抵抗異常は確認できなかった。井戸沢断層は大部分が白亜紀の変成岩類地層の中に位置し、全体として1000 ohm-m程度の高比抵抗を示す。塩ノ平地区のCSAMT法測線では、2本の断層線に挟まれた範囲で低比抵抗異常の存在が推定された。今後、本プロジェクトで実施された反射法地震探査、重力調査を含め、他の地質調査データと比較しながら総合的な解釈を行う必要がある。

謝辞

MT法およびCSAMT法の現地データ取得作業は日鉄鉦コンサルタント株式会社および住鉦資源開発株式会社によって実施された。現地における調査地への立ち入り、土地使用許可取得については、いわき市役所および同市各地域支所の協力を得た。ここに記して感謝の意を表す。

文献

- 地質調査所（1957）常磐炭田地質図ならびに説明書。日本炭田図，no.1，地質調査所。
- 栗田泰夫・楳原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻 崇・安藤亮輔・丸山 正（2011）2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳・藤原断層の地表変位ベクトル（速報）。産業技術総合研究所活断層・地震研究センター，14p。
- 丸山 正・斎藤英二・吾妻 崇・谷口 薫・吉見雅行・林田拓己（2011）2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告。産業技術総合研究所活断層・地震研究センター，22p。
- 中田 高・今泉俊文編（2002）活断層デジタルマップ。東京大学出版会，60p。
- 産業技術総合研究所（2013）2011年4月11日福島県浜通りの地震（M7.0）に伴う温泉の変化。
<https://unit.aist.go.jp/figg/crufluid-rg/iwaki/onsen.html>（2014年10月8日確認）
- 産業技術総合研究所（2014）20万分の1日本シームレス地質図。<https://gbank.gsj.jp/seamless/>（2014年10月8日確認）
- 鈴木浩一・内田利弘・相澤隆生・狩野嘉昭・伊東俊一郎・山中義彰・佐々木吾郎・田上正義（2012）福島県いわき市におけるCSAMT法および反射法地震探査による湯ノ岳断層近傍の地下構造。物理探査，**6**，425-435。
- Uchida, T., and Ogawa, Y. (1993) *Development of Fortran code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint*. Geological Survey of Japan Open-File Report, no.205, 115p.
- Uchida, T., and Sasaki, Y. (2006) Stable 3-D inversion of MT data and its application to geothermal exploration. *Exploration Geophysics*, **37**, 223-230.
- 山口和雄・伊藤 忍・加野直巳（2012）福島県いわき市における地下構造調査—井戸沢断層・湯ノ岳断層周辺の地震探査—，物理探査学会第127回学術講演会論文集，49-52。

福島県いわき市における地下構造調査 —重力探査— Underground surveys in Iwaki city, Fukushima Prefecture — gravity survey —

村田泰章^{1*}
Yasuaki Murata^{1*}

Abstract: GSJ has conducted seismic, gravity and electromagnetic surveys in Yunodake fault and Itozawa faults area in Iwaki city, Fukushima Prefecture. The gravity survey was carried out at 2,187 points. The position of all the gravity stations was surveyed with GNSS (Global Navigation Satellite System). The result of the gravity survey indicates that steep gravity anomaly changes correspond to the Yunodake and Yamada fault. East and west Itozawa faults are located at high gravity anomaly ridges. Estimated 3D structure indicates that relief of the boundary between tertiary sediments and basement rocks such as Abukuma metamorphic rocks or granitic rocks, is controlled by NW-SE trending faults.

Keywords: Yunodake fault, Itozawa fault, Iwaki, Fukushima, gravity survey, 3D subsurface structure

1. 調査目的

この重力探査の目的は、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の後、誘発地震が発生した福島県いわき市およびその周辺地域において、活断層の浅部から深部までの地下構造を明らかにすることである。重力探査によって得られたデータから、地下の密度構造の反映である重力異常の定性的な解釈や、断層の周辺において2次元地殻表層密度の推定などの2次元解析と、反射法探査等のデータと合わせた3次元構造の統合解析、反射法測線に沿った断面解析等を実施する。

2. 調査地域

調査地域は、湯ノ岳断層、井戸沢断層とその延伸部を含む、東西22 km、南北28 kmの地域(第1図)で、5万分の1地形図「上遠野」「常磐湯本」「上平石」「磐城泉」「川部」「勿来」の6図幅に該当する。この地域では、これまでも、CSAMT法などの各種物理探査が実施されている。また、同じプロジェクトにより、地震探査(山口ほか, 2014)、および電磁気探査(内田・上田, 2014)も実施されている。調査地域の地質図と地形陰影図を、第2図と第3図にそれぞれ示す。

3. 調査方法

3.1 既存データ

調査範囲には、第4図に示す約260点の既存重力データが存在したが、精度と分解能が悪いため断層と重力異常の関係が明確ではなかった。既存データを利用しつつ新規にデータを追加することも考えられたが、地震によ

る重力値の変動や測量方法の違い等により新旧のデータ間で重力値が高精度に接続できないと考えられたため、すべて新規に測定を実施することとした。新規測定データはすべて、村田ほか(2013)で公開した。

3.2 調査期間

産総研職員による調査は、以下のとおり実施した。延べ日数は66日間である。

- 2011年11月2日～11月8日 予察
- 2012年1月16日～18日 重力測点の予察
- 2012年4月21日～5月4日 面的重力測定
- 2012年5月21日～6月2日 地震探査測線重力測定
- 2012年6月5日～6月6日 外注調査の監督
- 2012年7月2日～7月4日 外注調査の監督



第1図 調査地域の位置図(Google Maps より)

Fig.1 Location map of survey area.

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

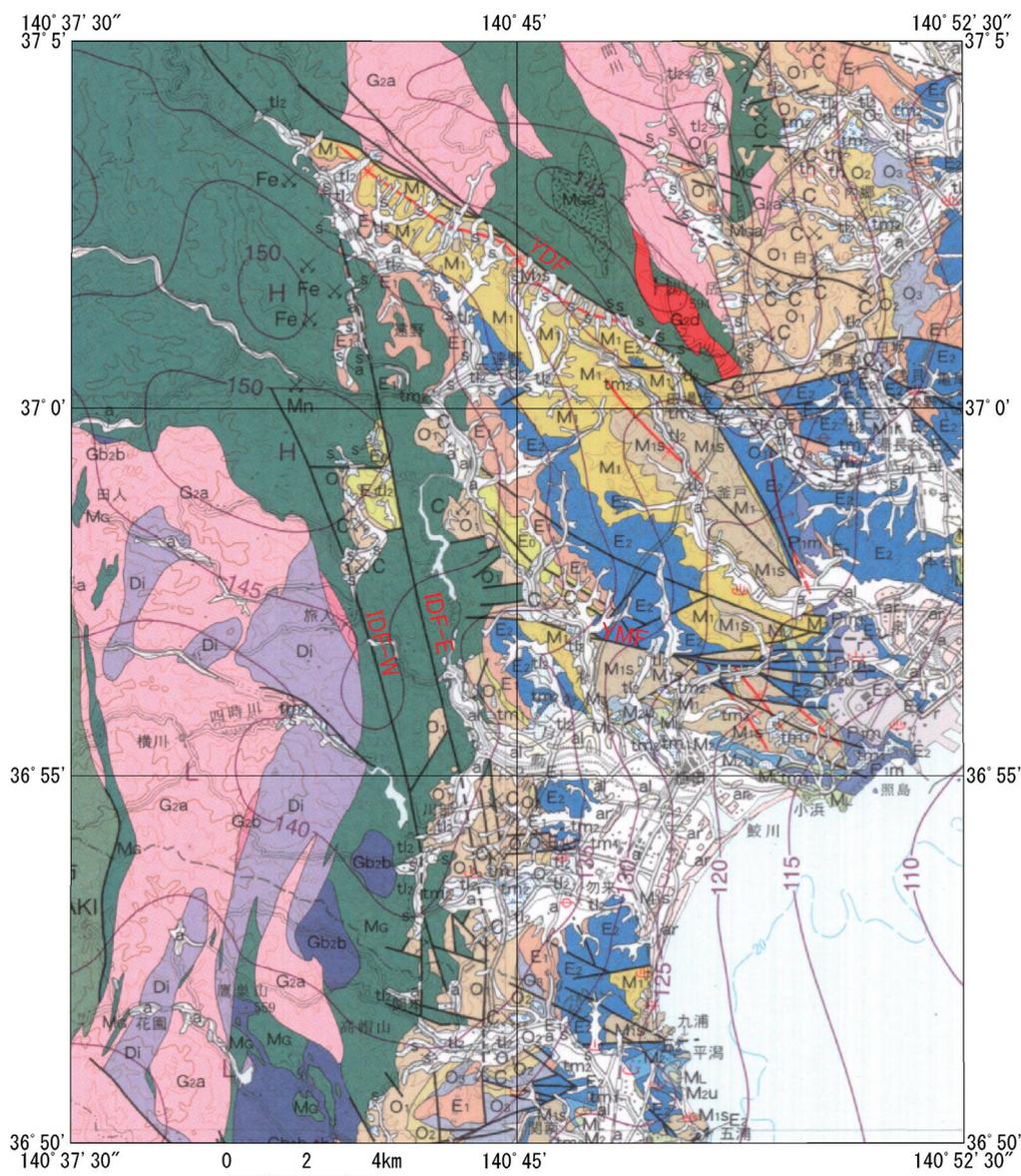
*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

- ・2012年7月18日～8月1日 面的重力測定
- ・2012年12月10日～12月18日 補足調査
また、外注による調査期間は以下の通りである。延日数は69日間である。
- ・2012年6月5日～7月18日 平野部面的重力調査
- ・2012年8月21日～9月14日 山間部面的重力調査

3. 2 調査機材

使用した重力計は、産総研所有のScintrex CG-3M 重力計(#270), CG-5 重力計(#890), および、三井金属資源開発(株)所有のLaCoste G型重力計(#360)である。CG-5 重力計は、今回の補正予算において、CG-3M 重力計(#270)からアップグレードしたものである。このアップグレードにより、測定精度が 10 μ Gal から 5 μ Gal へ



第2図 調査地域の地質図 (20万分の1地質図幅「白河」(久保ほか、2007)の一部)。

主な凡例は、MG : 御斎所変成岩, MT : 高貴変成岩, G2a,b, Di : 阿武隈花崗岩類, Gb2b : 斑れい岩, E1, E2 : 新第三紀前期中新世堆積岩, M1 : 新第三紀中期中新世堆積岩, YDF : 湯ノ岳断層, IDf-E : 井戸沢断層 (東), IDf-W : 井戸沢断層 (西), YMF : 山田断層。

Fig.2 Geological map of survey area (A part of Geological map of Shirakawa 1:200,000 (Kubo et al., 2007)).

Major legends are MG : Gozaisho Metamorphic rocks, MT : Takanuki Metamorphic rocks, G2a,b, Di : Abukuma Granites, Gb2b : Gabbro, E1, E2 : Early Miocene Sediments, M1 : Middle Miocene Sediments, YDF : Yunodake Fault, ITF-E : Itozawa Fault (east), ITF-W : Itozawa Fault (west) and YMF : Yamada Fault.

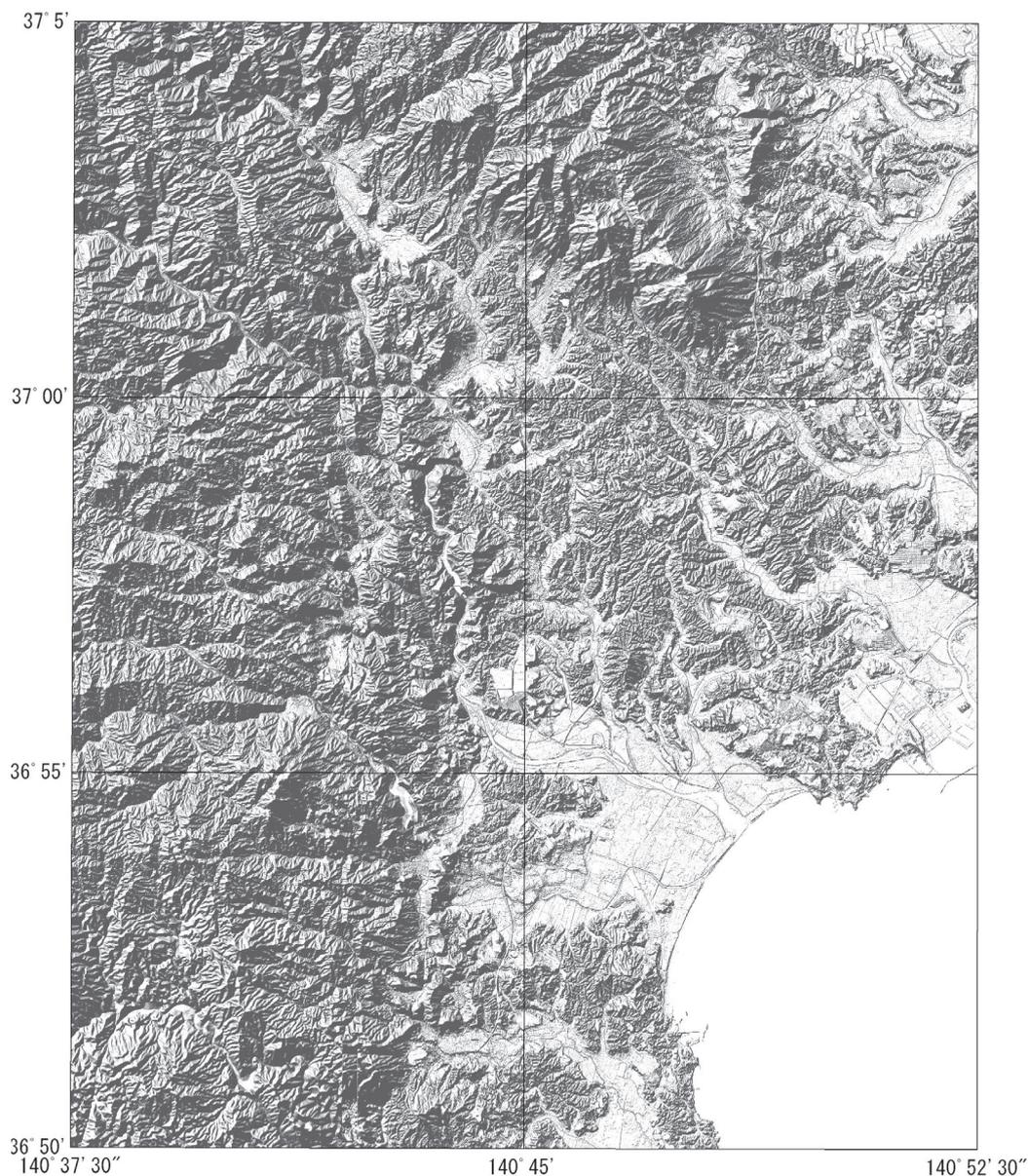
と向上し、また重力計の経時変化(ドリフト)が小さくなることによって、特に測線調査の高精度化と高効率化を図ることができた。

GPS 測量は、高速静止測量のみ対応のライカ製の GS15 受信機と、今回の補正予算によって導入した仮想基準点 GPS (VRS-GPS) にも対応するトプコン製 GRS-1 受信機を用いた。高速静止測量では一測点で 20 分程度の測量時間を要するが、VRS-GPS を用いれば数分で同じ精度の測

量を行うことができるため、一日の測定点数は、GS15 で約 12 点、GRS-1 で約 22 点と効率的な測量に大きく寄与した。

3. 3 位置測量

測点位置の測量精度は結果に大きく影響するため、全測点の位置測量方法を統一した。具体的には、VRS-GPS を第 1 優先とし、山間部などで VRS-GPS ができない場所



第 3 図 調査地域の地形陰影図。

国土地理院の基盤地図情報の 5m メッシュデータ、10m メッシュデータを使用して作成した。湯ノ岳断層、井戸沢断層(東)、同(西)が明瞭に識別できる。

Fig.3 Shaded relief topographic map.

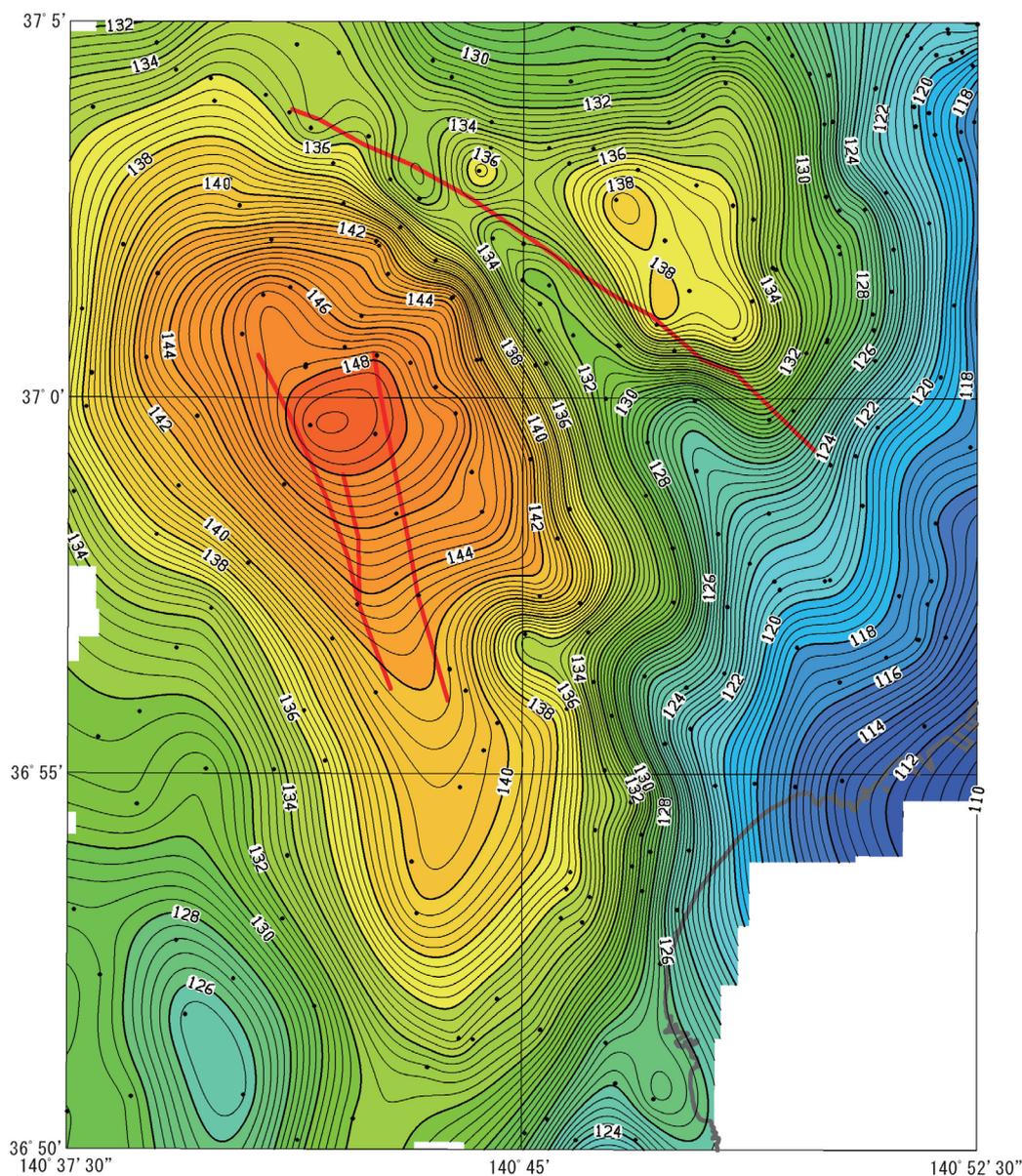
This map is generated by 5 m and 10 m mesh topographic data by the Geospatial Information Authority of Japan.

では 20 分以上の高速静止測量を実施した。高速静止測量の解析では、国土地理院の GPS 連続観測システム (GEONET) の、調査地域周辺の 6 つの電子基準点との間で基線解析を行い、水平・垂直位置精度が 10 cm 以内と推定されたデータのみを採用した。測線調査の測点の測量は、VRS-GPS もしくはトータルステーションで実施された。測量方法毎の測点数を第 1 表に示す。

第 1 表 重力測点の測量方法と測点数

Table 1 Survey methods and number of points.

| Survey | Method | Point |
|---------|---------------------------------|-------|
| 2D | Fast static GPS | 857 |
| | VRS-GPS | 734 |
| | Bench Mark, Triangulation point | 9 |
| Profile | VRS or Total Station | 587 |
| Total | | 2,187 |



第 4 図 既存重力データによる重力異常図。

地形補正、ブーゲー補正の仮定密度は、 2.67 g/cm^3 。コンター間隔は、 0.4 mGal 。活断層の推定位置 (赤線) は、中田・今泉編 (2002) による。黒点は重力測点の位置を示す。

Fig.4 Gravity anomaly map using former gravity data.

Assumed rock density for topographic and Bouguer correction is 2.67 g/cm^3 . Contour interval is 0.4 mGal . Red solid lines indicate estimated active faults by Nakata and Imaizumi (2002). Black dots are gravity survey points.

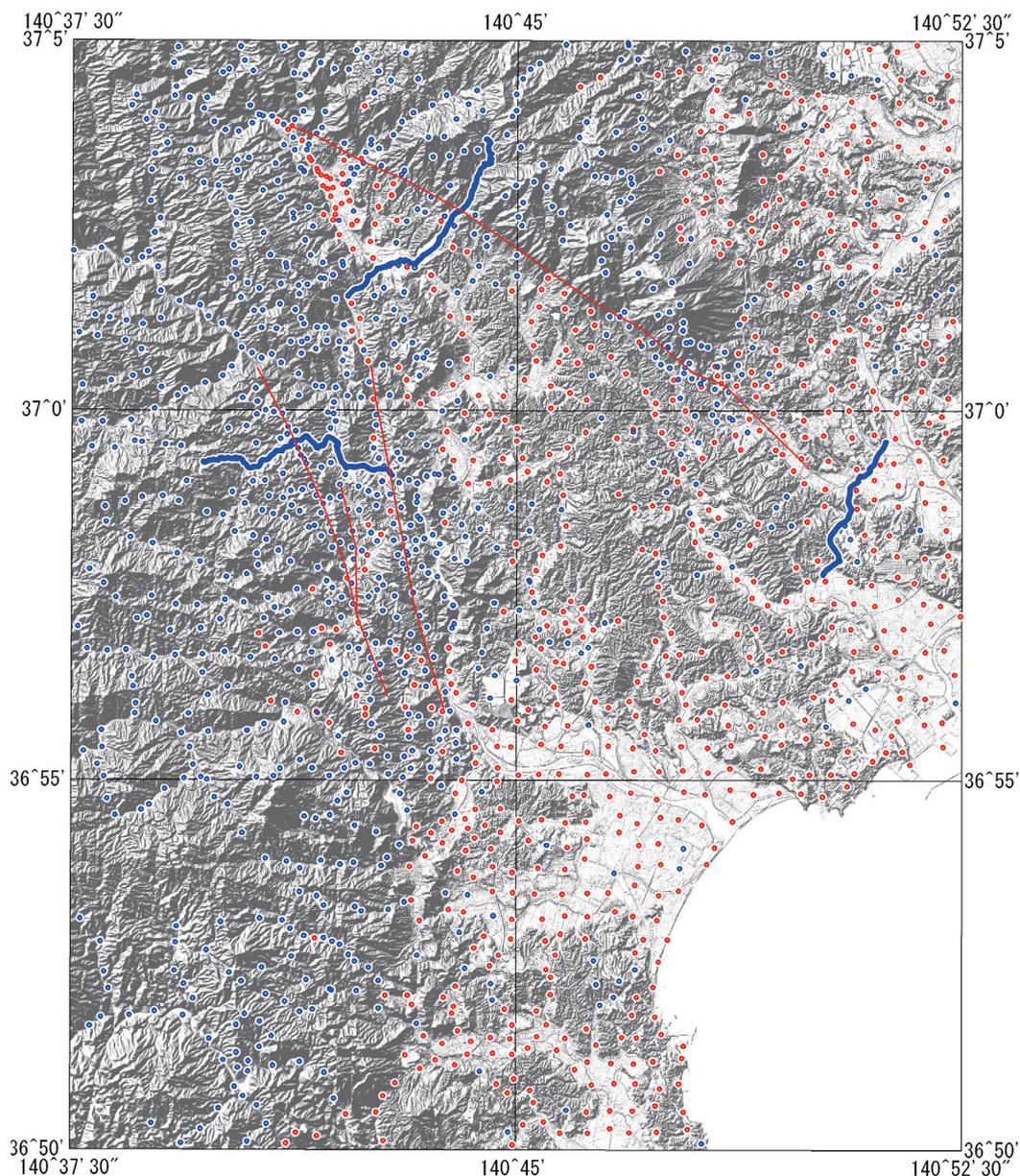
3. 4 重力測定

まず、調査地域を産総研と役務外注により測定することから、重力計や測定者の違いによる影響を検証するため、調査地域の重力値をほぼカバーする約 150 mGal の差を持つ検定路線を平野部とアクセスの良い湯ノ岳へ設定し、調査の前後で重力計の精度を検定した(村田ほか, 2013)。重力値は、国土地理院が定める日本重力基

準網(JGSN75)に準拠するため、いわき市にある一等重力点(980008.51 mGal)との閉塞測定により決定した。各測点での重力測定の精度は、 $10 \mu\text{Gal}$ 以内で測定値が再現されることとした。

3. 5 測点配置

重力探査は、およそ $600 \text{ m} \times 600 \text{ m}$ メッシュに 1 点の密度で面的に配置した約 1,600 点の測点と、反射法地震



第5図 新規調査の測点分布図。

赤点は VRS 測量、青点は高速スタティック測量により位置を決定した測点である。青の実線に見えるのは、地震探査の測線に沿って測定した重力測点である。

Fig.5 Gravity survey point map.

Red dots and blue dots show survey points using VRS GPS measurement and fast static GPS measurement respectively. Blue solid lines show seismic survey lines.

探査（山口ほか，2014）の測線に沿って実施した約 600 点の測点で実施した．第 5 図に，今回の調査の測点分布図を示す．

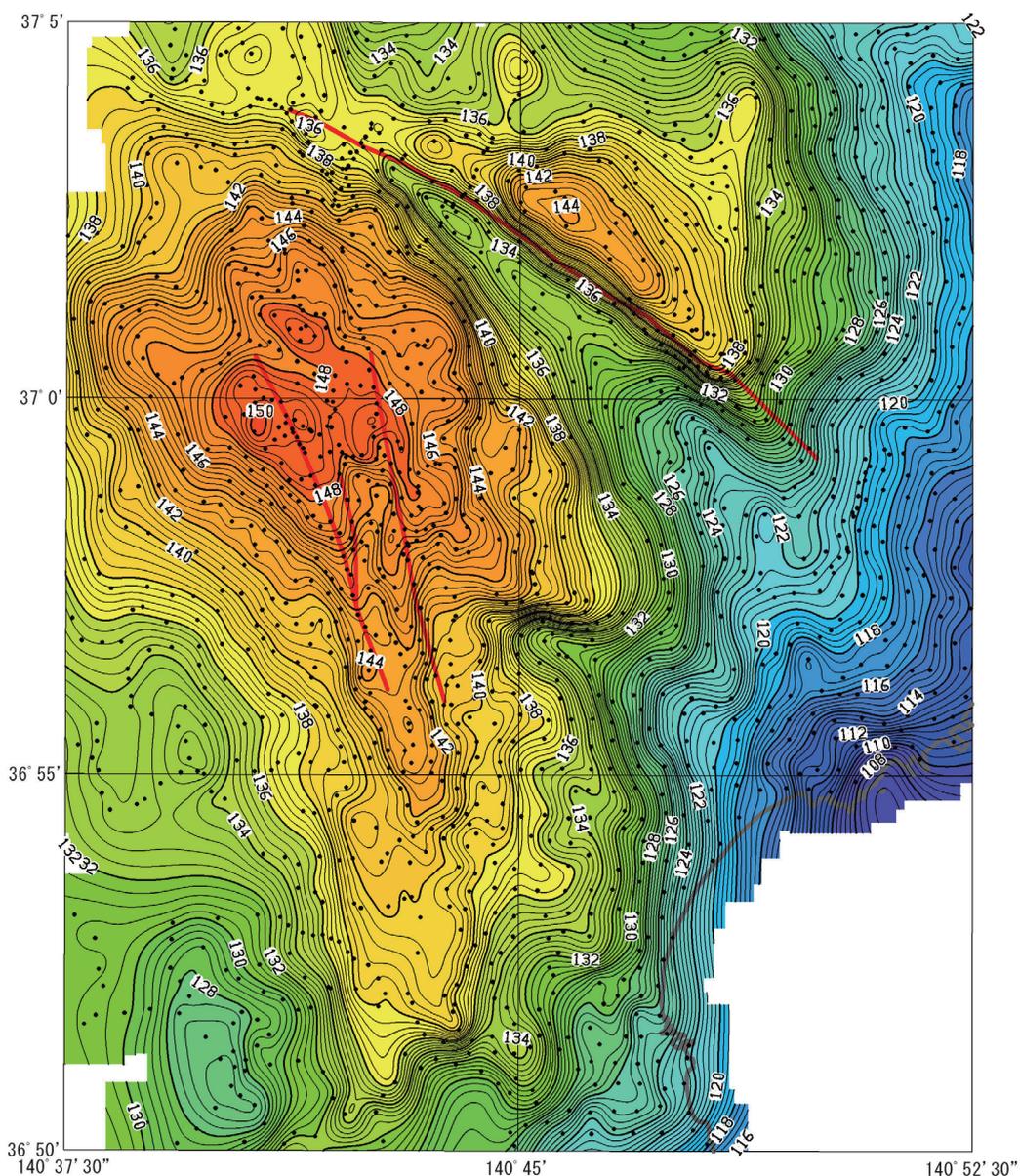
4. 解析方法と結果

4. 1 プーゲー異常

測定した重力値に対して，標準の重力補正（機械高，潮汐，ドリフト補正など）（地質調査所重力探査グルー

プ，1989）を施し，国土地理院の重力点（いわき GS）の値を元に，各点の絶対重力値を算出した．重力値の地形補正は，国土地理院の基盤地区情報の 5 m メッシュ標高データと 10 m メッシュ標高データを使用し，測点の周囲 60 km までの範囲で実施した．位置測量，重力測定，各種の補正の精度を総合して，各点の重力測定値の精度は，0.1 mGal 以内であると思われる．

ABIC 最小化法（Murata，1993）で推定した調査地域全体の平均地殻表層密度は， 2.55 g/cm^3 であった．この密



第 6 図 重力異常図（プーゲー異常）．

仮定密度は，ABIC 最小化法で推定した 2.55 g/cm^3 とした．コンター間隔は 0.4 mGal.

Fig.6 Gravity anomaly map (Bouguer Anomaly).

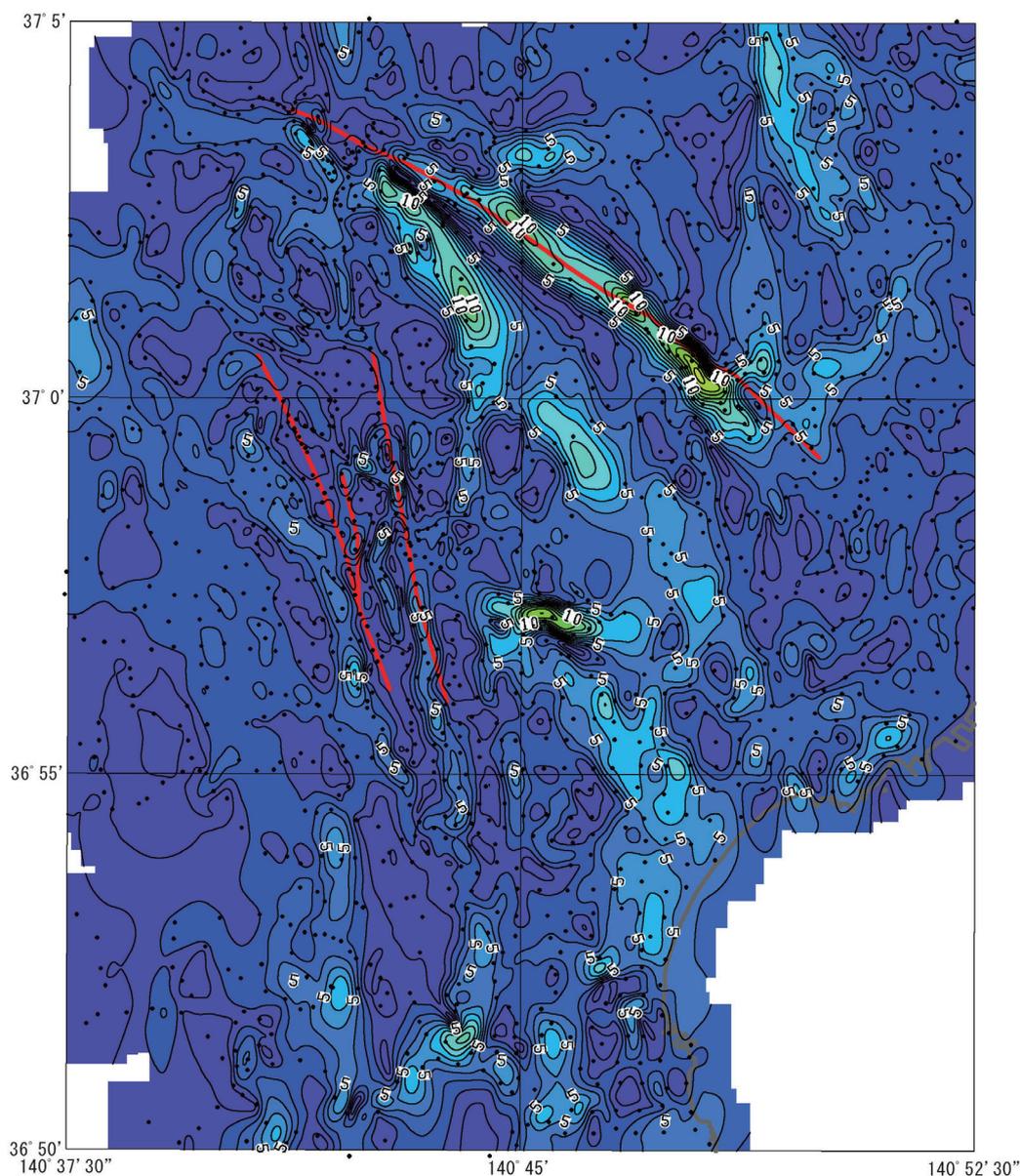
Assumed rock density for topographic and Bouguer correction is 2.55 g/cm^3 . Contour interval is 0.4 mGal.

度によるブーゲー異常図を第6図に示す。ブーゲー異常の大局的な傾向は、東に向かって徐々に重力異常が小さくなる傾向がある中で、高密度の御在所変成岩に伴う大きな高重力異常域が湯ノ岳と井戸沢断層周辺に存在する。

湯ノ岳断層では、推定断層のほぼ全域において南西落ちの重力異常急変帯が見られ、その急変帯は、北東が湯ノ岳断層、南西が前期中新世層と中期中新世層の境界の間で、北西から南東に向けて徐々に幅が広がる谷状の分

布を示す。この地質構造と重力異常の関係は、山田断層(地質調査所, 1957)においても同じような傾向が見られる。湯ノ岳断層が北緯37度付近に達するあたりからは、重力異常の急変域が、北と東北東、南南東へと分岐して連続している。

井戸沢断層は、高重力異常のピークの尾根にほぼ対応している。重力異常のローカルな異常を把握するために作成した重力異常の水平微分図(第7図)とブーゲー異常の陰影図(第8図)をみると、井戸沢断層(東)では、地



第7図 ブーゲー異常の水平微分図。

仮定密度 2.55 g/cm^3 の重力異常から計算した。コンター間隔は、 1 mGal/km 。

Fig.7 Horizontal gradient distribution map.

This map is calculated from the gravity anomaly map shown in Fig.6. Contour interval is 1 mGal/km .

表で観測される断層の位置よりも少し西側に重力異常の勾配が周辺よりも僅かに大きな箇所が連続しており、その急勾配の帯は南は36度54分あたりまで連続しているように見える。また、この断層の北側延長でも、重力異常の急変帯が湯ノ岳断層まで伸びているように見える。井戸沢断層(西)の少し西にも急変帯があるが、この場所は御在所変成岩と阿武隈花崗岩・閃緑岩の境界でもあるため、両地質の密度の差に起因していると思われる。

4. 2 2次元地殻表層密度の推定結果

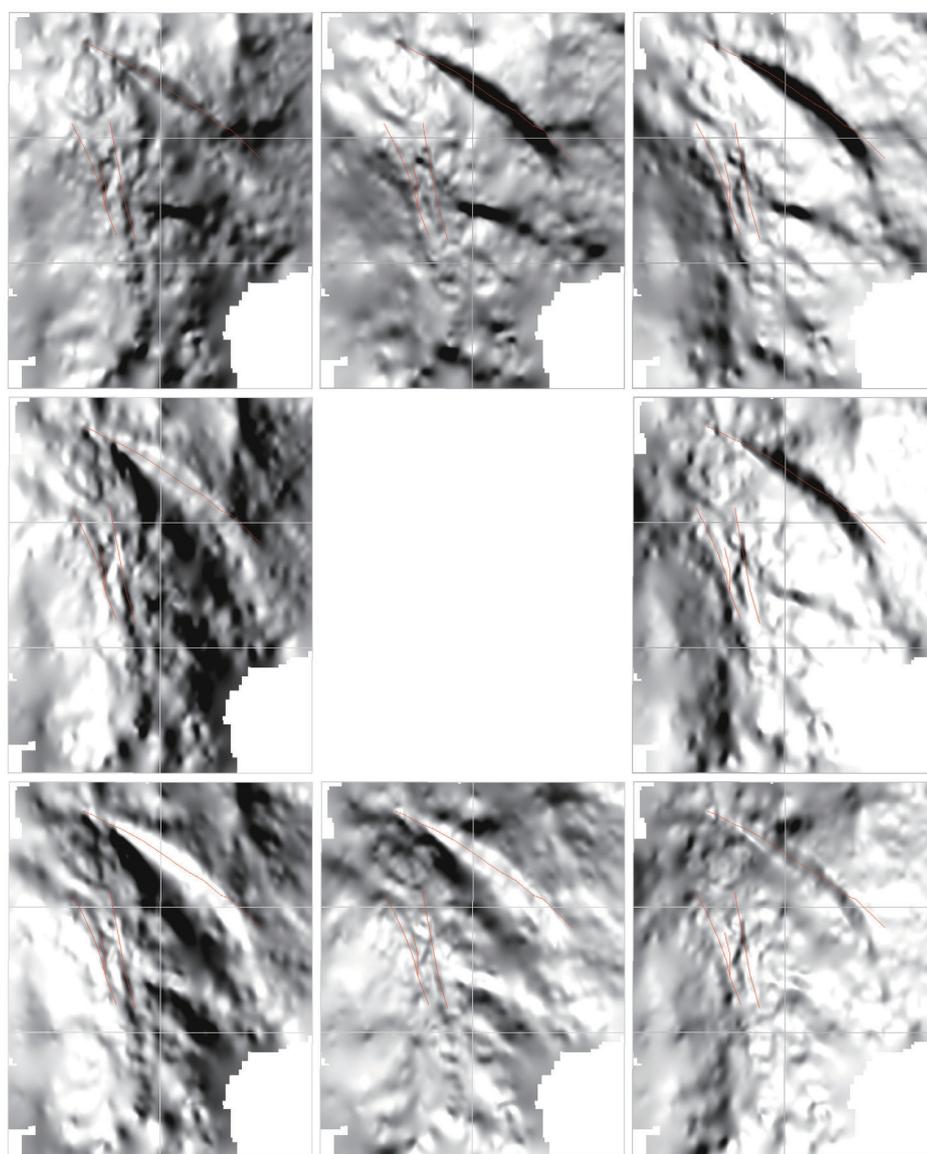
次に、得られた重力データから地殻表層密度分布の推定を試みた(村田, 2014)。地殻表層密度推定の目的は、

地形の影響を受けないブーゲー異常図を作成することに加えて、3次元解析のためのパラメータ(地表付近の密度構造)を推定することである。

推定された地殻表層密度を第9図に示す。密度分布は、地質区分と良く対応しているが、今後、変成岩の中での密度変化などについて詳しく分析する必要がある。

4. 3 地震探査測線沿いの測線調査

地震探査(山口ほか, 2014)の測線に沿った重力測定では、地震探査の受振点を一つおきに測定し、それぞれの測線で約200点の測定を実施した。重力測点位置の測量は、地震探査の受振点の測量と併せて実施した。第



第8図 ブーゲー異常の陰影図。

第6図の重力異常から陰影図を作成した。光源の方向は、上段中央の図が北で、時計回りに北東、東と順番に45度ずつ変化させた。

Fig.8 Shaded relief of Gravity anomaly.

These maps are calculated from gravity anomaly map shown in Fig.6.

10, 11, 12 図にそれぞれ、測線 1, 測線 2, 測線 3 に沿って測定した重力異常の測線図を示す。

測線の重力異常では、測線の蛇行によると思われるローカルな異常が残っており、その補正と地震探査の結果と統合した断面解析は今後の課題である。

5. 3次元解析

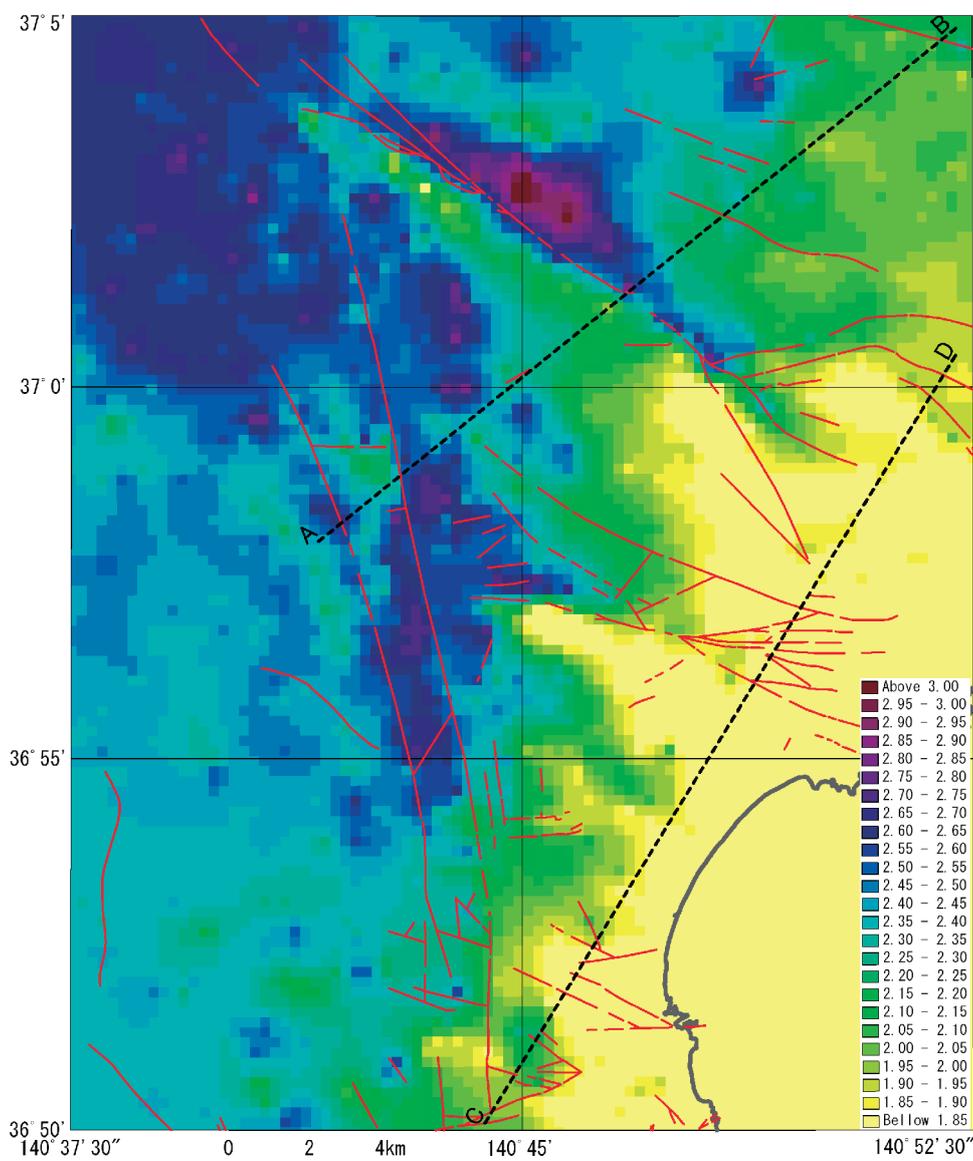
同地域の地下構造を表層、第三系、変成岩・花崗岩からなる基盤の 3 層に分け、第三系の層厚を求める 3 次元解析を実施した(村田, 2014)。第三系の下面標高図と断面図を第 13 図, 第 14 図, 第 15 図にそれぞれ示す。

これらの結果から、湯ノ岳断層では、断層に沿って数百 m の深さまで、基盤が落ち込んでいることが分かった。

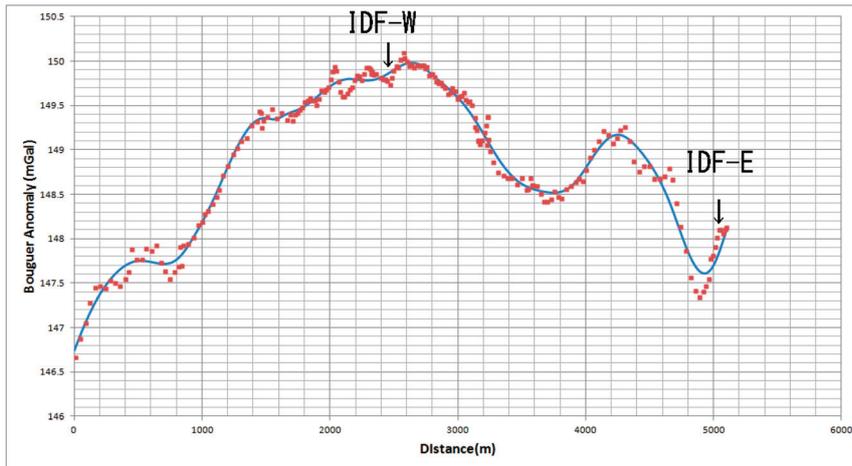
山田断層など、湯ノ岳断層と同じような北西-南東方向に伸びる断層では、基盤の落ち込む谷の北東斜面に沿って断層が分布することが多いことが分かった。

6. まとめ

GPS 測量, 特に VRS 測量により, 高精度な重力測定が効率よく実施できることが分かった。高精度で多量の重力データは, 高分解の地形 DEM データが整備されたこともあって, 2 次元, 3 次元の地下構造の解析精度を大きく向上させることがわかった。

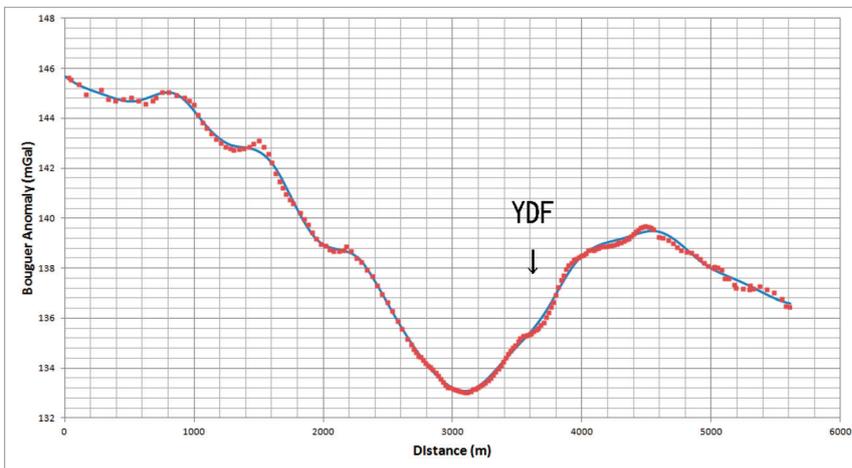


第 9 図 重力データから推定した地殻表層密度分布図 (村田, 2014)
Fig.9 Surficial rock density distribution estimated using gravity data.



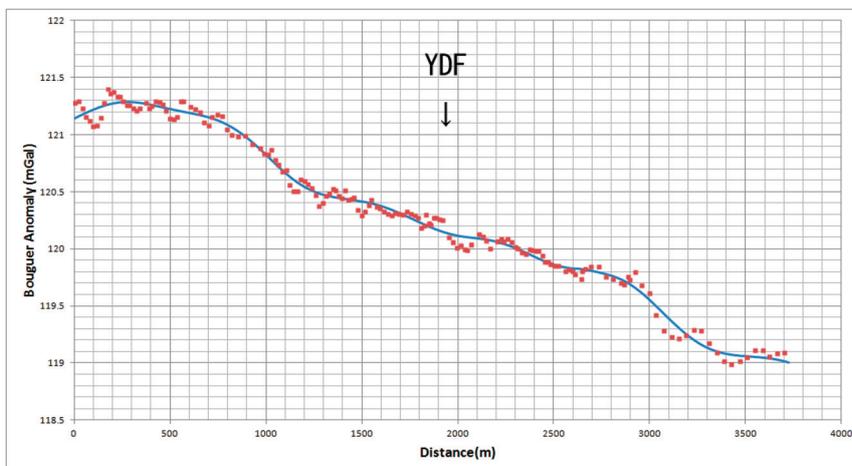
第 10 図 地震探査測線 1 の重力異常

Fig.10 Gravity anomalies of seismic survey line 1.



第 11 図 地震探査測線 2 の重力異常

Fig.11 Gravity anomalies of seismic survey line 2.



第 12 図 地震探査測線 3 の重力異常

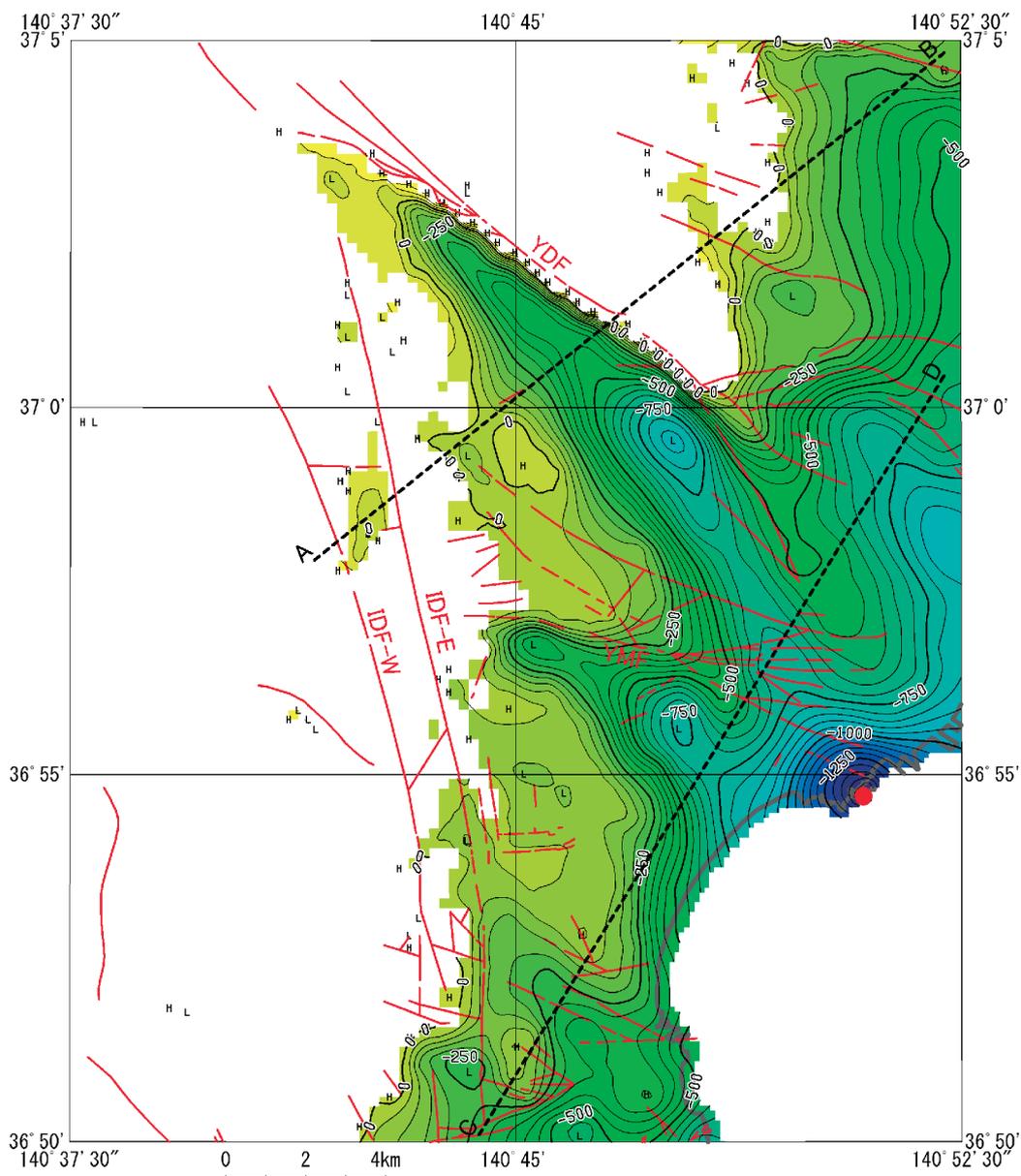
Fig.12 Gravity anomalies of seismic survey line 3.

謝辞

面的重力測定の大部分は、三井金属資源開発(株)へ委託しました。また、測線重力調査の位置測量は、(株)地球科学総合研究所およびサンコーコンサルタント(株)へ委託して実施した、反射法地震探査の測量成果の一部を利用させて頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

文献

地質調査所(1957) 常磐炭田地質図ならびに説明書。
 日本炭田図, no.1, 地質調査所。
 地質調査所重力探査グループ(1989) 地質調査所重力補正標準手順 SPEC G1988 について。地質調査所月報, 40, 601-611。
 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江 訓・高橋 浩・利



第 13 図 第三系の推定下面標高(村田,2014)。

コンター間隔は 50m. 赤丸は標高のコントロールポイント (-1500m). 赤線は地質図の断層の位置。

Fig.13 Bottom Height of tertiary sediments.

Contour interval is 50 m. Red solid dot shows height control point. Red lines show faults of the geological map (Fig. 2).

光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・大野哲二・駒澤正夫 (2007) 20 万分の 1 地質図幅「白河」. 産総研地質調査総合センター.

Murata, Y. (1993) Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian Approach. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12097-12109.

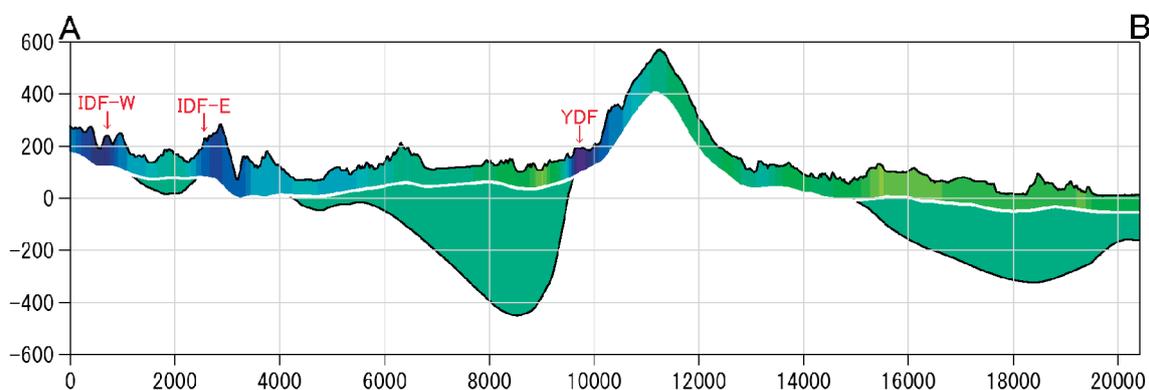
村田泰章・松本陽・岡田 力・高橋美江 (2013) いわき地域重力探査データ. 地質調査総合センター研究資料集, no.585, 74p, 1 cd-rom, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

村田泰章 (2014) 重力データによるいわき地域の 3 次地下構造の解析. 物理探査学会第 127 回学術講演会論文集.

中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.

内田利弘・上田 匠 (2014) 福島県いわき市の井戸沢断層・湯ノ岳断層地域における電磁探査法調査. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 103-112.

山口和雄・伊藤 忍・加野直巳 (2014) いわき地域における反射法及び屈折法による統合地震探査-井戸沢断層・湯ノ岳断層周辺の地下構造-. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 83-102.

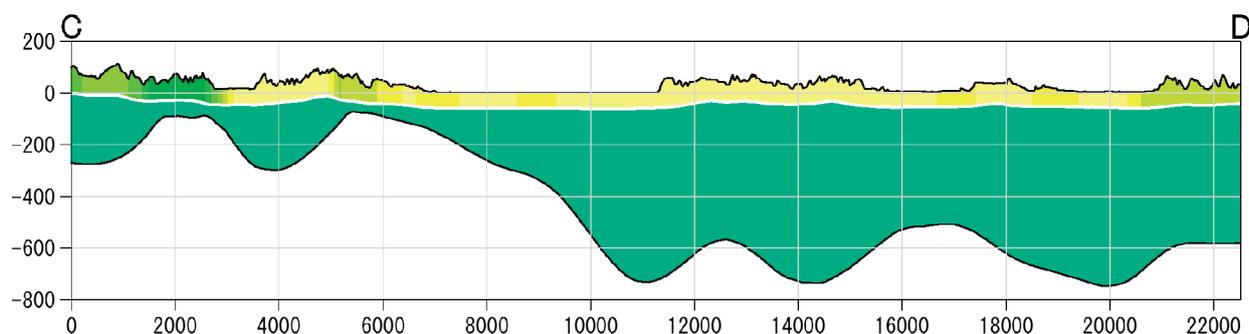


第 14 図 第三系下面標高(第 13 図)の AB 断面図(村田,2014).

軸の数値の単位は m. 赤の矢印は断層の位置. 断面図の色は密度 (第 9 図凡例) を表す.

Fig.14 AB Profiles of the estimated 3D structure.

Unit of X-axis and Y-axis is meters. Color of profiles shows densities (Fig. 9).



第 15 図 第三系下面標高(第 13 図)の CD 断面図(村田,2014).

軸の数値の単位は m. 赤の矢印は断層の位置. 断面図の色は密度 (第 9 図凡例) を表す.

Fig.15 CD Profiles of the estimated 3D structure.

Unit of X-axis and Y-axis is meters. Color of profiles shows densities (Fig. 9).

変動地形・古地震学的検討に基づく 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性

Examination of fault activity of the surface ruptures associated with the April 11, 2011 Fukushima Hamadori earthquake (MJMA 7.0) based on tectonic geomorphic and paleoseismic surveys

丸山 正^{1*}・吉見雅行¹・斎藤英二²・齋藤 勝³

Tadashi Maruyama^{1*}, Masayuki Yoshimi¹, Eiji Saito² and Masaru Saito³

Abstract: The 2011 Fukushima Hamadori earthquake (MJMA7.0) generated the east-side-up and northeast-side-up normal faulting surface ruptures along the previously mapped N-S-striking Itozawa fault and its northern extension and NW-SE-striking Yunodake fault, respectively. The focal region had been subjected to E-W compressional stress field before the devastating 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, which occurred one month before the Hamadori earthquake. The Hamadori earthquake and associated surface ruptures raise the following questions; 1) whether or not these faults ruptured with normal faulting repeatedly in the past, 2) how often these faults ruptured during the late Quaternary. In order to understand long-term behavior of the Itozawa fault, we mapped surface ruptures, examined tectonic geomorphic features and conducted trenching. The Itozawa fault is composed of west and east traces, of which distinct surface rupture with up to 2-m-high scarp was appeared along the west trace of the Itozawa fault. The west trace can be divided into northern and southern segments based on map distribution and slip pattern of the 2011 ruptures; the northern segment was previously not mapped as an active fault. At Saido site, Iwaki City, geomorphic features suggestive of repeated east-side-up faulting during the late Quaternary, including significant change in river incision pattern upstream and downstream from the fault, and west-side-down fault scarp on fluvial terrace, were found along the northern segment. Although timing of the penultimate event was poorly constrained, our study reveal that slip amount of the penultimate event was significantly smaller than that of the 2011 event, suggesting that the slip is not uniform in successive events. We found spotty east-side-up surface breaks along the east trace of the Itozawa fault. A trench across the base of west-facing scarp at Kamanosawa site, Iwaki City, which interpreted as result of repeated east-side-up faulting of the east trace of the Itozawa fault exposed no evidence of paleoearthquakes.

Keywords: 2011 Fukushima Hamadori earthquake, triggered earthquake, surface rupture, paleoearthquake, normal faulting, plate boundary earthquake

1. 井戸沢断層の概要と調査の目的

2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震 (MJMA 7.0) に伴い、地震断層が出現した井戸沢断層と湯ノ岳断層 (第 1 図) のうち、今回の調査では井戸沢断層を対象とした。

北北西-南南東走向の井戸沢断層は、並走する 2 条の断層トレースからなり、そのうちの西トレースに沿って最大上下変位 2.1 m に達する明瞭な地震断層が出現した (例えば、栗田ほか, 2011: 堤・遠田, 2012 など) (第 2 図)。

西トレースの地震断層は、その中央付近の塩ノ平集落で右雁行して枝分かれし、北セグメントと南セグメントに分かれる (第 1 図)。このうち南セグメントは、既存の活断層図に推定活断層として図示されていた (中田・今泉編, 2002) のに対し、北セグメントは活断層として認定されていなかった。この北セグメントに沿っても上

下変位 1 m 以上の明瞭な地震断層が出現した (第 2 図)。こうした活断層があらかじめ認定されていない場所で明瞭な地震断層が出現したことは、今回の地震断層が誘発地震活動に伴うという特殊な環境にあったとしても、活断層の認定やそれに基づく地震評価に大きな課題を投げかけたと言える。

南セグメントでは、東京大学地震研究所、京都大学などによりトレンチ調査が実施され、今回の地震に先行する断層活動が指摘されている (石山ほか, 2011: 堤・遠田, 2012)。これに対して、北セグメントでは十分な活動履歴調査が実施されていない。そこで、本課題では北セグメントを調査対象として、変動地形および掘削調査を実施した。

井戸沢断層東トレースについては、断層沿いで散点的に cm オーダーの変位を伴う地震断層が東京電力株式会社 (2011) により報告されているが、一部を除き詳しい

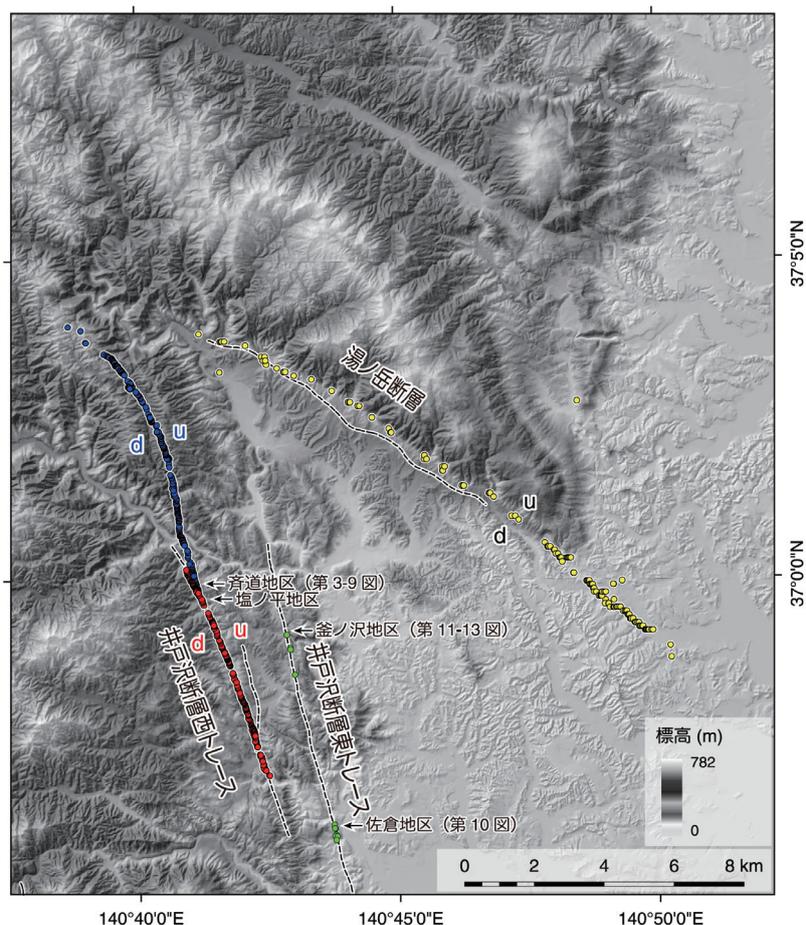
本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」からの転載である

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

2. 地質調査情報センター (Geoinformation Center, AIST)

3. 株式会社ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Company Limited.)



第1図 井戸沢断層および湯ノ岳断層の分布と2011年福島県浜通りの地震に伴い出現した地震断層。井戸沢断層西トレース沿いの地震断層のうち北セグメントを青色丸、南セグメントを赤色丸で示す。井戸沢断層東トレース沿いで確認された地表変位を緑色丸で示す。湯ノ岳断層沿いの地震断層およびその他の地震断層の可能性のある地表変位確認地点を黄色丸で示す。u, dは相対的隆起側, 低下側を示す。斉道地区, 佐倉地区および釜ノ沢地区を示す。推定活断層(黒色破線)の分布は中田・今泉編(2002)に基づく。

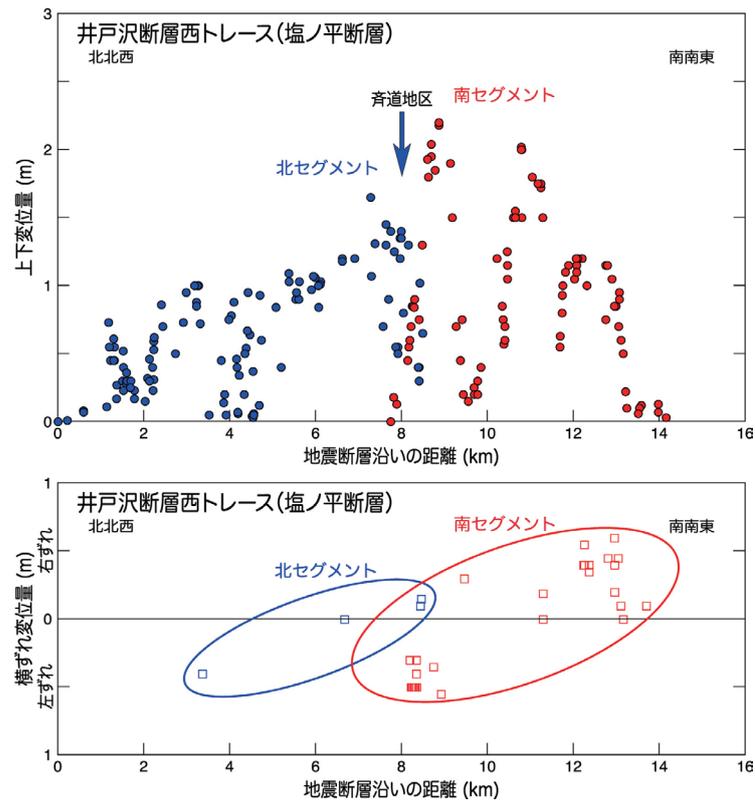
Fig.1 Map showing traces of Itozawa and Yunodake faults and distribution of the surface ruptures associated with the 2011 Fukushima Hamadori earthquake. The field observation points of northern and southern segments of the surface rupture zone along the west trace of the Itozawa fault are shown in blue and red circles, respectively. The faintly appeared surface breaks along east trace of the Itozawa fault is shown in green circles. The surface ruptures along the Yunodake and other faults are shown in yellow circles. u and d denote upthrown and downthrown sides of the fault, respectively. Saido, Sakura and Kamanosawa are sites where detailed investigation was conducted in this study. Traces of the presumed active faults (black broken lines) are from Nakata and Imaizumi (2002).

記載は行われておらず、また、同断層の形状や第四紀後期の活動性についての実体が不明なことから、地震断層の確認調査とともに活動履歴調査を行った。

2. 調査結果

2. 1 いわき市田人町斉道(さいどう)地区における井戸沢断層西トレース北セグメントの調査結果

井戸沢断層西トレースの分岐が生じた塩ノ平集落の北方の斉道地区では、2011年4月11日の地震に伴って東向きの山地斜面に東側(斜面下方側)上がり正断層変位が生じた結果、逆向き低崖が生じるとともに、山



第 2 図 井戸沢断層西トレース沿いに出現した地震断層の変位量分布図

Fig.2 Vertical (upper) and lateral (lower) slip distribution of the surface rupture appeared along the west trace of the Itozawa fault.



第 3 図 斉道地区現地状況。南に向かって撮影。写真手前は林道。断層ピット掘削地点は林道と池（断層変位による堰止め池）との間の低崖。

Fig.3 Surface rupture at Saido, Tabito Town, Iwaki City (looking toward the south), where northern segment of the surface rupture disrupts east-sloping mountain and east-flowing rivers with east-side up, forming distinct uphill-facing scarps and temporal ponds. For location see Fig.1. A trench was opened across the surface rupture between trail (front side of the photo) and pond formed by downstream-up surface faulting.

地斜面を開析する谷が堰止められ、堰止め池が断層沿いで多数形成された。2011年の地震による変位のみを記録している林道の上下変位は東側上がり約1.3mと計測されている(第2, 3図)。

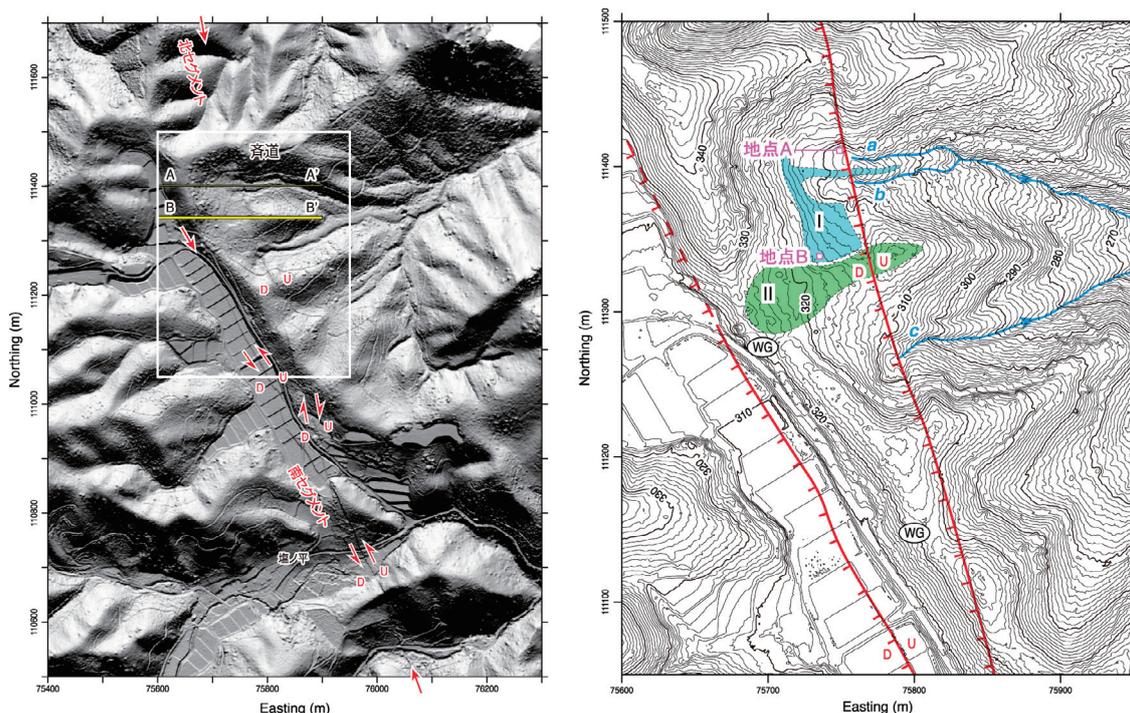
現地での地形の確認や地震前後の航空レーザDTMイメージの判読の結果、同地区では長さ約150mの区間で累積変位の可能性がある地形が認められる。第4図は地震直後に計測された航空レーザ1mグリッドDTMデータから作成した同地区の陰影図と等高線図である。これらによると、今回の地震で出現した地震断層を横切る小川(第4図のa, bおよびc)は、地震断層を境に下流側(図の右側)では谷幅が狭く深く切れ込んでいるのに対して、上流側(図の左側)は浅い谷が広がり袋状の低地を形成している様子がわかる。過去にも今回と同様の東側(斜面下方側)が相対的に隆起するイベントにより上流側が堰止められ、下流側は流路を保持するため下刻が進んだことを示唆している。

水系の平面パターンだけでなく、地形断面からも今回の地震に先行する断層活動が推定される(第4図)。地

震前に計測された航空レーザのDTMから作成した地形断面図によると、谷aとbに挟まれた平坦面(I面)にはわずかに西向き低崖が認められ、2011年地震前から存在していた低崖に沿って地震断層が出現した可能性を示している(第5図左)。さらに南方に分布するより高い(古い)平坦面(II面)には、崖高3~4m程度の西向き低崖が認められる(第5図右)。このように、異なる時期に形成されたとみられる変位指標に累積的な西側落下の変位(の可能性)が認められることから、同断層が過去にも今回と同様のセンスで活動してきた可能性がある。こうした地震断層沿いの地形状況の詳細を記録、表現するために、本課題の一環として2月23, 24日に地上型レーザスキャナーとトータルステーションを用いた測量調査を実施した(第6図)。

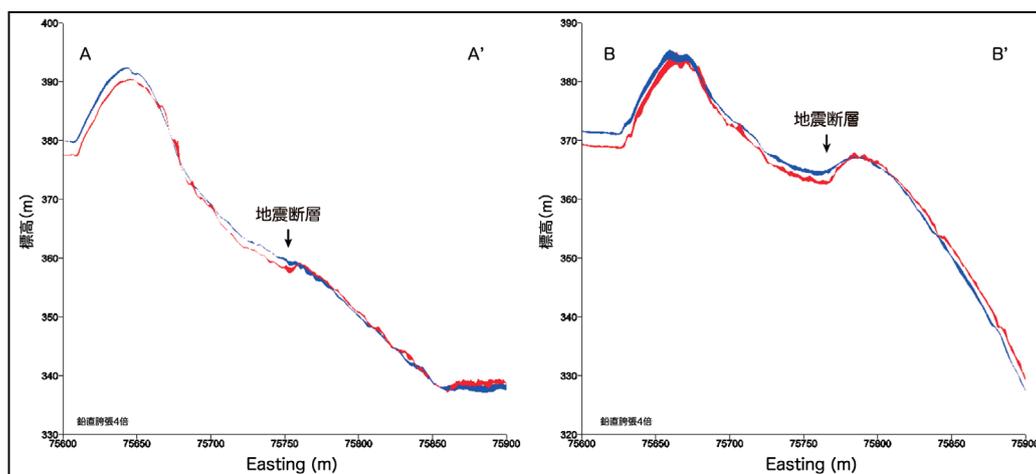
以上に述べた地形解釈の正否を確認し、断層の活動履歴を検討するため、堰止め池aのすぐ北の地点Aで断層ピット掘削調査とI面の形成時期の手がかりの取得のための層序ピット調査を地点Bで行った(第4図)。

地形的検討により推定された、先行する(上流側低



第4図 齊道地区に出現した地震断層と断層沿いの地形および掘削調査地点。左) 陰影図。地震断層を赤矢印で示す。A-A' と B-B' は第5図の断面位置。右) 左図の白枠範囲の等高線図(1m間隔)。右側の地震断層(北セグメント)を境に上流側と下流側で小川a, b, cの下刻状況の顕著な違いが認められる。WG: 風隙。

Fig.4 Shaded relief image (left) and 1-m-contour topographic map (right) around Saido site, showing the distribution of the surface rupture, topographic expression and study site. A-A' and B-B' show locations of topographic profiles in Fig. 5. Note that the significant change in river incision upstream and downstream from the northern segment of the surface rupture, which suggests occurrence of east-side-up faulting prior to the 2011 earthquake. WG: wind gap.



第 5 図 齊道地区の地震断層を横切る地形断面 (青: 地震前; 赤: 地震後). いずれも鉛直誇張 4 倍. 断面 A-A' および B-B' の位置を第 4 図左に示す. 両測線とも地震断層は地震前から存在した逆向き (西向き) 低崖に沿って出現. 地震前と地震後の断面の (位置の) ずれは, 2011 年 4 月 11 日の断層変位によるものに加えて, 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震に伴う東北日本弧の広域的な東方への移動による影響も含まれている.

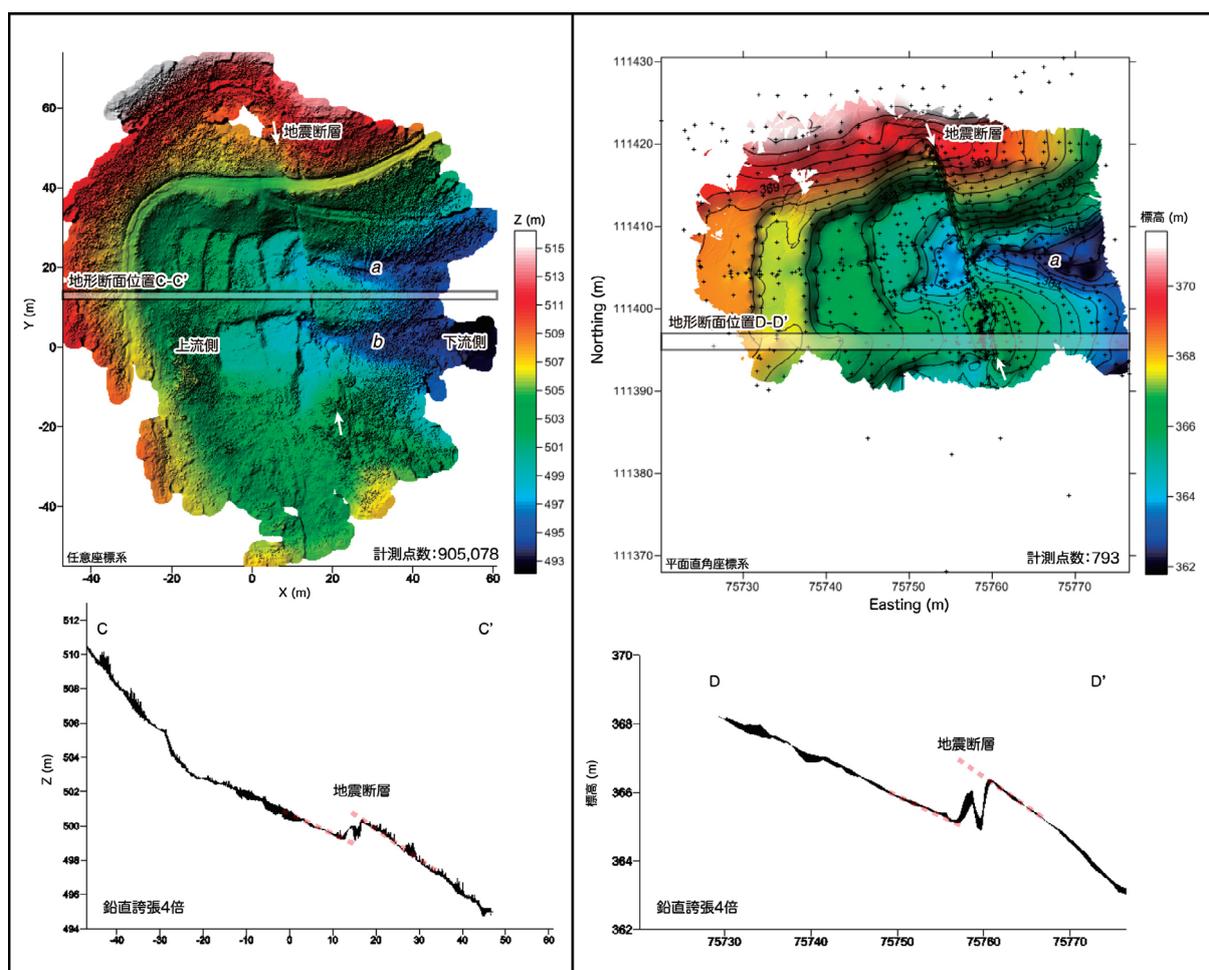
Fig.5 Pre- and post-earthquake topographic profiles across the surface rupture at Saido (blue: pre-earthquake, red: post-earthquake). Vertical exaggeration is x4. Locations of profiles A-A' and B-B' are shown in left figure of Fig. 4. Both profiles show that the west-side-downthrown surface rupture was appeared along the base of pre-existing uphill-facing (west-facing) scarp. Note that the offset between pre- and post-earthquake profiles resulted from not only the displacement associated with the 2011 Hamadori earthquake but also the regional eastward movement of upper crust due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake.

下の断層活動により生じた堰止め堆積物や断層崖の崩壊堆積物など古地震活動の手がかりとなる地層の確認と断層形態の把握のため, 地点 A において, 断層上盤側 (低下側) を掘削したところ, 壁面には, 下位から基盤岩 (礫岩) (5 層), 河道充填礫層 (4 層), 崩壊堆積物 (斜面堆積物) (3 層), 耕作土壌および表土 (2 層) と, 今回の地震で生じた断層崖が崩壊して堆積した特徴的なくさび状の崩積土 (1 層) が出現した (第 7 図). 基盤岩は地震断層面にみられる礫岩と同じもので, その固結状況, 礫種 (現在の上流域に分布しない花崗岩類の巨礫を多数含む) や周辺の地層分布からみて古第三紀の堆積岩類と考えられる. 壁面東端では, この礫岩中に明瞭な高角度で西に傾斜する剪断帯が発達し, 幅数 cm の細粒な断層ガウジが認められる. こうした破碎帯の産状から, 今回の地震断層は過去に繰り返し活動した断層が再活動したものであると判断される. 基盤礫岩を変位させる断層面の姿勢は, $N14^{\circ}W, 70^{\circ}W$ と計測された.

基盤岩 (5 層) を覆う 4 層および 3 層に含まれる炭試料の ^{14}C 年代値を暦年校正すると, それらの地層は鎌倉～室町時代以降に堆積した非常に新しい地層であることが判明した. 4 層および 3 層の地層の上下変位量は 2011 年の地震で生じた調査地点の上下変位量 (約 1.3 m) とほぼ同じであった.

期待された明瞭な堰止め堆積物や断層崖の崩壊堆積物など古地震活動の手がかりとなる地層は分布しておらず, 今回掘削したピット壁面内からは, 先行する断層活動を積極的に示す地質学的証拠は得られなかった. ただし, 壁面を今回の地震の前の状態に戻すと, 断層を境に 3 層の層厚が断層西側で明らかに厚く, 同層の下半分は断層面沿いで基盤岩からなる崖にぶつかるように接している (第 7 図). 西側落下の断層変位により生じた西向きの崖が保持され, それが鎌倉～室町時代以降に埋積されたことを示している可能性がある.

ところで, 調査地点では, 地震断層面に特徴的な断層条線が認められた. 第 8 図に示すように, 条線は逆「く」の字状に湾曲・折れ曲がりしている. 断層崖上端の土壌部分と地震後の崩壊堆積物で覆われた崖下端付近では条線がみえないことから, 実際の断層面沿いの下盤側ブロックに対する上盤側ブロックの移動経路の全体像は不明であるが, 見えている部分だけで判断すると横ずれ成分があるように見える. これに対して, ピット内において断層を挟んで両側に分布する 4 層の軸部 (河道中心部) を変位基準にすると, 横ずれは認められない. したがって, 齊道地区での 2011 年 4 月 11 日の断層変位はほぼ純粋な正断層変位であったと言える. こうした結果から, 湾曲・折れ曲がりする条線では, その始点から終点



第6図 齊道地区周辺の詳細地形. 左) 地上型レーザスキャナーを用いた計測結果. 右) トータルステーションを用いた計測結果. 右図の計測範囲は左図の北半分に対応. 断面位置は, 第4図左の断面A-A' にはほぼ一致. 図中のa, bは第4図右に示した小河川a, bに対応. いずれも2012年2月23, 24日に計測.

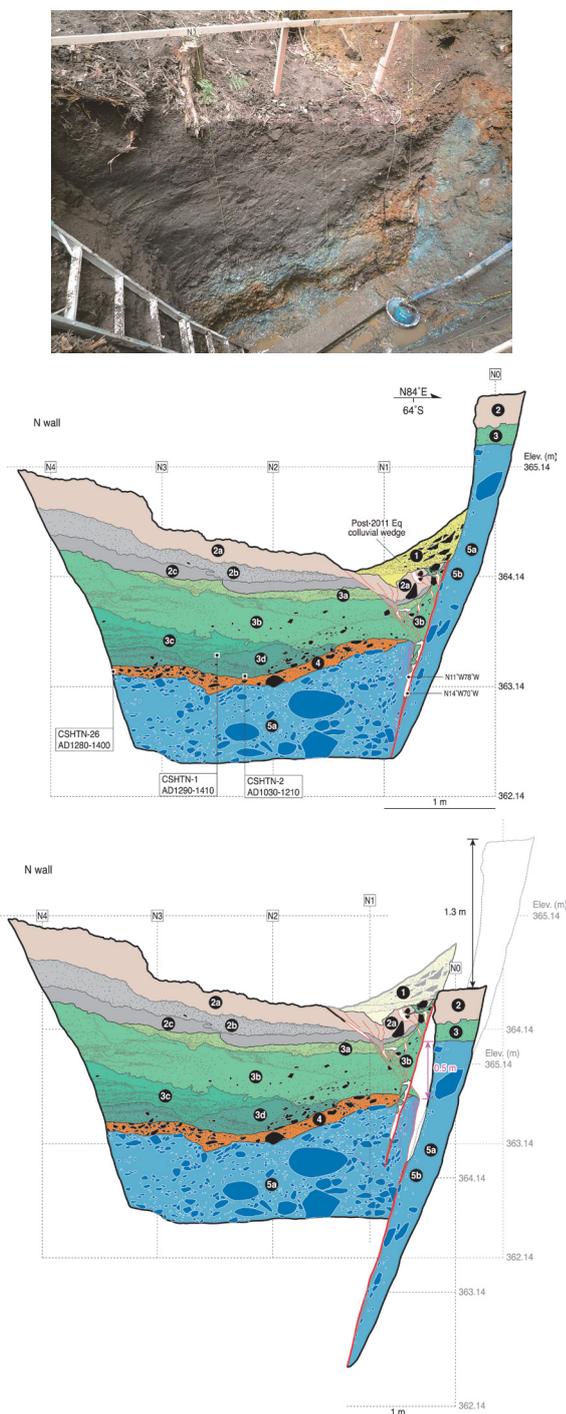
Fig.6 Detailed topographic imageries around Saido site. Shaded relief images and profiles were created by ground-based LiDAR (left) and total station (right) surveying. The area of right figure approximately corresponds to northern half of left figure. Location of the topographic profile nearly corresponds to profile A-A' of left figure of Fig. 4. Two small east-flowing channels marked by a, b are same as those of right figure of Fig.4. The surveys using ground-based LiDAR and total station were performed on February 23, 24, 2012.

までの移動の軌跡が確認できない場合, (最終的な) 変位ベクトルが示されないことがある点に注意すべきであると言える.

累積変位を記録していると考えられる I 面の離水年代を把握するため, 地点Bにおいて深さ約 1.2 m の層序ピットを掘削したところ, ピット壁面には層厚約 0.7~0.9 m の風化火山灰質シルト層に直接覆われる基盤岩(礫岩)が深度約 0.9 m からピット底(深度約 1.3m)まで分布していることが確認された(第9図). 基盤岩の上面は平滑であり, I 面が浸食面であることを示している. 風化火山灰質シルト層には肉眼で認定できるテフラはみられないものの, 鉛直方向に 10 cm 刻みに試料採

取してテフラ分析を行った結果, いずれの試料からも火山ガラスが検出された. そのうち多量の火山ガラスが混入する試料番号 2~7 について火山ガラスの形態や屈折率を分析したところ, いずれも約 2.6-2.9 万年前の始良(あいら)Tn テフラ(AT テフラ; 町田・新井, 2003)を含んでいることが判明した. したがって, AT テフラ降灰層準は, 試料番号 7 よりも上位に位置すると考えられ, I 面の離水年代, すなわち I 面形成年代は少なくとも 2.6 万年前以前であると考えられる.

第5図左の地形断面のうち, 赤で示す2011年の地震後の断面におけるI面の上下変位量(鉛直隔離) 1.7~1.9 m は, 少なくとも 2.6-2.9 万年前以前より後の累積



第 7 図 齊道地区トレンチ北壁面の写真 (上), スケッチ (中) および地震前の地質断面復元図 (下). グリッド間隔は 1 m. 第 7 図 (中) の黒丸および黒四角は, それぞれ断層面の走向・傾斜計測地点, ^{14}C 年代測定用試料採取位置を示す. 年代値は 2σ 暦年校正年代. 第 7 図 (中, 下) の黒丸内の数字は, 本文の地層区分と対応 (数字+アルファベットは地層区分を細分したもの).

Fig. 7 Photograph (upper), log (center) and pre-2011 earthquake geometry (lower) of north wall of the trench exposure at Saïdo. Grid interval is 1 m. Black circles and black rectangles in log show positions where attitude of the fault was measured and ^{14}C dating samples were collected, respectively. ^{14}C age shows 2σ age range after calendric calibration. Black numerals in trench log correspond to stratigraphic division described in text.



第8図 齊道地区の地震断層面にみられた湾曲した条線。矢印は断層下盤側（写真奥側）に対する断層上盤側（手前側）の移動方向を示す。2011年4月13日撮影。

Fig.8 Curved striations on the fault surface generated by 2011 Fukushima Hamadori earthquake along the west trace of the Itozawa fault at Saïdo. Arrow indicates movement direction of the footwall block (back side of the photo) with respect to the hanging wall block (near side of the photo). The photo was taken on April 13, 2011.

上下変位量であり、それらの年代値と変位量から上下方向の平均変位速度は約0.07 mm/yrと見積もられる。ただし、上で述べたようにAT降灰層準は風化火山灰質シルト層の中間付近に位置することやI面離水後に速やかにかつ一定速度で風化火山灰質シルトが発達したのか不明のため、I面離水時期がATテフラの年代からどれだけさかのぼるのか不明である。そのため、約0.07 mm/yrの変位速度は最大値を示しており、実際にはこの値を大きく下回る可能性がある。

I面の上下変位量1.7~1.9mと2011年の地震に伴う上下変位量1.3mから、先行する断層活動の変位量は、大きく見積もっても0.6mとなり、2011年の変位量より明らかに小さい値を示す。先行する断層活動の上下変位量が2011年の地震よりも小さいことは、南セグメントで実施されたトレンチ調査でも報告されている（堤・遠田，2012）。

2.2 井戸沢断層東トレースの地震断層の調査結果

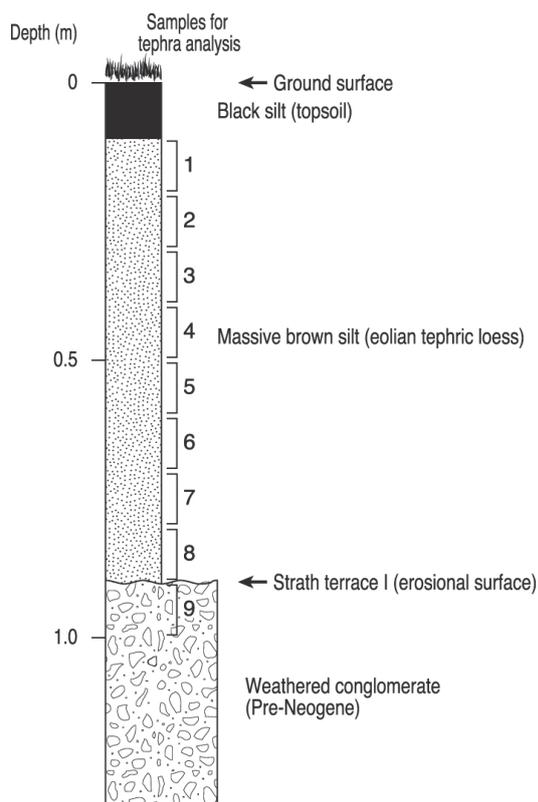
井戸沢断層東トレースの活動履歴調査の適地選定のために断層沿いを踏査した結果、東京電力株式会社（2011）により詳しく報告されている地点以外にも地表変位が散点的に認められた。

いわき市川部町佐倉（さくら）地区では、アスファルト舗装道路に東側上がり約7cmの段差が認められた（第10図）。段差の基部に生じた開口亀裂が左雁行を示すことから、右横ずれ成分を伴っていることがわかる。この

段差の出現場所は、リアメントの分布から認定される井戸沢断層の位置に対応している。佐倉地区は井戸沢断層西トレース沿いで確認された地震断層出現位置の南端よりもさらに南に位置している（第1図）。

いわき市遠野町釜ノ沢（かまのさわ）地区でも井戸沢断層東トレース沿いで地表変位が確認された。ここでは、東流する天ノ川（あまのかわ）の南北両岸でコンクリート製護岸擁壁が破壊し、開口しつつ5cm程度西側が落下している（第11図）。南北両岸の擁壁破壊箇所を繋いだ部分付近の河床に堆積した砂礫をさらったところ、東の御斎所変成岩と西の第三系堆積岩が接する走向、傾斜がN13°W、80°Wの不連続面が認められた（第12図）。水中のため両層の関係の詳細を確認することはできなかったが、両層の境界部が厚さ10~15cmにわたって細粒化、粘土化していること、その出現位置や走向、傾斜が地形から推定される井戸沢断層東トレースの位置、形状と一致することおよび周辺の地質状況などからみて、この不連続面は、地層境界をなす断層（井戸沢断層）と考えられる。

この釜ノ沢地区の天ノ川で確認された地表変位のすぐ北延長には南流して天ノ川に注ぐ沢があり、その沢沿いを踏査すると東岸（左岸）側には御斎所変成岩が、西岸（右岸側）には第三系堆積岩が分布している。断層を確認することはできないが、地質の分布から、非常に狭い範囲で断層位置を絞り込むことができる。さらにその北では御斎所変成岩からなる西向き山地斜面とその西



第 9 図 齊道地区層序ピットの地質柱状図. 数字は火山灰分析試料番号.

Fig.9 Columnar section of the strata exposed on the pit at Saïdo. Numerals show number of samples for tephra analysis.



第 10 図 田人町佐倉地区でみられた井戸沢断層東トレース沿いでみられたアスファルト道路を切断する地表変位 (矢印で示す). 北に向かって撮影. 2011 年 12 月 16 日撮影.

Fig.10 Surface breakage of asphalt-paved road along the east trace of the Itozawa fault at Sakura, Tabito Town (looking toward the north). The photograph was taken on December 16, 2011.



第 11 図 遠野町釜ノ沢を流れる天ノ川右岸側護岸擁壁の変位 (矢印で示す). 南に向かって撮影. 2012 年 4 月 28 日撮影.

Fig.11 Breakage of concrete wall on right bank of the Amanokawa River at Kamanosawa, Tono Town, indicated by arrows (looking toward the south). The photo was taken on April 28, 2012.



第 12 図 天ノ川河床にみられる御齋所変成岩（東側）と堆積岩（西側）の境界をなす井戸沢断層（矢印で示す）．第 11 図の擁壁の破壊箇所の延長部河床に位置する．北に向かって撮影．2012 年 5 月 19 日撮影．

Fig.12 Photograph showing the east trace of the Itozawa fault exposed at the riverbed of the Amanokawa River (looking toward the north). The fault (indicated by arrows) is defined by juxtaposition of the Gosaisho metamorphic rocks on the east with the Tertiary sedimentary rocks on the west. The location of the fault exposure corresponds to the breakage part of the concrete walls caused by the 2011 Hamadoiri earthquake (see Fig.11). The photo was taken on May 19, 2012.

側の平坦面の地形境界が認められる．こうした地形，地質の分布状況から，釜ノ沢地区では，変成岩と第三系堆積岩を境する断層を出現させ，それを覆う平坦面を構成する地層との関係が確認できる可能性があると考え，トレンチ掘削調査を行った．なお，井戸沢断層東トレースでは同断層西トレース北セグメントの齊道地区でみられたような地形面の累積変位を示唆する地形表現は確認できない．

トレンチ壁面には，東から西に向かってブロック化した変成岩（基盤）とそれを覆って変成岩の巨大な岩塊を含む崖錐堆積物が分布し，その上に西方に分布する第三系堆積岩を起源とするきわめてルーズな砂質シルト層が覆っている状況が確認され（第 13 図），深さ 4 m まで掘っても出現を予想した第三系堆積岩は出現しなかった．そのため，変成岩と堆積岩の境界をなす井戸沢断層東トレースの主断層の実体は不明である．なお，変成岩中には角礫化，細粒化で特徴付けられる小剪断帯が高角度で西に傾斜する（一部は直立）状況が認められたが，具体的な活動性を把握するには至らなかった．

3. 考察とまとめ

以上の結果によると，井戸沢断層西トレースのうちの北セグメントの活動度は C 級（平均変位速度が 0.01～

0.1 mm/yr : 松田, 1975) と推定される．こうした低い活動度の結果，断層沿いの大部分で浸食あるいは埋積による断層変位地形の解体や不鮮明化が変位地形保存能力を上回り，そのことにより，最近の活動に伴う変位地形が不明瞭であること，またそれらが保存されている区間がきわめて限定されることになったとみられる．



第 13 図 釜ノ沢地区トレンチ北壁面の写真．グリッド間隔は 1 m.

Fig.13 Photograph of north wall of the trench at Kamanosawa site. Grid interval is 1 m. For location see Fig. 1.

C 級活断層の認定や活動像の評価が困難であることが井戸沢断層の調査を通してあらためて明らかになった。特に、山地内は基本的に浸食の場であり、連続的に地層が堆積しにくい環境である。地層から過去の断層の歴史を読み取る掘削調査でもっとも不利な条件にあると言える。こうした条件下にある C 級活断層がその位置や活動像に関して我々に教えてくれる情報はきわめて限られている。一方で、斉道地区ではわずかながらも地形面に累積的な断層変位地形が保存されていた。C 級活断層を評価するうえでこうしたわずかな情報を見逃さないことが重要になってくると言える。

とはいえ、仮に斉道地区の変位地形を事前に検出できていたとして、2011 年の地震で生じた上下変位量が 2 m に達するような正断層変位を予測することはできたか、そもそも累積的な変位地形が認定される区間がわずかに数 100 m の断層を活断層であると評価できたかと言えば、それは疑問である。特に斉道地区のような山地内の逆向き低崖の場合、断層変位ではなく重力による山体移動でも同様な地形が形成されることが知られている。また、東北地方太平洋沖地震が発生するより前に、この地域の最近の応力配置が東西引張であり、正断層が発達する環境であること (Imanishi et al., 2012) を想定・主張していた地形・地質・地震・測地研究者はいなかった。そうした状況下のもと、仮にこうした地形表現を認定できたとしても、それを正断層変位の累積と評価することは不可能だったと言え、(現状では) 活断層の認定とそれに基づく地震規模や地表変位の予測には限界がある(場合もある)と言わざるを得ない。

一方で、世界に目を向けてみると、東北地方太平洋沖地震の発生環境と同じプレート沈み込み境界に位置するチリでは前弧域と呼ばれる福島浜通りと同じような位置関係にある地域に海溝軸にほぼ平行して延びる開口地割れや正断層が多数分布することが知られていた(例えば、Loveless et al., 2009; Allmendinger and González, 2010)。それらの一部は海溝型地震に付随して(誘発されて)再活動していることが報告されている(例えば、Arriagada et al., 2011; Melnick et al., 2012)。この地域の地殻浅部がいわき周辺と同様に海溝型地震発生前から引張環境下にあったかについては定かではないが、海溝型地震とそれに誘発された内陸地震活動の発生は稀な現象なので、国内の記録や経験だけでなく、こうした海外の事例もヒントにしていくことが必要になると思われる。

井戸沢断層東トレースについては、今回の調査により、いくつかの地点で地震断層を確認し、その出現位置が地質境界をなす井戸沢断層に一致している可能性が高いことを示した。ただし、残念ながら断層の過去の活動に関する具体的な情報を得るには至らなかった。

東北地方太平洋沖地震から 2 年以上経過した現在で

も福島県南部や茨城県北部では 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震と同様の東西引張の発震機構をもつ地震が発生している。周辺の断層が再活動し、地表に正断層変位を伴う可能性も否定できない。その候補となる断層を検出するうえで、まずは斉道地区でみられたような地形学的特徴の存在の有無を周辺のリニアメント沿いでも確認する必要があると考える。

謝辞

トレンチ調査および層序ピット調査は株式会社ダイヤコンサルタントに依頼した。火山灰分析は株式会社古澤地質に依頼した。航空レーザ DTM データのうち、地震後データは朝日航洋株式会社、地震前データは国際航業株式会社から購入したものを使用した。

文献

- Allmendinger, R. W., and González, G. G. (2010) Neogene to Quaternary Tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, **495**, 93-110. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.019
- Arriagada, C., Arancibia, G., Cembrano, J., Martínez, F., Carrizo, D., Van Sint Jan, M., Sáez, E., González, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S.A., Contreras-Reyes, E., Jensen, E. and Yañez, G. (2011) Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *Journal of Structural Geology*, **33**, 891-897. doi:10.1016/j.jsg.2011.03.004
- 栗田泰夫・丸山 正・吾妻 崇・斎藤英二・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口 薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己・斎藤 勝 (2011) 2011 年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性. シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会講演予稿集講演予稿集, S1-2.
- 吾妻 崇 (2011) 海溝型巨大地震に誘発された内陸活断層地震の緊急調査. 活断層・地震研究センターニュース, 2011 年 5 月号, 1-7. https://unit.aist.go.jp/act/fault-eq/katsudo/aferc_news/no.23.pdf (2014 年 10 月 8 日確認).
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of

- Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, **39**, L09306. doi:10.1029/2012GL051491
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2011) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ掘削調査 (速報). 日本地震学会ニュースレター, 23-5, 36-38.
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., Garroway, J. L., and González, G. G. (2009) Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology*, **37**, 23-26. doi:10.1130/G25170A.1
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2輯, **28**, 269-283.
- Melnick, D., Moreno, M., Motagh, M., Cisternas, M., and Wesson, R. (2012) Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology*, **40**, 251-254. doi:10.1130/G32712.1
- 中田 高・今泉俊文編 (2012) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- 東京電力株式会社 (2011) 「平成23年東北地方太平洋沖地震を踏まえた新耐震指針に照らした既設発電用原子炉施設等の耐震安全性の評価結果に係る原子力安全・保安院における検討に際しての意見の追加への対応について (追加指示)」に基づく報告. <http://www.tepco.co.jp/cc/press/11083001-j.html> (2014年10月8日確認).
- 堤 浩之・遠田晋次 (2012) 2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震断層と活動履歴. 地質学雑誌, **118**, 559-570. doi:10.5575/geosoc.2012.0057

福島県湯ノ岳断層のトレンチ調査 Trench excavation survey of the Yunodake fault, Fukushima Prefecture

宮下由香里^{1*}・宮脇昌弘²
Yukari Miyashita^{1*} and Masahiro Miyawaki²

Abstract: The 2011 Tohoku earthquake induced the Fukushima-ken Hamadori earthquake (M_{JMA}7.0) occurred on 11 April 2011. Remarkable surface ruptures appeared along the Yunodake fault and the western trace of the Itozawa fault at the earthquake. Although the NW-trending Yunodake fault is previously mapped with a normal down-to-the-SW sense of slip, its paleoseismic history is poorly understood. We conducted a trenching survey at the Orimatsu site on the northwestern part of the Yunodake fault. On the trench wall beneath the 2011 ruptures, a set of fissures and apparent reverse faults with positive flower structures was exposed. Detailed trench wall observation and radiocarbon dating revealed that the penultimate surface-rupturing earthquake occurred between ca. 1,000 and ca. 6,000 years ago. As originally planned, we sampled fault gouges and related fault rocks located on the lower extension of surface rupture of the Fukushima-ken Hamadori earthquake, in order to create new fault evaluation criteria using them.

Keywords: Yunodake fault, Fukushima-ken Hamadori earthquake, trench, fault rocks, paleoseismology, Fukushima

1. はじめに

2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震(M_J=7.0, 以下, 福島県浜通りの地震と呼ぶ)が発生し, 地表地震断層(塩ノ平断層, 湯ノ岳断層)が出現した. この地震は, 2011年東北地方太平洋沖地震直後に発生した最大の内陸地震であり, 海溝型巨大地震との関連性が議論されている. しかし, 最も基礎的なデータとなる湯ノ岳断層の活動性については, 十分に明らかとはなっていない. 本調査は, 断層岩を用いた断層活動性評価手法(産総研深部コア, 2012)に基づき, 湯ノ岳断層の活動性を検討するため, 花崗岩起源の断層岩試料を取得することを目的として開始した. トレンチ掘削の過程で, 基盤花崗岩の上位に分布する地層と断層の関係から, 完新世における断層活動を示唆する構造が見いだされた.

2. 調査地域

湯ノ岳断層と井戸沢断層の分布と周辺の地形及び地質を第1図に示す. 調査地域は湯ノ岳断層西部の花崗岩分布域とした(第1図). 第2図に湯ノ岳断層西部の地表踏査結果を示す. 調査地域内の花崗岩分布域(桃色で塗色した部分)において, 6地点の断層露頭が見いだされた. これらはいずれも福島県浜通りの地震の際の地表地震断層である. 6地点のうち4地点は, 断層を介して花崗岩同士が接する.

上記6地点のうち, 重機の搬入経路が確保されていること, 断層が花崗岩中を通過している可能性が高いこと

等を勘案した結果, いわき市遠野町上根本折松において, トレンチ掘削調査を実施した(第2図中のNo.4地点).

3. 調査内容

トレンチ掘削調査地点周辺の平面図を第3図に示す. トレンチは, 北北東から南南西方向に流下する小河谷の谷底低地と谷壁の境界付近で掘削した. トレンチ掘削範囲は, 当初計画では2m×2m×2m(縦×横×深さ)としていたが, 掘削時に杉の大木を避ける必要が生じた(当初計画では伐採する予定であった)ため, 計画より谷の中央側とした. 掘削を開始した後, 年代測定に適した腐植質堆積物および炭化物を含む厚い地層と, 地割れとして観察されていた地表地震断層の前面に見かけ逆断層構造が露出したことから, 断層岩試料からのみではなく, 地層と断層の切断関係を用いた活動性評価が可能であると判断し, トレンチ形状を5m×5m×5m(縦×横×深さ)程度に拡張した(第3図). 第4図にトレンチ壁面と周辺の地形状況の写真を示す.

トレンチ掘削・壁面整形後, 壁面観察, スケッチ, 写真撮影, 断層岩試料採取, 年代測定用試料採取, 条線観察等を実施した.

4. 調査結果

4.1 トレンチ壁面の地質と断層

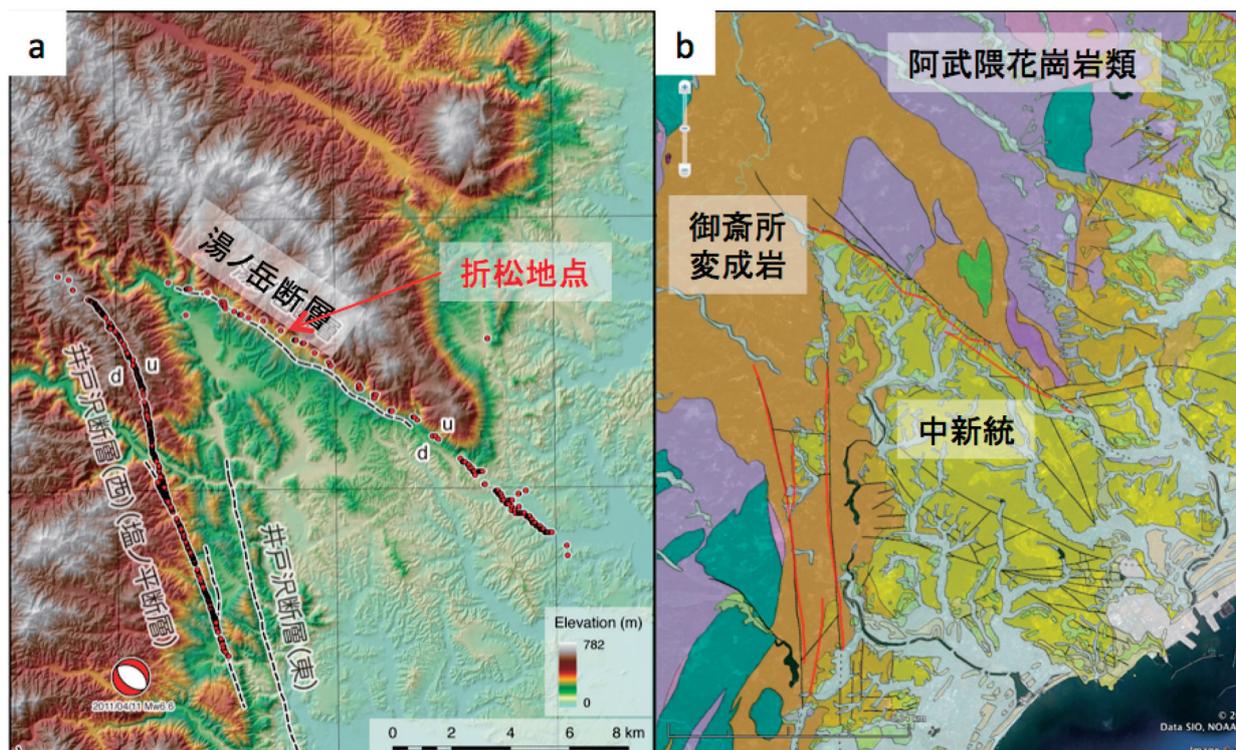
折松トレンチ北東壁面, 北西壁面, 南東壁面の写真とスケッチを, 第5図, 第6図, 第7図にそれぞれ示す.

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」を一部加筆・修正した

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

2. 株式会社ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Co., LTD.) (現所属: 原子力規制庁長官官房技術基盤グループ (Regulatory Standard and Research Department, Secretariat of Nuclear Regulation Authority))



第1図 湯ノ岳断層の分布と周辺の地形 (a), 及び, 地質 (b).

a : 赤丸は2011年4月11日福島県浜通りの地震の際に出現した地表地震断層確認地点. 黒破線は推定活断層 (中田・今泉編, 2002). 丸山 (2014) に加筆修正. b : 20万分の1 シームレス地質図^{B)} に加筆.

Fig.1 Distribution of the Yunodake fault. a is modified from Maruyama et al. (2014) and b is modified from Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000).

トレンチ壁面に現れた地層を層相の特徴とその差違により区分した. 堆積物は上位より, 盛土および人工改変層からなる1層, 腐植質砂および腐植土を主体とする2層及び3層, 腐植質砂からなる4層, シルト質砂からなる5層, 礫混じりシルト質砂からなる6層に区分した. これらに覆われる基盤花崗岩は, 破碎の程度に応じて岩片状破碎部を伴う亀裂が発達した Gr1 と亀裂が発達した Gr2 に大別したほか, とくに断層面付近を粘土状破碎部 (Fb1) と岩片状破碎部 (Fb2) に区分した.

北東壁面において, 2b層からは $400 \pm 30\text{yBP}$ (暦年未校正, 以下同様) の年代値が得られた (第5図). 北西壁面において, 2b層からは $660 \pm 30\text{yBP}$ 及び $980 \pm 30\text{yBP}$, 2d層からは $930 \pm 30\text{yBP}$, 2f層より上位の地層が2011年の地震時に形成された亀裂に落ち込んだ Fv層からは, $970 \pm 30\text{yBP}$ 及び $1000 \pm 30\text{yBP}$, 4層, 5層, 6層からは, 約5千~6千年前を示す放射性炭素年代値が得られた (第6図). これらの3層は, それぞれ漸移しており, 厳密な地層境界は認定できていないが, 年代値から推定される5層, 6層中の同時面は, ほぼ両層の境界に平行である. 南東壁面において, 2a層からは $850 \pm 30\text{yBP}$,

3a層からは $3080 \pm 30\text{yBP}$, 3b層からは $2800 \pm 30\text{yBP}$ 及び $2850 \pm 30\text{yBP}$ の年代値が得られた (第7図). 3a層は不均質な砂礫であることと, 南西に向かって急激に厚さを減じるくさび形の分布形状を示すことから, 崩積性の堆積物であると推定される. 3a層と3b層の年代値が逆転していることは, この推定を支持する.

断層は, 幅1m程度の断層破碎帯を形成する (第5図~第7図). 福島県浜通りの地震時に動いた断層面は, 開口亀裂とその縁に当たるシャープで連続性の良い断層面として認定される (第8図a). この断層面は幅数cmの断層ガウジ帯を密接に伴っている (第8図). 断層面は, 断層ガウジ帯の縁を構成する場合と内部を切る場合とがあるが, いずれもすべての面あるいは構造を切っていることから, 比較的認定しやすい. 地震断層を含む断層ガウジ帯は, 花崗岩中の断層破碎帯の南西縁となっている. 北東側にはカタクレーサイト, ウルトラカタクレーサイト帯が存在するが, 断層ガウジほど連続性は良くない. さらに北東側には破碎花崗岩からなるダメージゾーンが存在し, 非変形花崗岩へと漸移する.

福島県浜通りの地震の際の地震断層は, 南東壁面にお

いては、地表で観察される断層崖直下に連続する開口亀裂を伴う正断層として認定される(第4b図, 第7図). 少なくとも地表下約3 mまでは、部分的に開口亀裂となっており、上位の堆積物を落ち込ませている. この断層は、上述したように厚さ数 cm の断層ガウジを伴っており、その一部は面状ガウジとなっている. 断層ガウジ面上には条線が観察される(Otsubo et al., 2012). 条線は垂直から高角度のものが多い. 地震断層は、北東壁面、底面を経て北西壁面に連続する(第4c図, 第5図). 北西壁面では、開口亀裂と見かけ逆断層群のセットとして認定される(第4a図, 第6図). 開口亀裂と逆断層の間に挟まれたくさび状の部分は、全体として断層前面側に移動し比高1 m程度の崖を作っている. 断層面はトレンチ底部では垂直に近い傾斜を示し、上方に向かって複数条に分岐するとともに低角化し、せん滅する. 地表で観察される開口亀裂は、断層上盤側に位置し、トレンチ壁面では見かけ逆断層には連続しない.

断層破砕帯については、詳細な観察と記載を実施するとともに、断層岩および母岩試料を採取した(第8図). 今後は、採取試料について、組織観察と鉱物化学分析を実施する予定である.

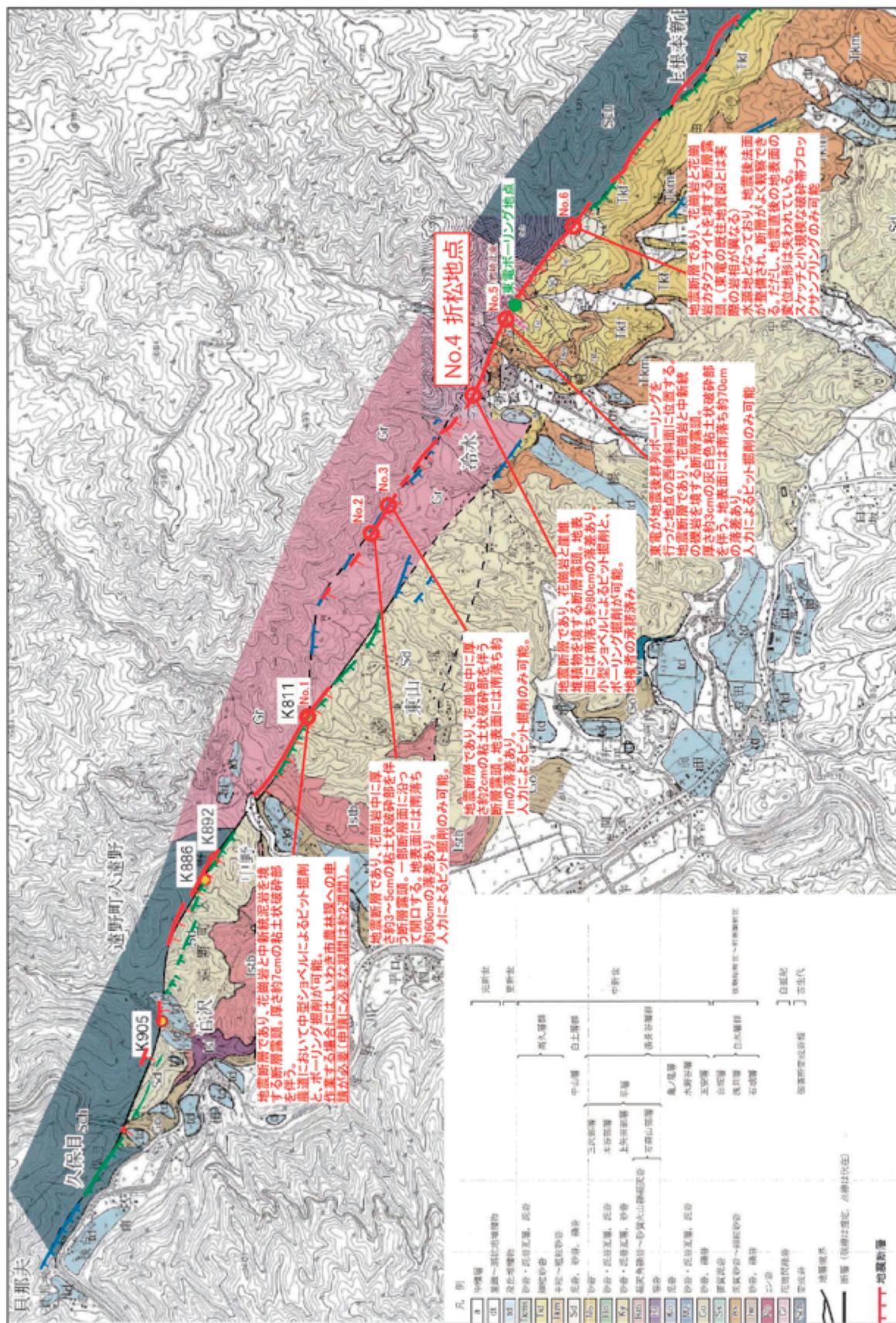
4. 2 古地震イベントの認定とその時期

前項で記載したように、福島県浜通りの地震の際の地震断層は、トレンチ壁面では開口亀裂を伴う正断層、あるいは開口亀裂と逆断層群のセットとして認定される. 北西壁面において、2f層基底面と4層以下の地層境界との間には有意な傾斜の違いがある. 地震断層沿いに2層以下の地層のずれを復元したとしても、この傾斜の違いは解消されないことから、少なくとも5層下部堆積以降、2f層堆積以前に2011年の地震に先行する断層活動イベントが認定される. 4層が断層低下側のみに厚く分布することは、地震で形成された崖を埋積していったと解釈することができる. この場合、イベントの年代は、おおそ6千年前以降、 1000 ± 30 yBP以前となる. なお、トレンチ掘削地点は谷の肩の部分に位置するが、6層~4層が谷を埋積する過程で初成的に比較的高角な堆積面を持っており、かつ地震時のずれが横ずれ成分を伴っていた場合にもこの壁面構造が形成される可能性がある.

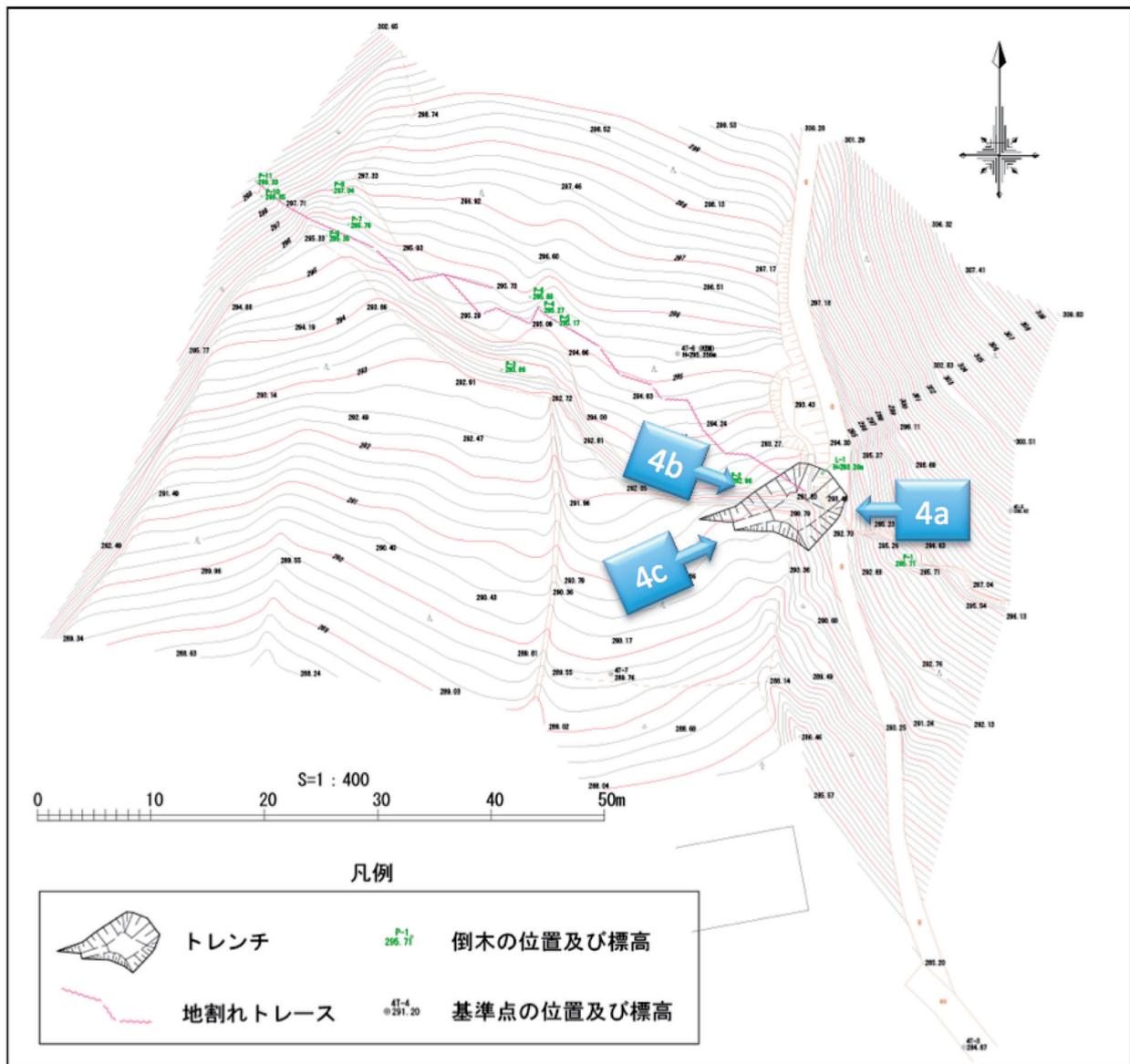
本調査の結果、湯ノ岳断層では、約6千年前以降、約千年前以前に、2011年4月11日の地震に先行する古地震イベントが生じたことが推定された. この結果は、同断層の平均活動間隔が約4万年~5万年であるとする従来の調査結果(東京電力株式会社, 2011)と矛盾する. この点を明らかにするためには、調査地点数を増やし、イベント年代をより限定すると共に複数回の古地震イベントを検出する必要がある. 加えて、湯ノ岳断層の活動履歴のみならず、周辺の活断層、そして海溝型地震との同時性等について、詳細に検討していく必要があると考える.

文献

- 丸山 正・吉見雅行・斎藤英二・齋藤 勝 (2014) 変動地形・古地震学的検討に基づく2011年4月11日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 125-136.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- Otsubo, M., Miyashita, Y., Miyakawa, A. and Miyawaki, M. (2013) Slickenlines on fault scarps along Yunodake Fault caused by an earthquake in Iwaki-city (Fukushima Prefecture, Japan) on April 11, 2011. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, XIII-XIV. doi:10.5575/geosoc.2013.0022
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 技術資料2012. https://unit.aist.go.jp/dgcore/research/document2012/技術資料2012_断層の活動性評価手法.html (2014年10月8日確認)
- 東京電力株式会社 (2011) 湯ノ岳断層に関する追加調査結果の報告. http://www.tepco.co.jp/cc/press/betu11_j/images/111227b.pdf (2014年10月8日確認)



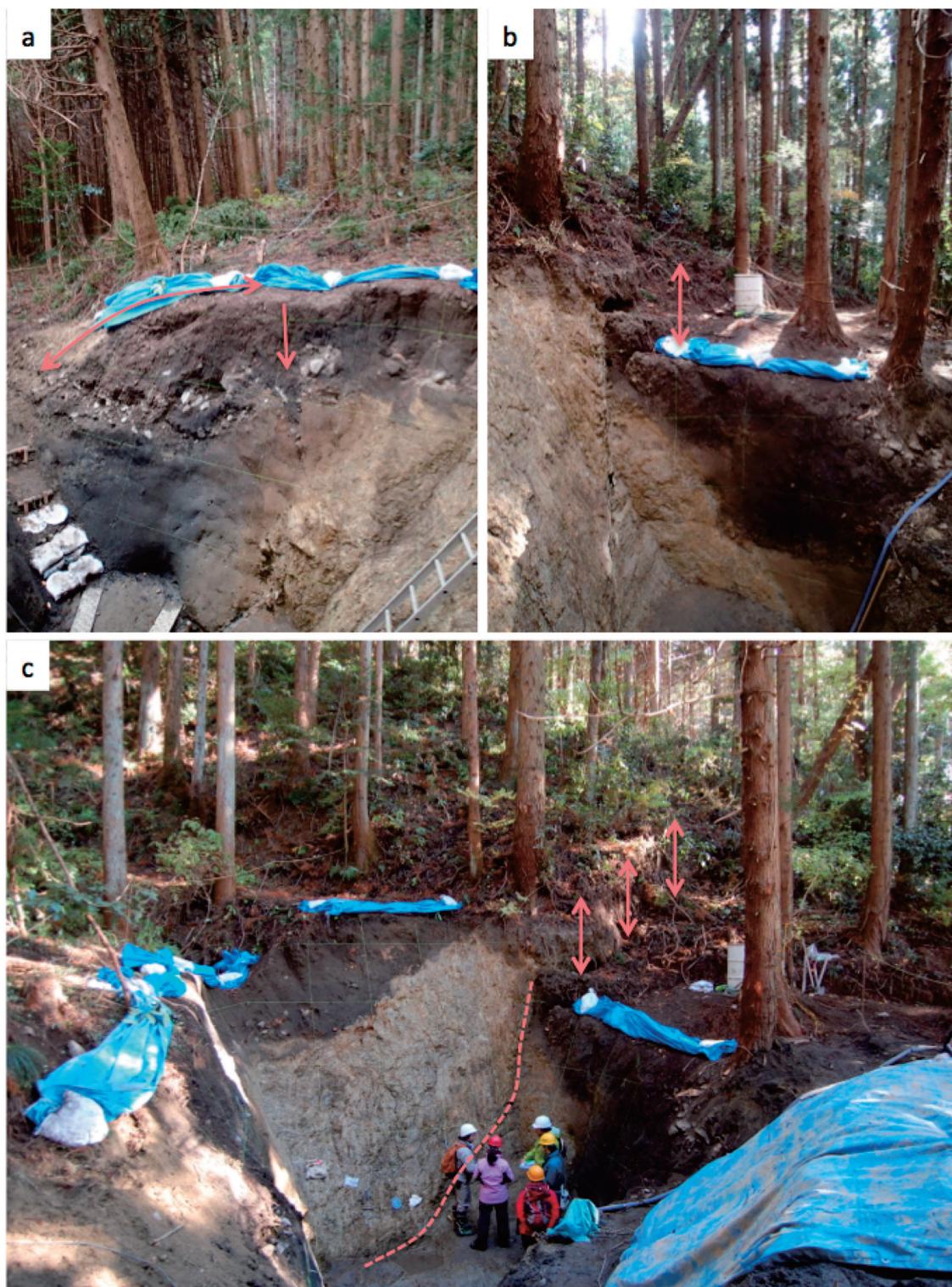
第2図 湯ノ岳断層西部地域の地質と断層トレース。基図は東京電力 (2011) の第2-4図を使用。
Fig.2 Geology and fault traces of the western part of the Yunodake fault.



第3図 折松トレンチ掘削地点の詳細地形図.

ピンク色の線は、2011年4月11日福島県浜通りの地震の際に出現した亀裂を示す。これらの前面（南南西側）には、断層崖が認められる。

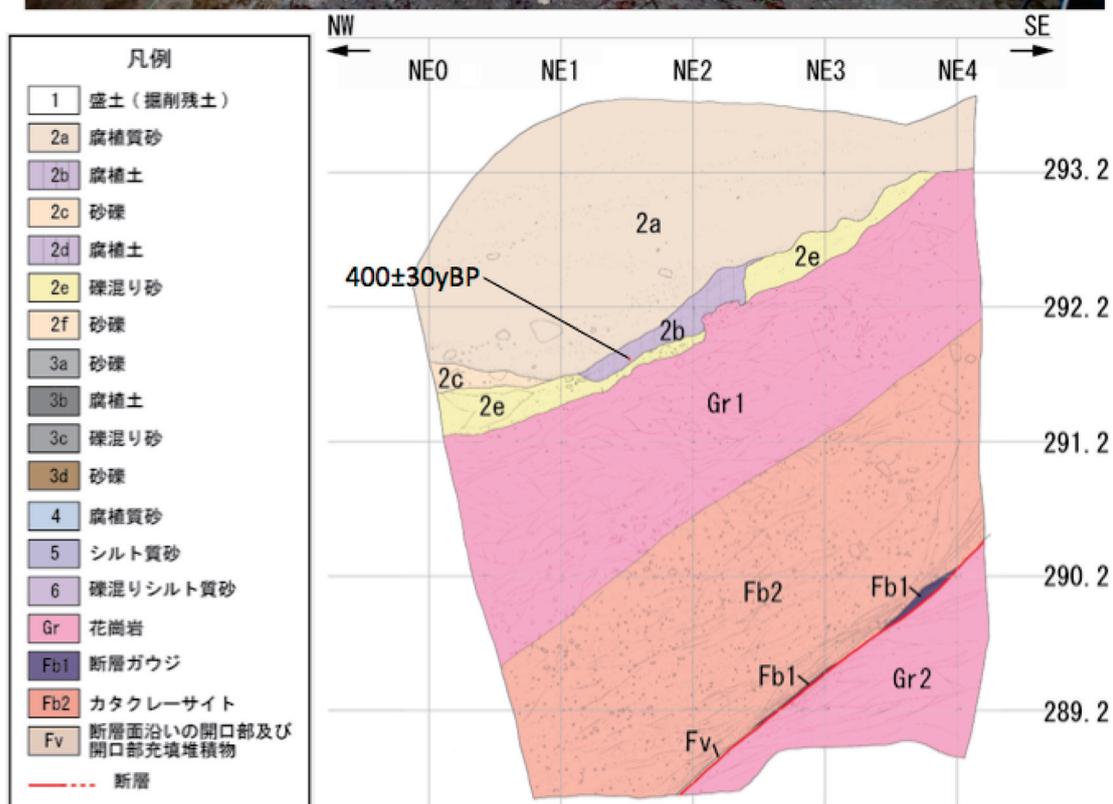
Fig.3 Detailed contour map of the Orimatsu trench site, Iwaki City.



第4図 折松トレンチ壁面と周辺の地形.

a : 北西壁面. 矢印は開口亀裂, 両矢印は見かけ上逆断層構造に伴う撓曲変形を示す. b : 南東壁面. 両矢印は断層崖を示す.
 c : トレンチ全景. 両矢印は断層崖, 破線は断層面を示す. 福島県浜通りの地震の地表地震断層の地下への連続性が観察される.

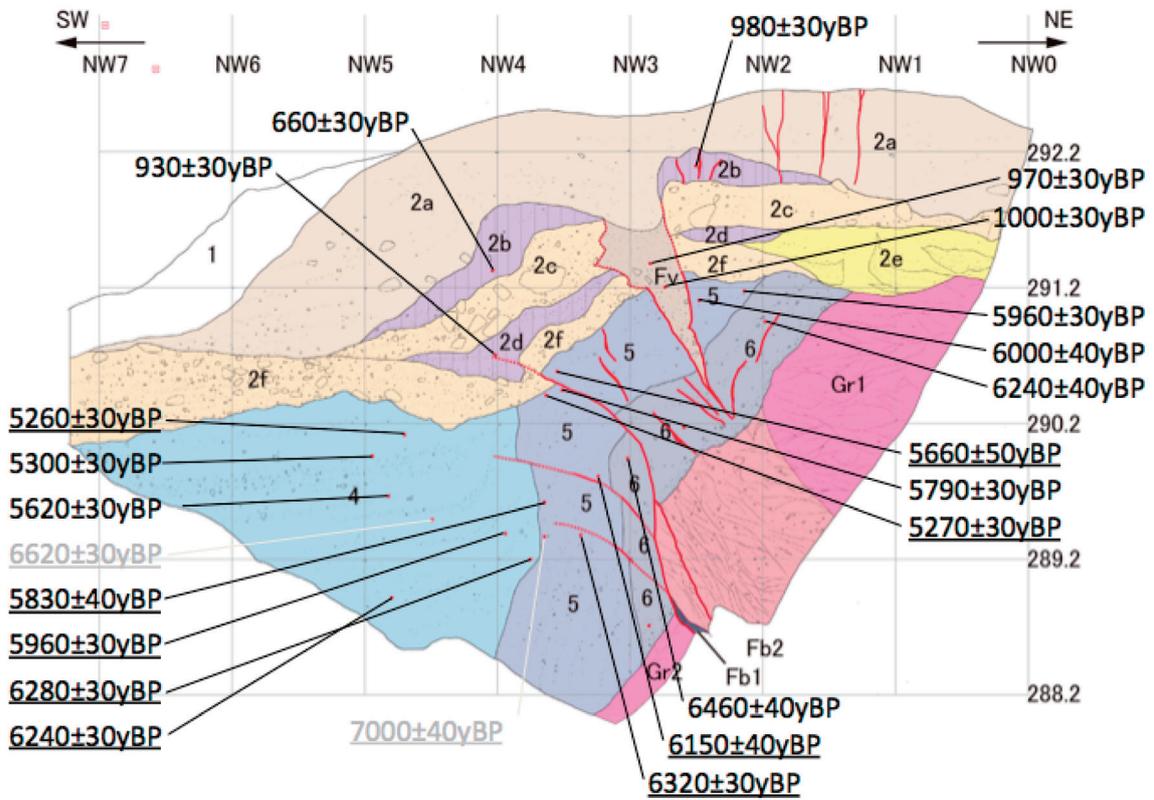
Fig.4 Photographs of NW-wall (a), SE-wall (b) and NE-wall (c) of the Orimatsu trench.



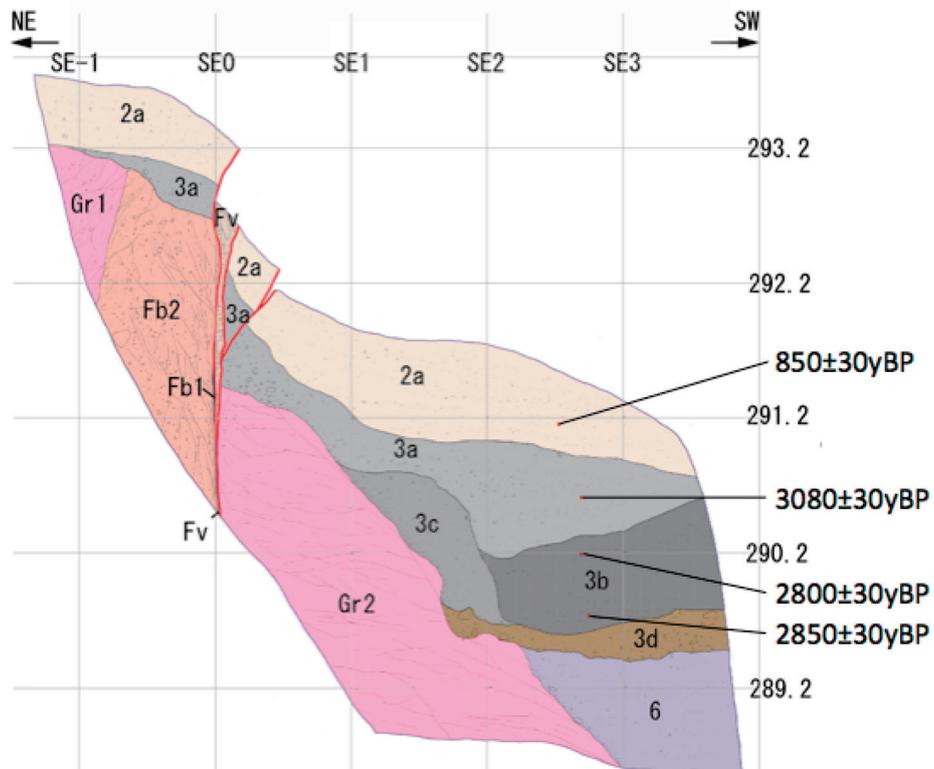
第5図 折松トレンチ北東壁面の写真とスケッチ。

放射性炭素年代値 (暦年未校正) を併せて示す。以下の図においても同様。

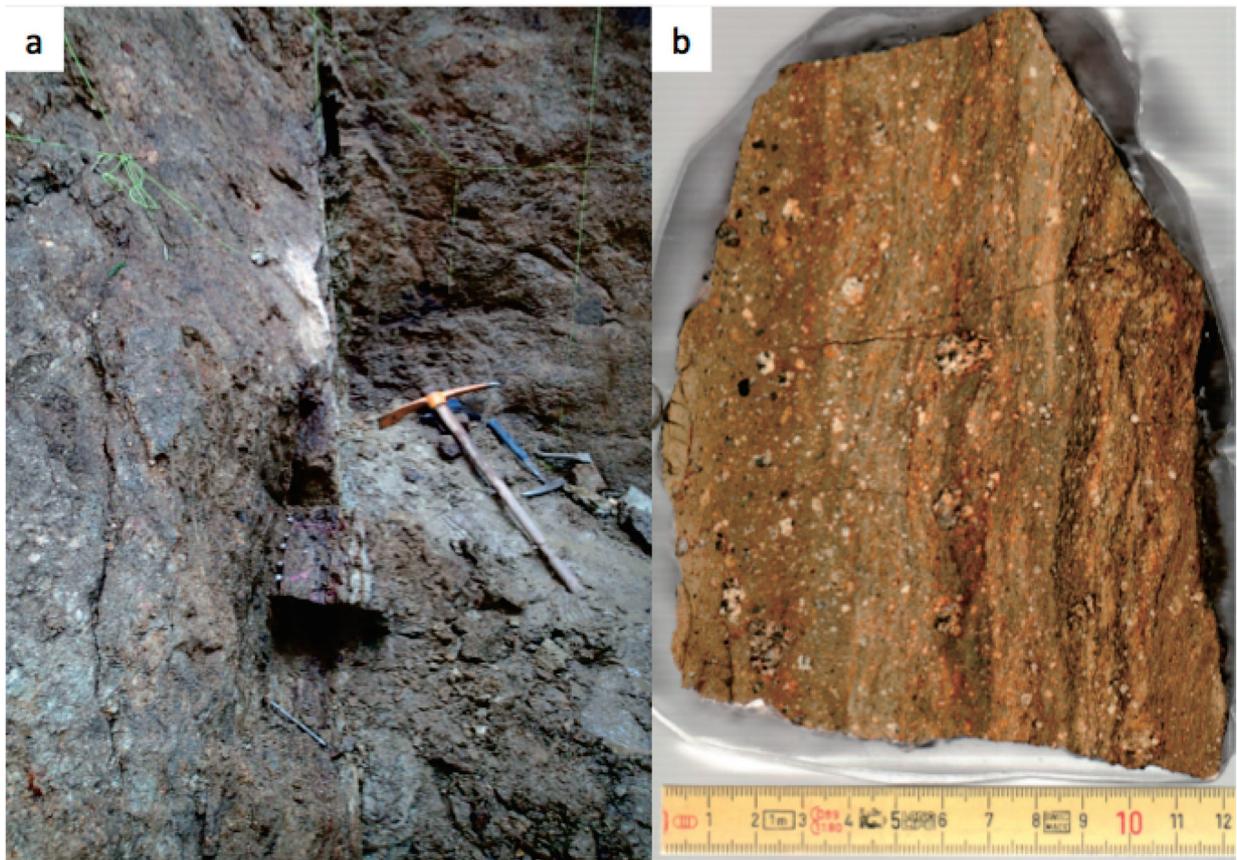
Fig.5 Photograph and log of NE trench wall. ¹⁴C age (conventional age) is also shown. The same shall apply hereafter.



第6図 折松トレンチ北西壁面の写真とスケッチ.
Fig.6 Photograph and log of NW trench wall.



第7図 折松トレンチ南東壁面の写真とスケッチ
 Fig.7 Photograph and log of SE trench wall.



第8図 断層岩試料採取の様子 (a), 及び, 採取試料の研磨片 (b).

Fig.8 Sampling of fault rocks associate with the 2011 Iwaki earthquake (a) and a polished slab of fault gouge (b).

糸魚川-静岡構造線活断層系中部および北部における 古地震調査

Paleoseismic surveys toward reconstruction of past multi-segment earthquake ruptures on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, central Japan

近藤久雄^{1*}・谷口 薫²

Hisao Kondo^{1*} and Kaoru Taniguchi²

Abstract: The 2011 Tohoku mega earthquake widely affected static stress changes to on-land active fault systems in Japan. The ISTL active fault system (ISTL) is known to be one of the highest seismic risk active fault systems in Japan, and it is likely to be affected by the 2011 Tohoku mega-quake. In fact, a moderate earthquake, $M=5.5$, occurred around Matsumoto City, where the Gofukuji fault of the middle section of the ISTL extends, soon after the occurrence of the 2011 Tohoku event. On the other hands, the size and spatial extent of the next large earthquake on the ISTL is still under discussion. To address this urgent issue, we performed paleoseismic survey and tectonic geomorphic analysis using high resolution 0.5-m-DEMs (digital elevation models) around the Suwa pull-apart basin along the ISTL. Since the Suwa pull-apart basin is the largest segment boundary along the ISTL, paleoseismic data around the Suwa basin is essential to forecast whether the next earthquake would rupture through this fault segment or not. At the Goda trench site on the Okaya fault around the northwestern boundary of the Suwa basin, we revealed that the Okaya fault produced four paleo-earthquakes after the last 7200 years and additional one event was identified in deeper geologic sections. At the Shiga-Kuwahara site around the southeastern boundary of the Suwa basin, we obtained a geologic section across the Suwa faults. We preliminary revealed that the most recent earthquake probably occurred between 2500-7500 y.B.P. In addition with the paleoseismic surveys around the Suwa Basin, we performed paleoseismic surveys across the East Matsumoto Basin faults, which is another neighboring fault segment of the Gofukuji fault to the north. As a result, we identified two paleo-earthquake events and another one event inferred from previous reports after the last 8300 years. Presumably we reconstructed two vertical displacements; 3.5 m of cumulative displacement during the recent two events and 2.0 m of displacement during the ante-penultimate event. Further analysis on paleoseismic data and high resolution DEMs will help us to better understand the possibility of the size of the next earthquake along the ISTL active fault system.

Keywords: active fault, paleoseismology, digital elevation model (DEM), multi-segment earthquake, paleoseismic trench survey

1. 調査の目的

糸魚川-静岡構造線活断層系（以下、糸静線活断層系；第1図）は、1980年代以降に精力的に実施された詳細な古地震学的調査によって、近い将来に内陸大地震を生じる断層系の1つと考えられている（例えば、奥村ほか、1994；地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001）。近年生じた東北地方太平洋沖巨大地震は、東北地方から関東および中部地方に分布する内陸活断層へも広く影響を及ぼした。とりわけ、糸静線活断層系のうち長野県松本付近を延びる牛伏寺断層へは、東北地方太平洋沖巨大地震によって静的応力が広域に増加したと考えられている（例えば、地震調査研究推進

本部、2011）。2011年6月30日には、その影響の一環とみられる $M5.5$ の中規模地震が松本市において生じ、牛伏寺断層との関係が懸念された。これらの状況を踏まえ、仮に牛伏寺断層が大地震を生じた場合に、その破壊領域が糸静線活断層系のどの範囲で生じるかを検討することは喫緊の課題であり、牛伏寺断層に隣接する糸静線活断層系において古地震学的データを取得することが必要不可欠である。そこで、牛伏寺断層の南方に位置し、糸静線活断層系で最大の断層セグメント境界をなす諏訪湖のプルアパート盆地周辺、および牛伏寺断層の北側で隣接する断層セグメントである松本盆地東縁断層において、活動時期と変位量を復元する古地震学的な調査を実施した。これらの調査結果を基

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

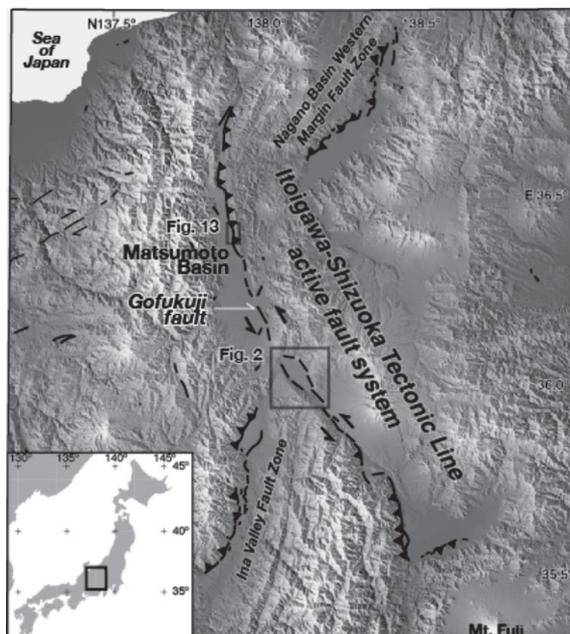
2. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 株式会社クレアリア (Crearia Inc.))

に、セグメント境界を境として、過去の地震に伴って両側のセグメントで連動破壊した古地震イベントが検出可能かどうかを検討する。

2. 地域の詳細と調査方法

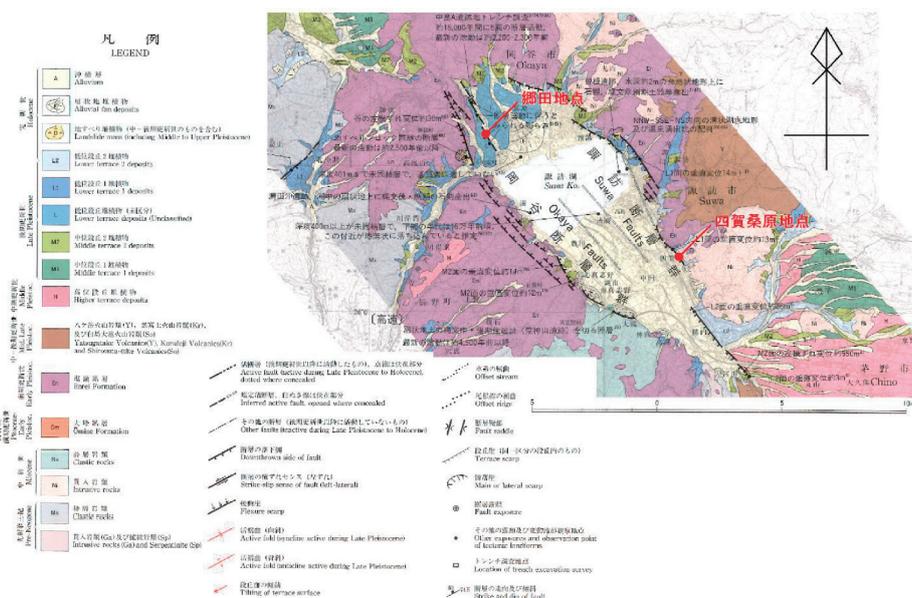
古地震学的な調査対象とした活断層は、諏訪湖の北西を延びる岡谷断層群の岡谷断層、および諏訪湖の北東および南東岸に概ね沿って延びる諏訪断層群である(第1図, 第2図; 下川ほか, 1995)。岡谷断層は岡谷市周辺を北北西—南南東へ延び、松本から南方へ延びる牛伏寺断層と概ね一連の連続性を示すことが判明しつつある(谷口ほか, 2011)。その南端は、諏訪湖のプリアート盆地の西縁に連続し、糸静線活断層系で最大規模であるセグメント境界の西側境界を担っている。そのため、岡谷断層はセグメント境界を破壊が乗り越えた場合、すなわち諏訪湖以南の断層区間と連動した場合、破壊が乗り越えなかった場合で、断層活動時期や地震時変位量の差異を記録している可能性がある。また、逆断層成分が卓越する松本盆地東縁断層においては、断層セグメントの中央部付近においてトレンチ・ボーリング調査を実施し、地震時の上下変位量が連動時/非連動時に変化する可能性があるか検討を試みた。

このような観点から、諏訪湖周辺においては活断層トレースの詳細と変位量計測をおこなうため、航空レーザー計測による0.5mメッシュの細密な数値標高モデル(DEM)を作成した(第3図)。さらに、岡谷断層の郷田地点においてトレンチ・ボーリング掘削調査、諏訪断層群の四賀桑原地点において群列ボーリング調査を実施した(第2図)。



第1図 糸魚川—静岡構造線活断層系の分布と対象地域。Kondo et al. (2008)を加筆修正。

Fig.1 Distribution of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, and location of this study. Modified from Kondo et al. (2008).



第2図 諏訪湖周辺の糸魚川—静岡構造線活断層系の分布と調査位置。下川ほか(1995)に加筆修正。

Fig.2 Location of study sites on the ISTL active fault system. Modified from Shimokawa et al. (1995).

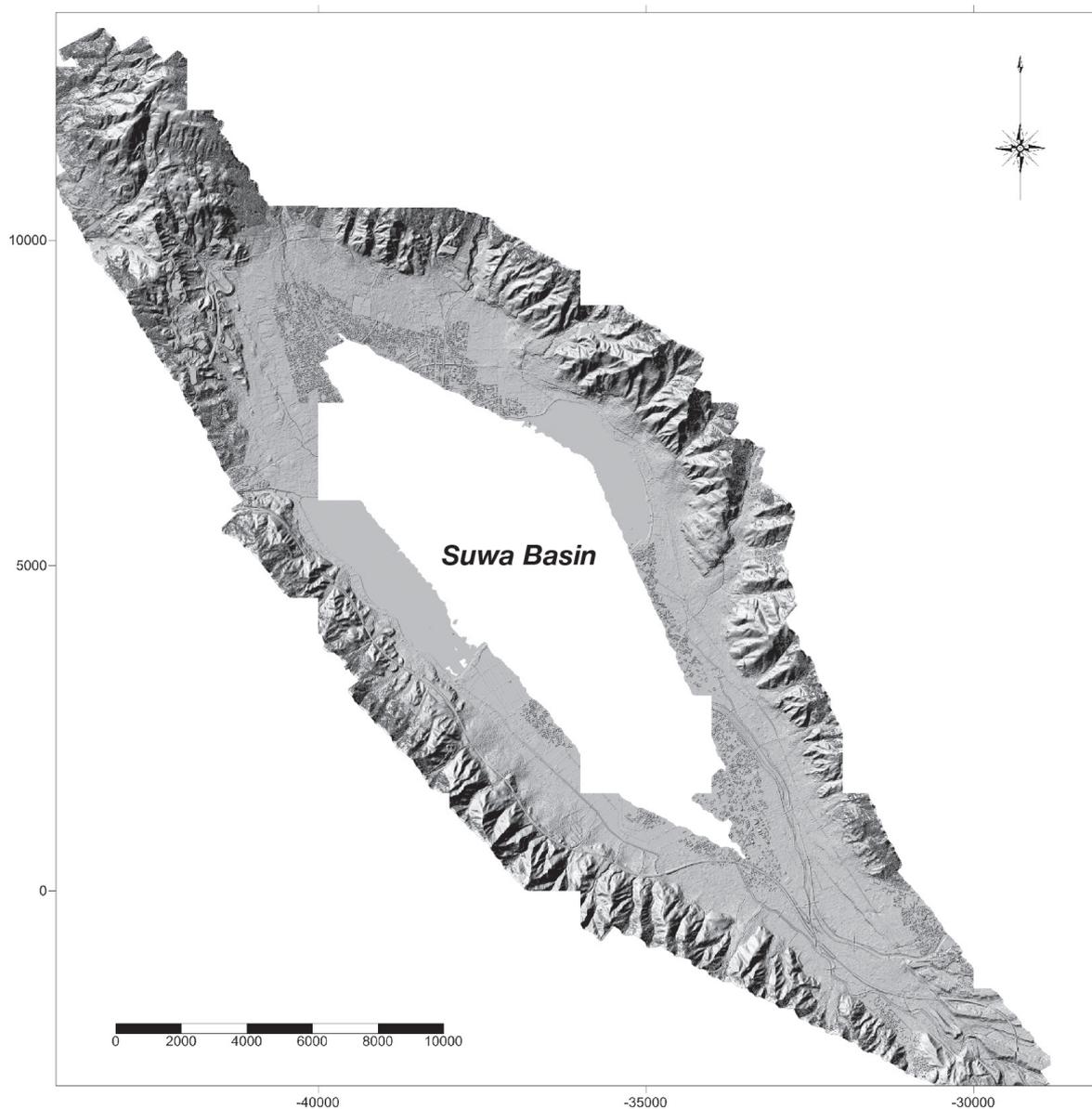
3. 結果

3. 1 岡谷断層・郷田地点におけるトレンチ・ボーリング調査

郷田地点は、低位段丘面と沖積低地を境とする比高約4mの低崖に位置する(第3図, 第4図)。この東側低下の低崖は、岡谷断層によって形成された低断層崖とみられている(例えば, 今泉ほか, 1999; 下川ほか, 1995)。この地点の北方約2kmに位置する中島遺跡では、遺跡発掘に伴うトレンチ調査が実施され、最新活動時期が約

2200~2400年前と見積もられている(東郷ほか, 2008)。

郷田地点におけるトレンチは、低崖を横断して長さ約18m, 幅約6m, 深さ約4mの規模で掘削した(第5図)。トレンチ壁面には、低位段丘を構成する段丘礫層、および沖積低地を構成する砂礫層と腐植質シルト層、これらをほぼ鉛直に切断する高角な断層群が低断層崖基部に露出した(第6~7図)。低断層崖直下と断層の上端付近には、複数の崩積堆積物が分布する。さらに、低断層崖基部だけではなく、崖基部から約10m東側にも西側低下の副次的な断層が認められ、幅約10mの断層凹地が形成されている。群列ボーリング調査の結果、この凹地が



第3図 諏訪湖周辺の詳細DEM作成範囲。

Fig.3 Index map of 0.5m DEM along the ISTL active fault system around the Suwa Lake, central Japan.

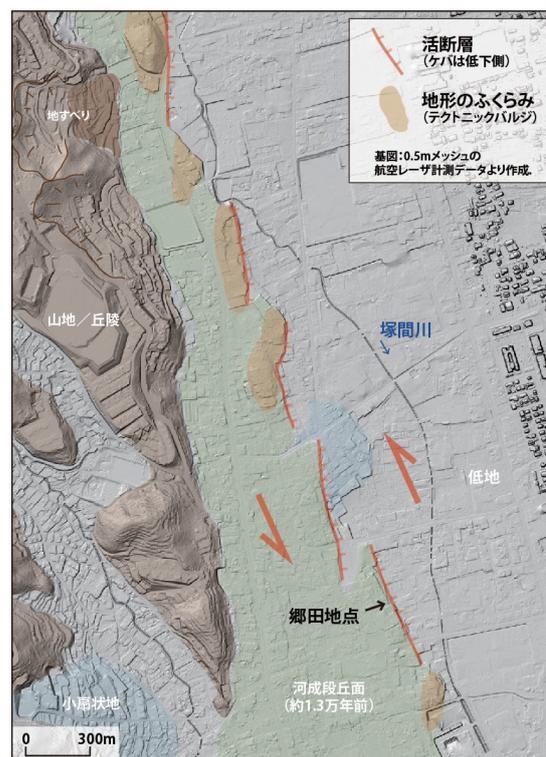
低位段丘面以降に形成され、深さ約6mであることが確認された(第8図)。

これらの地層と断層の切断・被覆関係、上下変位および変形程度の差異をもとに5回の古地震イベントが識別できる。これらのイベントはいずれも東側低下を伴っており、これに引き続いて生じた低崖の崩壊と崩積堆積物の分布、低下側の凹地を埋積する氾濫原堆積物と腐植質シルトの堆積が繰り返されている。

各イベントに伴う上下変位量は凹地の中心部において数十 cm から1m程度と見積もられた。断層がほぼ鉛直な断層面と負のフラワーストラクチャー構造を伴うこと、一部では同一断層面上で上下変位センスが入れ替わっていること、断層帯に沿った剪断によって礫の長軸が再配列していることから、断層運動には横ずれ成分を伴うと考えられる。周辺の詳細な活断層分布をみると、岡谷断層の一般走向と斜交して雁行配列するバルジ群が段丘面上に形成されており、変位様式が左横ずれ成分が卓越すると考えられる。したがって、同地点の岡谷断層は、牛伏寺断層等にみられる横ずれ主体の変位成分と諏訪湖のブルアパート盆地を形成する正断層成分が複合している可能性がある。

低下側の地表下3m付近の河川性堆積物からは、K-Ah火山灰(町田・新井, 2003)に対比可能な火山ガラスが検出された(第1表)。過去4回の古地震イベントはK-Ah層準より上位に認められ、約7200年前以降に生じたことが確実である。個別のイベント発生年代は以下のように特定された。イベント1: 660~1720年前, イベント2: 1740~2130年前, イベント3: 2790~2870年前, イベント4: 5740~7310年前である。これらのイベント発生年代からは平均活動間隔が約2200年と見積もられた。さらに、段丘礫層構成層である13層の上面高度と年代から、平均上下変位速度は約0.8mm/yrであることが明らかとなった。トレンチで認められた4つの古地震イベント解釈と上下変位の模式図を第9図に示した。

なお、岡谷断層・郷田地点におけるトレンチ調査期間中に現地説明会を実施して、トレンチ調査結果の暫定的な解釈や成果について報告した(第10図)。説明会には、2011年東北地方太平洋沖地震や松本の地震の影響によって地震への関心が高まっており、100名以上の方々にご参加頂いた。



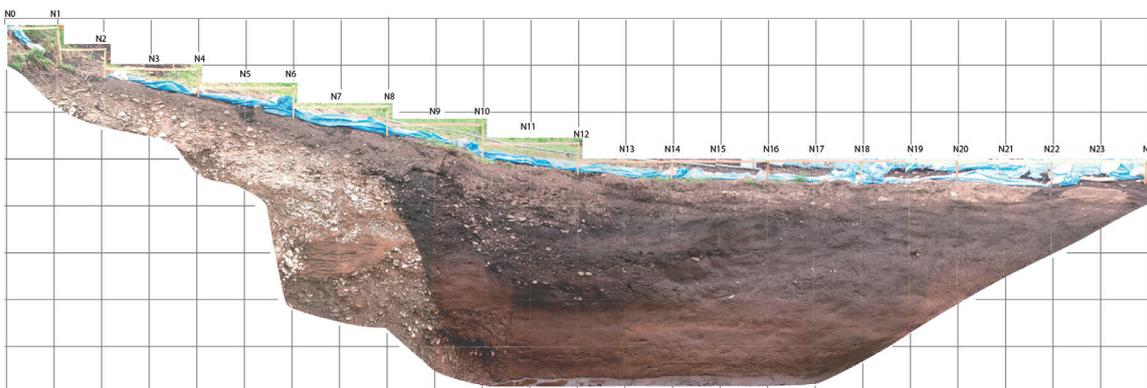
第4図 岡谷断層・郷田地点周辺の0.5mDEM地形陰影図と詳細活断層分布

Fig.4 Shaded relief map and detailed distribution of active faults based on 0.5m DEM around Goda trench site on the Okaya fault along the ISTL active fault system.



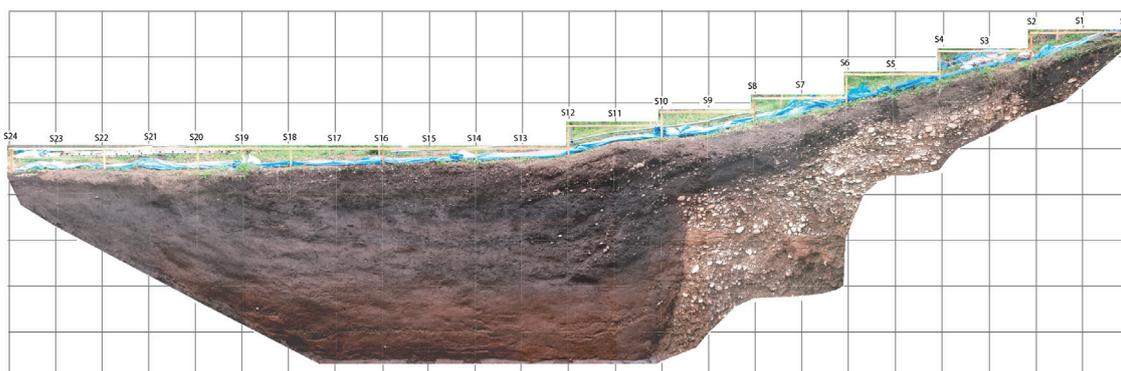
第5図 岡谷断層・郷田地点におけるトレンチ調査全景

Fig.5 A photo of paleoseismic trench survey at Goda site on the Okaya fault along the ISTL active fault system.



第6図 岡谷断層・郷田地点におけるトレンチ壁面の写真（北西壁面）

Fig.6 A photomosaic of the northwestern wall at Goda paleoseismic trench site on the Okaya fault.



第7図 岡谷断層・郷田地点におけるトレンチ壁面の写真（南東壁面）

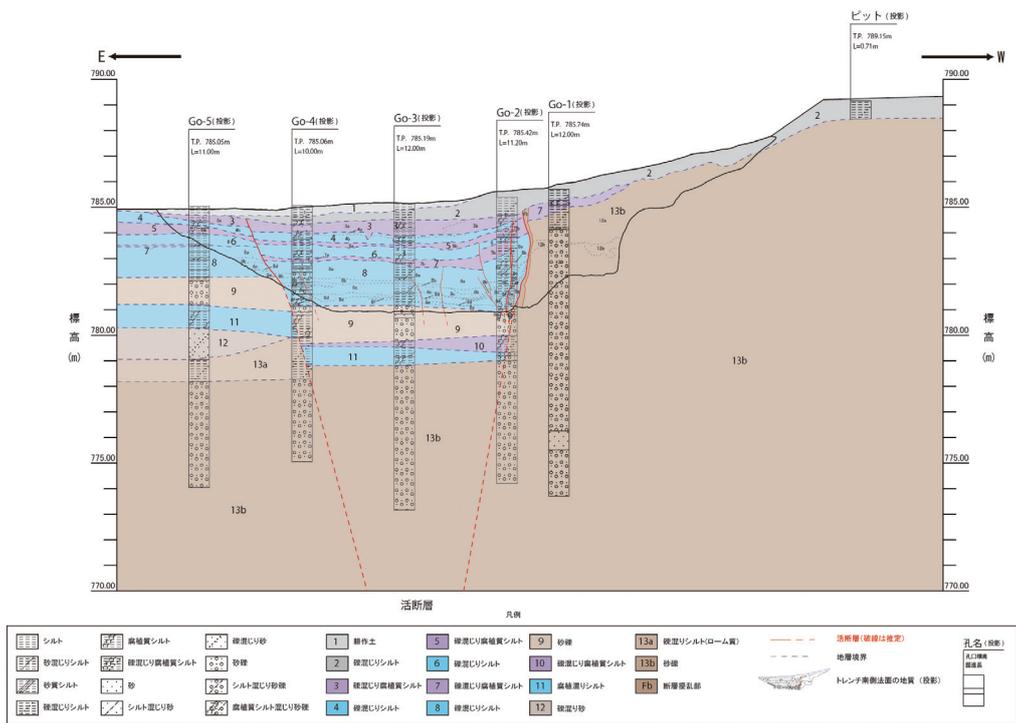
Fig.7 A photomosaic of the southeastern wall at Goda paleoseismic trench site on the Okaya fault.

第1表 郷田トレンチにおける火山灰分析結果

Table 1 Results of volcanic ash analysis.

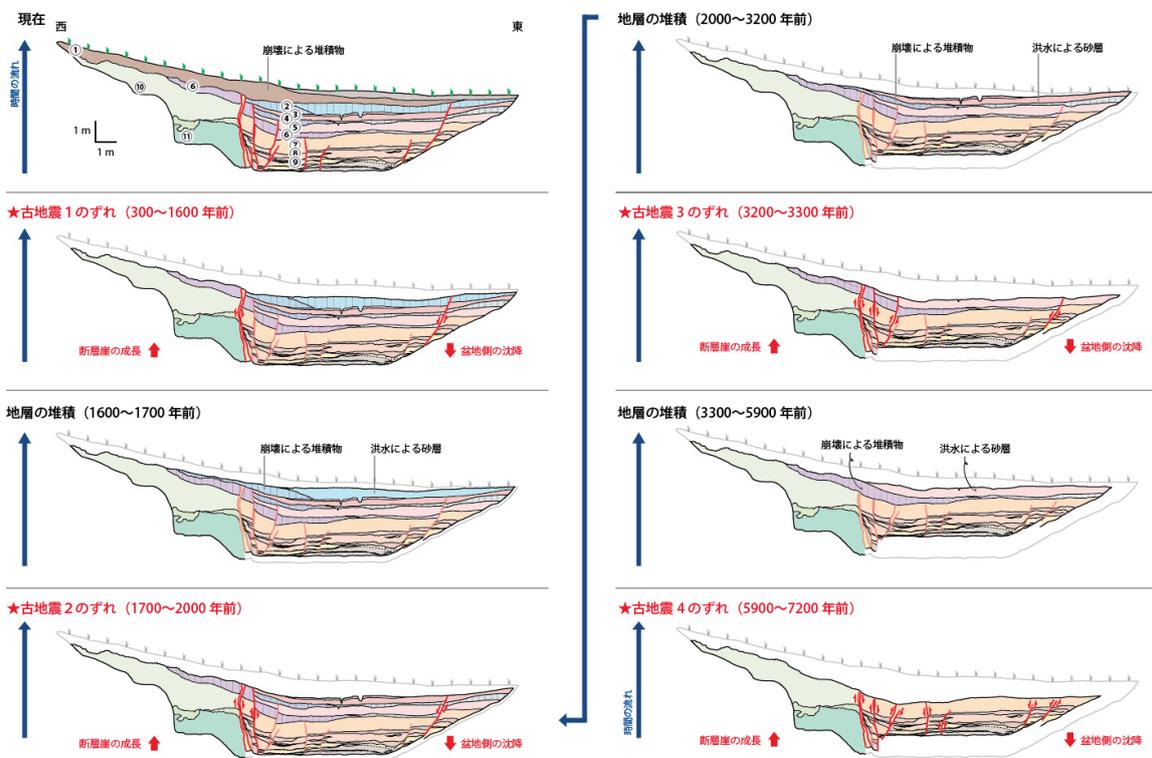
| 試料番号 | 火山ガラスの形態別含有量(/3000) | | | 重鉱物の含有量(/3000) | | | β 石英 (/3000) | 火山ガラスの屈折率 | テフラ名 |
|-------------------|---------------------|----|---|----------------|-----|-----|-----------------------|-------------|-------------------|
| | Bw | Pm | O | Opx | Gho | Cum | | | |
| 岡谷市郷田 20120808 | 155 | 0 | 0 | 123 | 107 | 0 | 0 | 1.510-1.515 | K-Ah起源火山 ガラス含む |

Bw: パブルウォールタイプ Pm: パミスタイプ O: 低発泡タイプ



第8図 岡谷断層・郷田地点の地形地質断面図

Fig.8 A geologic section across the Okaya fault at Goda paleoseismic trench site on the Okaya fault.



第9図 岡谷断層・郷田地点における古地震イベントの解釈

Fig.9 A schematic diagram of paleoseismic events identified from the Goda trench site on the Okaya fault.



第10図 岡谷断層・郷田地点における現地説明会の様子

Fig.10 A photo of the briefing session for the public at Goda trench sit on the Okaya fault.

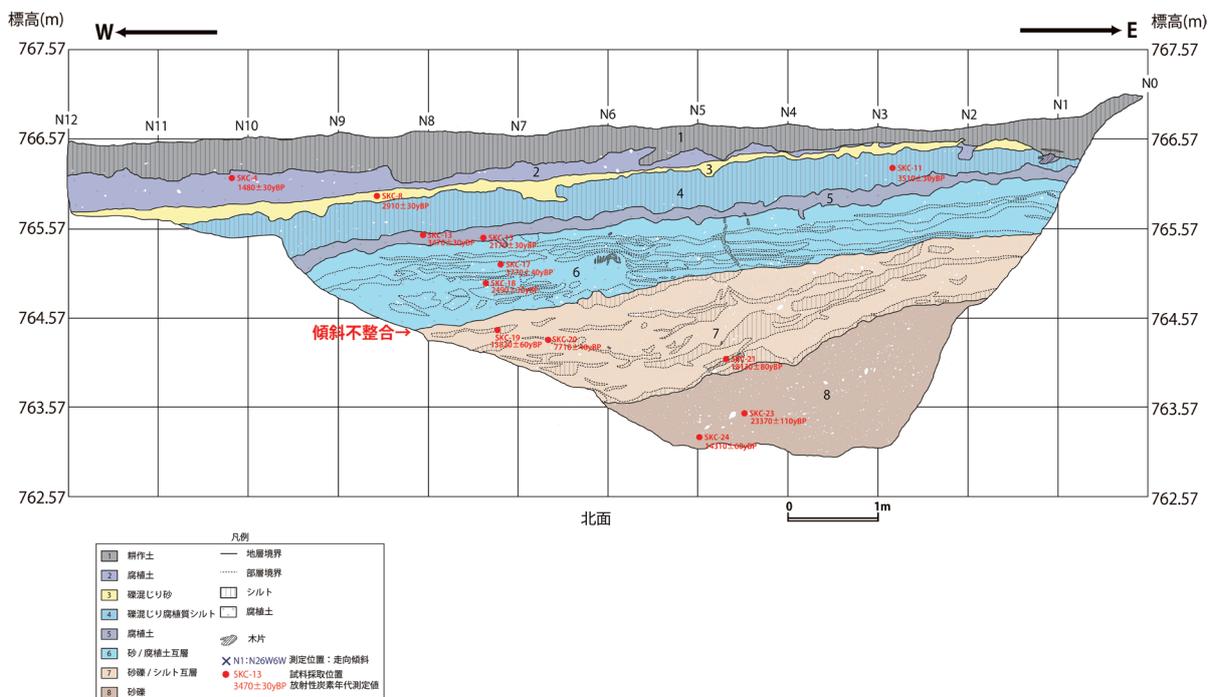
3.2 諏訪湖断層群・四賀桑原地点におけるピット・群列ボーリング調査

四賀桑原地点は、北西-南東走向に延びる比高約1.5m程度の低崖に位置する(第3図)。低崖は、北東側の山地斜面から南西へ向けて広がる小扇状地面を切って形成されており、これが諏訪断層群によるものと判断した。低崖の南西側には諏訪盆地縁辺部の沖積低地が広がっており、断層低下側を埋積する堆積物が分布することが期待された。ボーリングは断層の隆起側で8m、低下側で12mを2孔ずつ、低下側で長さ約12m、深さ約4m程度のピット掘削調査を実施した。低崖を横断するトレン

チについては、隆起側の地権者から掘削許可が得られなかったため実施しなかった。

ピット北壁面のスケッチを第11図、群列ボーリングを含めた地形地質断面図を第12図に示す。ピット壁面には、下位から西へ傾斜する砂礫層(8層)、流路堆積物を伴う砂礫層(7層)、これらを傾斜不整合で覆う腐植質シルトと砂の互層(6層)、砂層を挟在する腐植質シルト層(5層~2層)、人口改変土層(1層)が露出した。8層は粗粒な花崗岩礫を含む淘汰の悪い砂礫層からなり、調査地東側の山地から張り出す扇状地性堆積物である。7層を構成する流路堆積物は北壁面と南壁面ともにトラフ型の断面形が確認でき、南北方向へ流下した氾濫原堆積物と判断できる。7層上面および7層中のレンズやシルトの薄層が示す層界面は西へ向かって最大約25度で傾斜している。流路堆積物の流下方向にほぼ直交して約25度の傾斜で堆積することは自然では考えにくい。7層は初生的には東西断面においてはほぼ水平に堆積した後、近傍を通過する活断層の活動によって西傾斜の変形を被ったものと考えられる。

この変形は、隆起側の詳細な地質断面が得られていないものの、低下側の変形構造から判断して、横ずれ成分を伴う正断層の活動に伴って形成された断層直近の撓曲変形である可能性が高い。さらに、傾斜した7層を覆う6層は、腐植質シルト層中に粗砂~中粒砂のレンズが挟在し、ほぼ水平に堆積している。したがって、7層堆積後、6層堆積前に最新活動に伴う傾斜不整合イベント



第11図 諏訪断層群・四賀桑原地点におけるピット北壁面のスケッチ

Fig.11 A pit log of the northern wall at Shiga-Kuwahara site on the Suwa faults.

が生じたと考えられる。なお、さらに上位の5層から2層にかけて、いずれの堆積上面も西へ向かって約5~10度で傾斜している。しかし、6層がほぼ水平に堆積しており西傾斜の累積性が認められないことから、5層以上の傾斜は断層運動に関連したテクトニックな変形とは考えられない。これらの地層は、低下側のみ分布する斜面性堆積物として堆積したものと判断した。

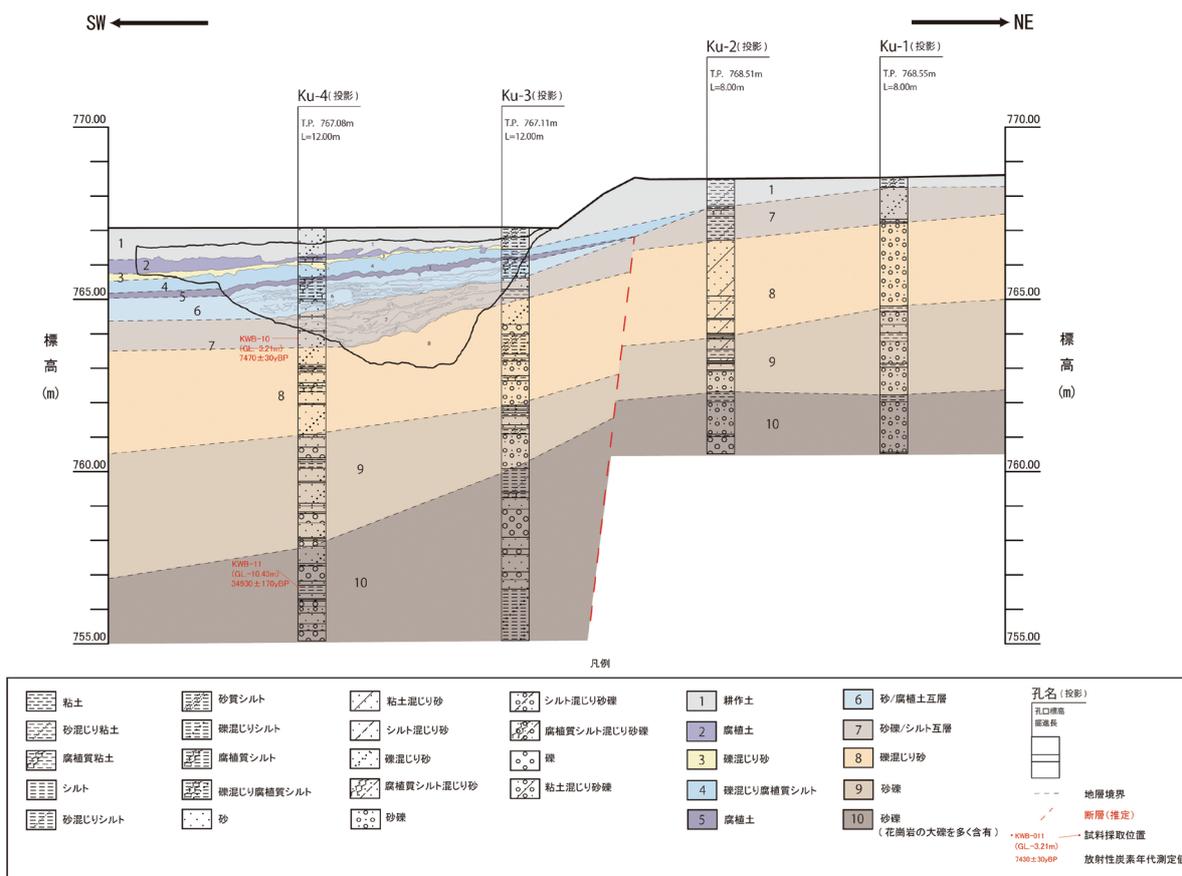
最新活動の年代は、ボーリング Ku-4 孔の7層から得た 7470y. B. P. 以降、ピット壁面の6層から得た 2490±30y. B. P. 以前と限定される。この年代は、従来考えられてきた糸静線活断層系の最新活動時期である約1200年前とは不調和であることが明らかとなった。ただし、イベント発生時期の推定範囲は約5000年と幅広く、今後さらに高精度に活動時期を解明する必要がある。また、ボーリングの地質から判断して、地表の低崖を挟んだ両側の7層上面には約1.3mの高度差が認められ、これが本地点での最新活動に伴う上下変位量と考えられる(第12図)。さらに、ボーリング下部の9層および10層ではこれ以上の累積的な上下変位がみられ、変位・変形の累積に伴って変形帯の幅が広がっているとみられる。今

後、複数回の断層活動時期や横ずれ変位量を明らかにし、地震に伴う変位量を正確に復元する必要がある。

3. 3 松本盆地東縁断層・会染地点におけるトレンチ・ボーリング調査

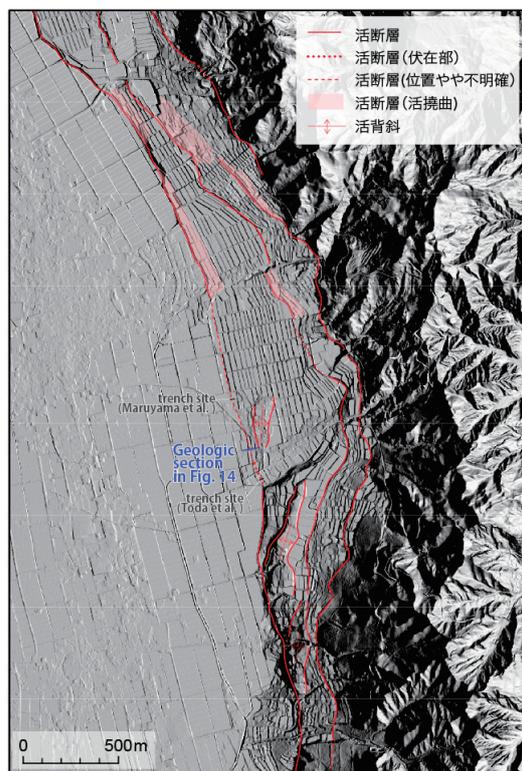
松本盆地東縁断層は、糸静線活断層系の北部を構成する東側隆起の逆断層である。会染地点は、犀川と高瀬川の合流点以北を延びる松本盆地東縁断層北部にあたり、複数の逆断層トレースの中で最も西側の前縁断層上に位置する(第13図)。この断層トレース上では、遠田ほか(2009)および丸山ほか(2010)によりトレンチ調査が実施されている。丸山ほか(2010)のトレンチ調査では、西傾斜の低角逆断層が露出し2~3回のイベント発生時期が推定されたものの、地層の欠落によって地震時変位量については言及されていない。そこで、本研究による調査ではさらに厚い堆積層を変位基準として地震時の上下変位量を復元するため、会染地点においてトレンチ・ボーリング調査を実施した。

トレンチ・ボーリング調査の結果、トレンチでは掘削深度が不足したため明瞭な活断層は認められなかった



第12図 諏訪断層群・四賀桑原地点における地形地質断面図

Fig.12 A geologic section based on pit and borehole data at Shiga-Kuwahara site on the Suwa faults.



第 13 図 松本盆地東縁断層北部・池田町会染周辺における 2m-DEM 地形陰影図と詳細活断層分布
 Fig.13 Detailed active fault map based on 2-m-DEM around Aisome site on the northern section of the East Matsumoto basin fault.

ものの、河川性および湿地性堆積物に累積的な上下変位を生じる断層の存在が推定された(第 14 図)。推定活断層と堆積層の特徴、上下変位量の差異から 2 回の古地震イベントが認められる。ここでは新しいイベントをイベント 1、古いものをイベント 2 と呼称する。

イベント 2 は、本流性砂礫層である 10 層が堆積した後、低下側にあたる西側のみに分布する粘土層の 9 層が堆積する前に生じたと推定され、イベント層準を特定できる。10 層上面は西側が相対的に低下する 5.5m の累積上下変位を受けている。さらに、新しいイベント 1 は、湿地性の腐植質シルト層である 8 層堆積後、地形地質断面の全体でほぼ水平に分布する、シルト質粘土層の 6 層が堆積する前である。7 層は比較的淘汰が良い亜円礫を含む本流性の砂礫で構成され、低下側で厚く堆積する。この 7 層はボーリング層序では分解能が不足しイベント層準が特定できないため、7 層堆積中に他のイベントが生じた可能性がある。8 層上面は地形地質断面の変形帯を除いた範囲内でほぼ水平に堆積しているため、イベント 2 に伴う上下変位 2.0m で形成された低崖を 9 層お

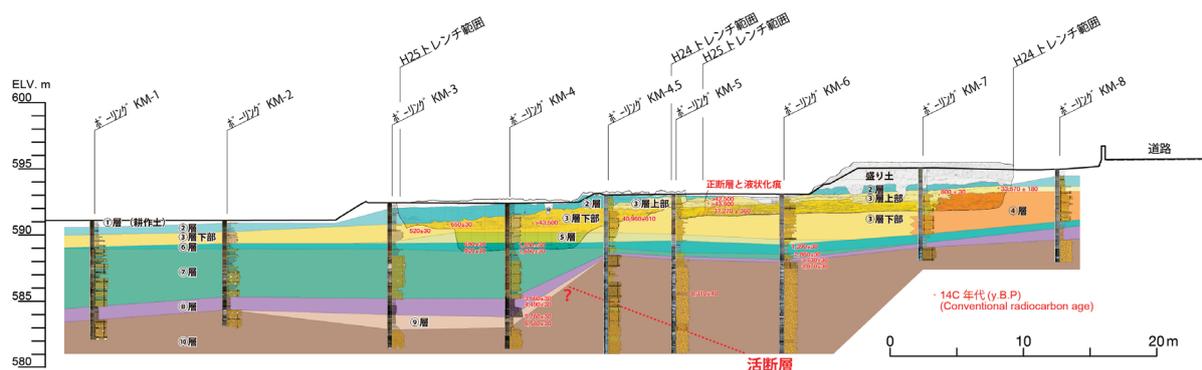
よび 8 層が埋積した後、調査地周辺が一度ほぼ平坦化されたと判断できる。その後、8 層上面に 3.5m の上下変位を生じる少なくとも 1 回のイベントが生じたと考えられる。

古地震イベント 2 の発生年代は、10 層および 9 層の地層から得られた年代試料をもとに $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. と限定される。一方、8 層堆積後、6 層堆積前に生じた最新の古地震イベントは、 690 ± 30 y. B. P. $\sim 3660 \pm 40$ y. B. P. と推定される。ここで、丸山ほか(2010)による既存トレンチでは、最新活動時期が 1029 ± 29 y. B. P. ~ 1217 y. B. P.、最新活動に先行する活動が $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. に特定されている。両者の調査地点は 300m 程度しか離れておらず、別々の大地震を記録しているとは考えにくい。したがって、本研究で推定された $690 \pm 30 \sim 3660 \pm 40$ y. B. P. の古地震イベント 1 は最新活動に伴うものと判断でき、糸静線活断層系で生じた西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震に対応する可能性がある。

一方、本研究によるイベント 2 と丸山ほか(2010)の最新に先行する活動の年代は不調和である。これは、上述のように、本研究では 7 層の分解能が低いためにイベントを識別できていない可能性が高い。すなわち、本研究のイベント 2 は、丸山ほか(2010)が認定した 2 回の活動よりも古いイベントであると推定される。よって、松本盆地東縁断層の活動時期としては、最新活動時期が 1029 ± 29 y. B. P. ~ 1217 y. B. P. (丸山ほか, 2010)、1 つ前が $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. (丸山ほか, 2010)、2 つ前が $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. (本研究のイベント 2) と考えることが合理的である。

このように考えた場合、最近 2 回の累積上下変位量は 3.5m であり、さらに 1 つ前のイベントは 2.0m である。仮に最新活動と先行する活動の変位量が同程度と仮定した場合には、それぞれの地震時変位量は約 1.8m となるため、最近 3 回の地震時変位量はいずれも同程度であった可能性がある。ここで、調査地は松本盆地東縁断層北部の中央部付近に位置する(第 1 図)。さらに、調査地点周辺には複数の活断層トレースが分散するものの、調査地は前縁逆断層上に位置するため、主要な地震時変位が記録されている可能性が高い。今後、約 1200 年前の歴史地震の対比や想定される震源断層区間、より詳細なイベント発生時期によって検討を加える必要がある。

なお、トレンチで露出した 3 層下部および 3 層上部には、西側低下の約 5 cm の上下変位を伴う副次的な正断層と液状化痕がみいだされた。3 層下部の年代として 520 ± 30 y. B. P. が得られており、副次的な正断層と液状化は調査地近傍で 14 世紀以降に生じた大地震によって励起された可能性が高い。震源の候補の 1 つとして西暦 1918 年の大町地震が考えられるが、詳細は今後検討する必要がある。



第 14 図 松本盆地東縁断層北部・池田町会染周辺における地形地質断面図

Fig.14 A geologic section based on trench and borehole data at Aisome site on the northern section of the East Matsumoto basin fault.

さらに、2mDEM と米軍撮影の空中写真判読を実施して周辺の活断層と活構造を詳細に検討した (第 13 図) . その結果、本地域では前縁断層の上盤側で雁行配列する活背斜およびバルジ群が新たに認められた。これらの活背斜は一部が河川の浸食を被っているものの、明瞭なバルジを形成している。バルジの長軸方向は N4°E から N15°E であり、主断層トレースの走向 N13°W と最大で 17 ~ 30 度斜交している。松本盆地東縁断層が純粋な逆断層運動を生じている場合には、短縮成分を解消するバルジの長軸は主断層トレースの走向と平行となる。しかし、主断層とバルジ群は斜交して配列するため、バルジ群の形成は少なくとも地下浅部の主断層に沿って横ずれ成分を伴う逆断層運動が生じ、地表付近の上盤側で横ずれ成分を解消するスリップパーティショニング (例えば、Fitch, 1972 ; Bowman et al., 2003) によって形成されたと考えられる。

これは、従来の研究では逆断層成分のみが想定されてきた松本盆地東縁断層北部において、横ずれ成分を伴う斜めずれの変位様式である可能性を示している。したがって、上述の約 2m の地震時上下変位量に横ずれ成分を加味することによって、同地点でのネットスリップが明らかになるだけでなく、極浅部の断層形状を拘束する条件となる。また、さらに広域で同様な検討を加えることによって、松本盆地東縁断層北部の変位様式や、より正確なネットスリップの平均変位速度が解明されるものと期待される。

4. まとめ

糸静線活断層系中部に位置し、諏訪湖セグメント境界の北西側を構成する岡谷断層におけるトレンチ調査の結果、過去 4 回の活動時期が特定された。最新活動時期

は約 1700 年前以降であり、調査地北方の中島遺跡における既往の最新活動時期 (東郷ほか, 2008) とは異なっているものの、牛伏寺断層の最新活動時期 (例えば、奥村ほか, 1994) とは調和的である。過去 4 回の活動時期から見積もられる岡谷断層の平均活動間隔は約 2200 年、過去約 1 万年間の上下変位速度は約 0.8mm/yr であることが明らかとなった。また、諏訪湖セグメント境界の南東側にあたる盆地東側、四賀桑原地点の調査結果において最新活動時期は約 2500-7700 年前と推定された。これは、さらに南東に位置する茅野断層の最新活動時期が約 2300 年前であること (近藤ほか, 2008) と調和的である一方、セグメント境界を挟んで北西に位置する牛伏寺断層の最新活動時期とは不一致である。したがって、従来考えられてきたように、西暦 762 年もしくは 841 年の約 1200 年前の歴史地震 (例えば、糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988 ; 奥村ほか, 1994 ; 宇佐美, 2003) において、岡谷断層以北と茅野断層以南の断層区間が連動して単一の大地震ないし巨大地震を生じたとは考えられない。ただし、これ以前の地震サイクルにおいては諏訪湖セグメント境界を連動させる地震イベントが生じた可能性もあるため、今後は地震時変位量を考慮して連動性を評価していく必要がある。

また、糸静線活断層系北部を構成し、牛伏寺断層の北側で隣接するセグメントの松本盆地東縁断層においては、トレンチ・ボーリング調査と既往調査結果を総合して、やや不確かなイベントを含めて過去 3 回の活動が識別され、最新活動時期は約 2900 年前以降、約 690 年前以前と限定された。上下変位量は、やや不確かな活動を含めた最近 2 回の累積変位が 3.5m、さらに 1 つ前の地震時変位量が 2.0m と復元できる。これらの新たな知見と既往の最新活動時期を考え合わせると、松本盆地東縁断層北部は西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震におい

て牛伏寺断層と連動したと考えて矛盾がない。さらに北方の糸静線活断層系の最北端を構成する神城断層においても最新活動時期は約 1200 年前であり (例えば, 奥村ほか, 1998 ; Okumura, 2001), 西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震では, 神城断層, 松本盆地東縁断層, 牛伏寺断層, 岡谷断層までの断層区間が連動したと考えられる。

一方, 諏訪湖セグメント境界および茅野断層では約 1200 年前の古地震イベントは検出されず, 釜無山断層群以南において西暦 762 年の歴史地震に対比される最新活動時期が推定されてきた (例えば, 糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988)。したがって, 上記の神城-岡谷間の連動イベントとは別の大地震が釜無山断層群で生じたと考えられる。今後, 西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震がそれぞれの連動区間とどのように対応するか, また, 諏訪湖セグメント境界を連動破壊する古地震イベントが存在するかどうかを仔細に検討し, 具体的な古地震シナリオを復元していく必要がある。

謝辞

トレンチ調査およびボーリング調査は, 調査地の地権者の方々からご快諾頂き実現した。岡谷断層・郷田地点のトレンチ調査では, 立命館大学・岡田篤正氏, 広島大学・奥村晃史氏, 名古屋大学・杉戸信彦氏 (当時), 名古屋大学・鈴木康弘氏, 京都大学・遠田晋次氏 (当時), 信州大学・廣内大助氏, 名古屋大学・松多信尚氏 (当時), 産業技術総合研究所・宮下由香里氏, 産業技術総合研究所・吉岡敏和氏に有益な議論とご意見をいただいた。岡谷市・北澤和男氏ならびに岡谷市・斉藤保人氏には, 岡谷断層トレンチ調査中に様々な便宜をはかっていただいた。諏訪湖周辺の 0.5mDEM は朝日航洋 (株) に作成頂いた。現地調査の実施にあたっては (株) ダイコンサルタンの佐護浩一氏, 宮脇昌弘氏 (当時), 増田祐輝氏, および (株) 応用地質の黒澤英樹氏, 佐藤ふみ氏, 市川八州夫氏をはじめとする関係各位にご協力いただいた。松本盆地東縁断層周辺の 2mDEM については, 北陸地方整備局からデータ貸与と使用許可を頂いた。以上の方々にして御礼申し上げます。

文献

- Bowman, D., King, G., Tapponnier, P. (2003) Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth. *Science*, **300**, 1121-1123.
- Fitch, T. (1972) Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to

southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **77**, 4432-4460.

- 今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松多信尚 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「諏訪」。国土地理院技術資料, D・1-No.368.
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ (1988) 糸静線活断層系中部, 若宮, 大沢断層の性格と第四紀後期における活動-富士見。茅野における発掘調査一。東京大学地震研究所彙報, **63**, 349-408.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) 長期的な地震発生確率の評価手法について。46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011) 東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について。12p.
- 近藤久雄・杉戸信彦・木下博之・池田哲哉 (2008) 高時間分解能堆積物に基づく古地震履歴復元と不規則な大地震発生-糸静線活断層系・茅野断層におけるジオスライサー調査一。日本活断層学会 2008 年度秋季学術大会予稿集, 69-70.
- Kondo, H., Toda, S., Okumura, K., Chiba, T. (2008) A fault scarp in an urban area identified by LIDAR survey: A case study on the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, central Japan. *Geomorphology*, **101**, 731-739.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 366p.
- 丸山 正・遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣 (2010) より詳しい地震活動履歴解明のための地震学および史料地震学的研究。糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成 17-21 年度成果報告書, 文部科学省開発局, 国土交通省国土地理院, 国立大学法人東京大学地震研究所, 230-254.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉 (1994) 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動-牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査一。地震第 2 輯, **46**, 425-438.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・斉藤英二 (1998) 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査一。地震第 2 輯, **50**, 35-51.
- Okumura, K. (2001) Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan. *Journal of Seismology*, **5**, 411-431.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ。構造図 11, 地質調査所。

- 谷口 薫・渡辺満久・鈴木康弘・澤 祥 (2011) 糸魚川-静岡構造線活断層系中北部で新たに得られた活動時期. 地震第2輯, **64**, 11-21.
- 遠田晋次・丸山 正・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣 (2009) より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および史料地震学的研究. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成20年度成果報告書, 文部科学省開発局, 国土交通省国土地理院, 国立大学法人東京大学地震研究所, 109-122.
- 東郷正美・今泉俊文・岡田篤正・澤 祥・松田時彦 (2008) 糸静線活断層系・岡谷断層の最新活動時期に関する資料. 法政大学多摩研究報告, **23**, 1-16.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧[416]-2001 [付]安政江戸地震大名被害一覧表. 東京大学出版会, 605p.

前弧域に形成される低活動性断層の時間・空間分布把握 Temporal and spatial heterogeneities of fault activities in the forearc regions

大坪 誠^{1*}・宮下由香里²・城谷和代¹・間中光雄¹・宮川歩夢³・高橋 浩³・重松紀生²
Makoto Otsubo^{1*}, Yukari Miyashita², Kazuyo Shiroya¹, Mitsuo Manaka¹,
Ayumu Miyakawa³, Yutaka Takahashi³ and Norio Shigematsu²

Abstract: After the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw=9.0, hereafter the 2011 Tohoku Earthquake), stress-strain change of the Northeastern Japan arc with reverse fault movement was recognized around East Japan and inland earthquake occurred many different placed. As for around the Iwaki region, Fukushima Prefecture, an earthquake occurred in Hama-dori, Fukushima Prefecture (Mw=6.6) on April 11, which is one month after the occurrence of the 2011 Tohoku Earthquake. Until before the 2011 Tohoku Earthquake, the clear fault displacement landforms had not been recognized in the Iwaki region. It must be noted that the normal faulting earthquake occurred just one month after the trench type great earthquake was occurred although seismic activity is not high in the forearc region of northeastern Japan including the Iwaki region. In order to evaluate the seismic activity on the region, it is necessary to clarify the fault activity history and spatial distribution of the earthquake faulting types. To contribute to earthquake disaster prevention for intraplate earthquakes, we collect basic geological information by using lineament mapping, pit excavations and borehole core sampling.

Keywords: active fault, forearc, Abukuma, Iwaki city, 2011 Tohoku earthquake

1. 調査目的

2011年3月11日に発生した2011年東北地方太平洋沖地震(Mw=9.0)の1ヶ月後の4月11日に福島県いわき市周辺において福島県浜通りの地震(Mw=6.6)が発生し、塩ノ平断層、湯ノ岳断層沿いに地表地震断層が出現した(例えば、石山ほか, 2011; 丸山ほか, 2011; Otsubo et al., 2013)。この地震は、2011年東北地方太平洋沖地震直後に国内で発生した最大の内陸地震であり、この地震発生と海溝型巨大地震との関連性が議論されている(例えば、Kato et al., 2011; Imanishi et al., 2012)。また、従来の知見では発生の可能性が殆ど考慮されていなかった前弧域での正断層活動(Imanishi et al., 2012)であることから、過去の地震の発生地域や活動性など基本的な情報が不足している。本調査では、同種の地震の発生地域やその活動性評価を行うことを通じて地震防災に資するため、前弧域に分布する断層の空間分布・活動履歴等を含む基本的な地質データの取得・整備を目的とする。

2. 地域・海域についての詳細

本研究課題の対象地域を第1図に示す。既存資料の収集範囲については、福島県東部の阿武隈山地全域および

沿岸海域～茨城県北部及び沿岸海域とし、空中写真およびDEM判読範囲については、20万分の1地質図幅「白河」(久保ほか, 2007)及び「水戸」(吉岡ほか, 2001)のうち、主として白亜系の花崗岩が分布する地域とした。

3. 実施方法、分析目的

3.1 既存資料の整理

福島県東部の阿武隈山地全域～茨城県北部及び沿岸海域について、活断層に関する文献に加えて、原子炉設置許可申請書等の既存資料を用いて、活断層、リニアメント、断層破碎帯等の分布及び性状に関するデータの整理を行った。結果は、地図上(後述の第2図)に表示するとともに、データ集として取りまとめた。

整理した既存資料は、以下の資料である。

- (a) 50万分の1活構造図 新潟(加藤ほか, 1984)
- (b) 新編 日本の活断層(活断層研究会編, 1991)
- (c) 活断層詳細デジタルマップ(中田・今泉編, 2002)
- (d) 東京電力株式会社 福島第一原子力発電所の最近の安全審査関連資料(東京電力, 2010; 2011a; 2011b)
- (e) 日本原子力発電株式会社 東海第二発電所の最近の安全審査関連資料(日本原子力発電株式会社, 2008; 2009a; 2009b; 2010)

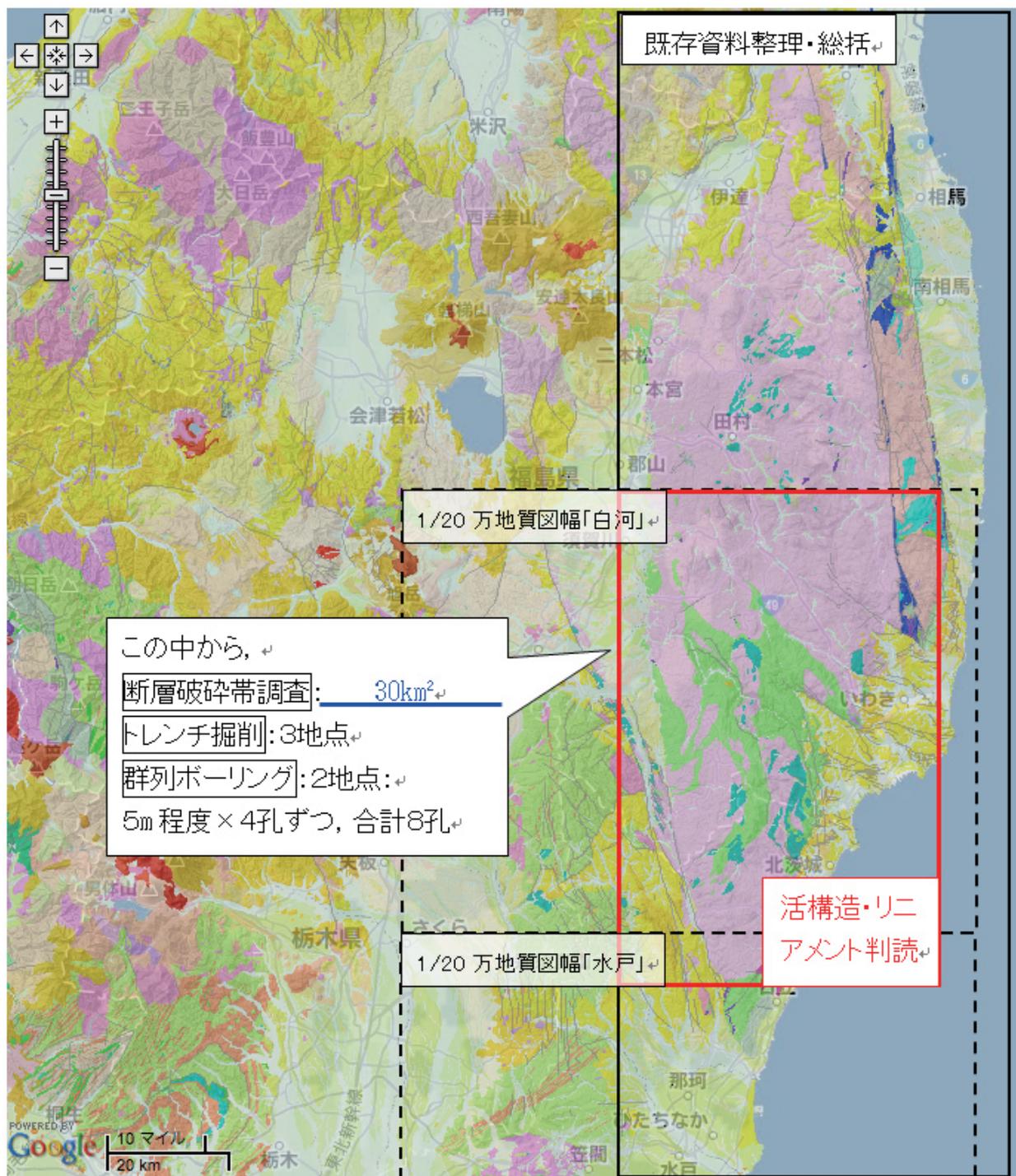
本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

2. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

3. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)



第1図 調査地域位置図。地質図は、20 万分の1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター、<https://gbank.gsj.jp/seamless/>）。

Fig.1 Geology of the Abukuma region and location map of study area. Geological map from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) (Geological Survey of Japan, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>).

3. 2 活構造・リニアメント判読

20万分の1地質図幅「白河」および「水戸」のうち、主として白亜系の花崗岩が分布する地域について、空中写真、DEMデータを用いた活構造及びリニアメント判読を行った。判読は主として空中写真を用いて行い、DEMデータから作成した地形陰影図を補完的に用いた。結果は、縮尺1万～2.5万分の1程度の地形図及び地形陰影図上に取りまとめた。

3. 3 断層破碎帯調査

上記3.1, 3.2で抽出された活断層およびリニアメントのうち、重要性が高いと判断した断層について、断層破碎帯の現地調査を行った。既往文献資料およびリニアメント判読で抽出された活断層およびリニアメントのうち、2011年4月11日の福島県浜通り地震で活動した湯ノ岳断層と塩ノ平断層、ならびに、花崗岩分布域において判読された関口-米平リニアメントを対象として断層破碎帯調査を行った。各断層沿いで確認した断層露頭について地形・地質との関係や破碎帯の性状を記録し、既往の図上に露頭の位置を示した。また、花崗岩が分布する地域内の断層破碎帯について、活動時期が判明しているあるいは推定可能な断層破碎物質(断層粘土)試料が採取できることを条件として、6地点程度のトレンチ掘削調査候補地を選定した(宮下, 2014)。

3. 4 トレンチ掘削調査

3.3で選定した1地点において、長さ5m、幅5m、深さ5m程度のトレンチの掘削を行った。トレンチ掘削、整形後に、壁面観察、写真撮影、断層岩試料採取、年代測定試料採取、条線観察等を行った。

3. 5 オールコアボーリング掘削

福島県浜通りの地震は従来の知見では発生の可能性がほとんど考慮されていなかった前弧域での正断層活動であったことから、この地域を含む前弧域での断層活動性評価に資する基本的な地質データの取得・整備を目的に、阿武隈花崗岩分布地域において表層部から全ての深度からの連続的な試料採取(オールコアリング)を実施すべく、3.3, 3.4の結果を踏まえ、重要と判断された地点において、オールコアボーリング掘削を実施した。ボーリング掘削地点は深さ5m程度のものを8地点程度から選定した。

4. 結果

4. 1 既存資料の整理

既存資料の整理結果を第2図に示す。既存文献等の整理において、本地域では(1)棚倉構造線、(2)高萩断層、(3)畑川断層、(4)双葉断層、(5)福島盆地西縁断

層帯、(6)井戸沢断層および湯ノ岳断層、の6つの地域において活構造・リニアメントが顕著に認められる。各地の活構造・リニアメントは複数のセグメントに分かれている。活構造・リニアメントが阿武隈花崗岩体を明瞭に切る断層としては、(A)北北西-南南東走向の棚倉破碎帯東縁断層、(B)ニッ箭(ふたつや)断層の北西方向へ延長した北西-南東走向のリニアメント、および(C)高萩断層に交わる北東-南西走向の関口-米平断層が認められる。また、その他、5km未満のリニアメントが阿武隈花崗岩体の北西部、北東部、南端部の各地に点在するように認められる。特に畑川断層北半分の西側近傍には、北北西-南南東および北西-南東走向のリニアメントが認められる。

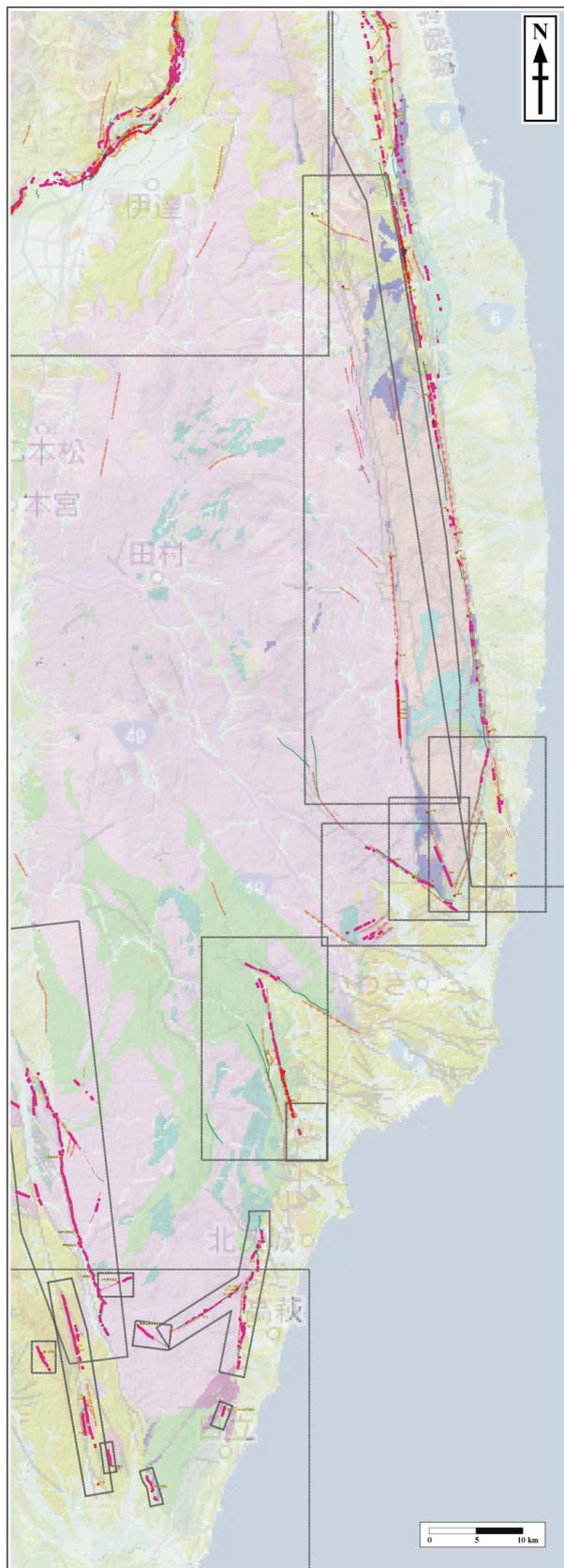
4. 2 活構造・リニアメント判読

空中写真を用いて該当範囲の活構造・リニアメント判読を実施した。空中写真判読は、第1表に示す判読基準表を用いて、山地・丘陵内と段丘面・扇状地面等の平坦面それぞれの変動地形学的特徴に基づいて、変動地形である可能性の程度によって4段階に区分した。判読結果一覧を第2表に示す。結果は、DEMデータから作成した地形陰影図、地質図を基図とした図面上に表示した。

判読されたリニアメントは全部で27条あり、そのうちBランク(変動地形である可能性がある)を含むリニアメントが1条(井戸沢断層)、Cランク(変動地形である可能性が低い)およびDランク(変動地形である可能性が非常に低い)のリニアメントが10条、Dランクのリニアメントが16条であった。福島県浜通りの地震の際に出現した地表地震断層は、湯ノ岳断層沿いでは地震前に撮影された空中写真判読で判読されるリニアメントとほぼ一致している。一方、塩ノ平断層沿いでは御在所街道付近より南側ではほぼ一致するが、北側ではリニアメントはほとんど判読されない。また、既往文献で活断層が示されているが、本調査でリニアメントが判読されなかったのは、10条あまりある。これらのほとんどは山地・丘陵内に示されているものであるが、崖・谷等の弱線地形が非常に不鮮明で、地下に活断層を想定することが難しいと判断した。このうち半数は、既往文献で示されている付近を境にした山地・丘陵の高度差が不明瞭なものである。また、丘陵一段丘分布域に示されているものも少数あるが、段丘高度に変化がなく、延長部の丘陵頂部の高度差も不明瞭である。

4. 3 断層破碎帯調査

トレンチ掘削調査候補地点を選定するため地質調査を実施した。断層破碎帯調査の結果、湯ノ岳断層で6地点、塩ノ平断層で10地点、関口-米平リニアメントで3地点の断層破碎帯露頭を確認した。トレンチ掘削地点はこれらの3断層のうち、2011年4月11日に発生し



「50万分の1活構造図 新潟（加藤・他、1984）」

活断層（主として第四紀後期に活動したものの）（太線は平均変移速度が1m/10⁵年以上のもの）
 推定活断層（同上）

「新編 日本の活断層（活断層研究会、1991）」

活断層であることが確実なもの（確実度Ⅰ）
 活断層であると推定されるもの（確実度Ⅱ）
 活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）

短線は緩ずれの低下側を、矢印は横ずれの向きを示す。

「活断層詳細デジタルマップ（中田・今泉、2002）」

活断層のトレース
 活断層のトレース（位置や不明確）
 活断層のトレース（伏在部）
 推定活断層

短線は緩ずれの低下側を、矢印は横ずれの向きを示す。

「福島第一原子力発電所¹⁾及び東海第二発電所²⁾関連資料」

La ランク
 Lb ランク
 Lc ランク
 Ld ランク

茂宮川地点
 断層路頭位置及び名称

短線は緩ずれの低下側を、矢印は横ずれの向きを示す。

1) 福島第一原子力発電所 原子炉設置変更許可申請書（6号原子炉施設の変更）本文及び添付書類（東京電力株式会社；平成19年4月（平成22年3月一部補正））
 2) 東海第二発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書（日本原子力発電株式会社、平成20年3月）

第2図 活構造・リニアメント図。地質図は、20万分の1日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター、<https://gbank.gsj.jp/seamless/>）。既存文献等の整理において、本地域では(1) 棚倉構造線、(2) 高萩断層、(3) 畑川断層、(4) 双葉断層、(5) 福島盆地西縁断層帯、(6) 井戸沢断層および湯ノ岳断層、の6つの地域において活構造・リニアメントが顕著に認められる。各地の活構造・リニアメントは複数のセグメントに分かれている。活構造・リニアメントが阿武隈花崗岩体を明瞭に切る断層は、(A) 棚倉破碎帯東縁断層、(B) ニッ箭断層の北西方向へ延長したリニアメント、および(C) 高萩断層に交わる関ロー米平断層で認められる。

Fig.2 Active faults and lineaments of study area. Geological map from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) (Geological Survey of Japan, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>). Active faults and lineaments are dominant in six area: (1) Tanakura Tectonic Line, (2) Takahagi area, (3) Hatakawa Fault, (4) Futaba Fault, (5) Western marginal fault zone of Fukushima basin, and (6) Itozawa and Yunodake Faults. The active faults and lineaments are divided in plural segments. The active faults and lineaments that cut the Abukuma granitic ricks are recognized in (A) Eastern marginal fault of Tanakura Tectonic Line, (B) Lineament which extends to the northwest of the Futatsuya Fault, and (C) Sekiguchi-Komehira Fault.

第1表 空中写真判読基準

Table 1 Criteria on aerial photointerpretation.

| 分類 ランク | I 山地・丘陵内 | | II 段丘面・階状地等の平坦面上 | |
|-------------------------|--|--|--|---|
| | I-1 崖・鞍部等 | I-2 尾根・水系の屈曲 | II-1 崖・溝状凹地 | II-2 積み・傾斜面 |
| A (変動地形である可能性が高い) | 新鮮な崖、鞍部等の連続の良い配列からなり、連続区間が長く、両側の地形形態が類似し、一様な高度差が認められ、かつ延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。 | 尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し、かつ、 (1) 屈曲は鮮明であり、河川の規模と屈曲量との相関が認められるもの。 あるいは、 (2) 閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの。 | 崖・溝状凹地等の連続の良い配列からなり、方向が水系の側刻方向と異なり、延長が長く、かつ、 (1) 時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きいもの。 あるいは、 (2) 崖面が山地、丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 あるいは、 (3) 山地、丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続するもの。 | (1) 積み状の形態が鮮明であり、その量が大きいもの。 (2) 平坦面の傾斜角が大きいもの。 上記(1)(2)のうち、量や傾斜角に累積性があり、かつ、延長が長いもの。 |
| B (変動地形である可能性がある) | 崖、鞍部等の連続の良い配列からなり、連続区間が長く、両側の地形形態が類似し、一様な高度差が認められ、かつ、 (1) 地形形態は鮮明であるもの。 あるいは、 (2) 地形形態はやや不鮮明であるが、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。 | 尾根・水系が同方向に屈曲し、屈曲は鮮明であり、かつ、 (1) 連続区間は長い、河川の規模と屈曲量との相関、あるいは、閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれも認められないもの。 あるいは、 (2) 連続区間は短い、河川の規模と屈曲量との相関、あるいは、閉塞丘、風隙等の特異な地形が認められるもの。 | 崖・溝状凹地等の連続の良い配列からなり、延長は短い方向が水系の側刻方向と異なるもの、あるいは、方向が水系の側刻方向であるが延長が長いものうち、 (1) 時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きいもの。 あるいは、 (2) 崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 あるいは、 (3) 山地・丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続するもの。 | 上記(1)(2)のうち、延長は短い、量や傾斜角に累積性があり、段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの、あるいは、累積性は認められないが、延長の長いもの。積み状の形態が鮮明であり、その量が小さいが、延長が長く、傾斜方向が段丘面の傾斜方向とは逆向きのもの。 |
| C (変動地形である可能性が低い) | 崖、鞍部等の配列からなり、 (1) 両側で一様な高度差があるが、地形形態は一部で不鮮明、不連続なもの。 あるいは、 (2) 連続が断続的あるいは地形形態が不鮮明であり、両側の高度差が一様ではないが、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。 | 尾根・水系が同方向に屈曲し、かつ、 (1) 連続区間は長い、屈曲は不鮮明であり、屈曲量も小さく、河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの。 あるいは、 (2) 一部に、河川の規模と屈曲量との相関が認められるが、流域に同方向の蛇行が多く見受けられるもの。 | 崖・溝状凹地等の配列からなり、かつ、 (1) 方向が水系の側刻方向とやや異なり、時代の異なる複数の段丘面に連続するが、延長が短いもの。 あるいは、 (2) 方向が水系の側刻方向であるが、延長が長いもの。 あるいは、 (3) 延長上の山地・丘陵内に断続的あるいは不鮮明な崖、鞍部等が認められるが、延長が短いもの。 | 積み状の形態が鮮明なものうち、上記以外のもの。積み状の形態が不鮮明であり、平坦面の傾斜角も小さいが、延長が長いもの、あるいは延長が短い段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの。 |
| D (変動地形である可能性が非常に低い) | 周辺の山地・丘陵の傾斜とは異なる崖、鞍部等の配列からなるが、連続が断続的か、あるいは地形形態が不鮮明であり、両側の高度差が一様ではないもの。 | 尾根・水系が同方向に屈曲しているが、 (1) 連続区間が短く、屈曲が不鮮明であり、屈曲量が小さいもの。 あるいは、 (2) 屈曲量と連続区間が不調和であるもの。 | 崖・溝状凹地等の配列からなり、かつ、延長上の山地・丘陵内に断続的あるいは不鮮明な崖・鞍部等が認められるが、段丘面・階状地等では、水系の側刻方向で、短く、不鮮明なもの。 | 積み状の形態が不鮮明なもの及び平坦面の傾斜角が小さいものうち、上記以外のもの。積み状の形態、傾斜面のその角度が、段丘崖あるいは砂丘などの堆積面との区別が困難であるものの、比較的連続するもの。 |

第2表 阿武隈地域での判読結果
Table 2 Results of interpretations in the Abukuma region.

| 断層名・地域 | 長さ | ランク | 地形要素、特徴など | 変位基準 | 変位の向き | 推定変位量(最大) |
|--|---------|--------------------|--|---------------------------|---------------------------|--------------------------------------|
| 1. 双葉断層 | 約16km以上 | D | 断続的で直線性に欠ける崖、鞍部など | 尾根高度 | 西上がり | 約20-150m |
| 2. 大坂-芦沢リニアメント | 約4km | D | 断続的で不鮮明な崖など | 尾根高度 | 西上がり | 約50m |
| 3. 鬼太郎山西リニアメント | 約6km以上 | D | 断続的で不鮮明な直線谷、鞍部など | 尾根高度 | 東上がり | 約100m |
| 4. 阿武隈山地鬼ヶ城山東方 | 約5km | D | 断続的で不鮮明な崖、鞍部など | 尾根高度 | 不明 | 不明 |
| 5. 赤井断層 | 約4km | C, D | 急崖からなり、両端で急激に不明瞭となる | 尾根高度 沢底 | 北上がり | 約200m 約50m |
| 6. ニツ箭断層 | 約8km | D | 断続的な崖、鞍部など | 尾根高度 | 北上がり | 約200m |
| 7. ニツ箭断層南方 | 約6km | 西部:D 東部:C | 西部:不鮮明な斜面 東部:断続的な崖 | 西部:尾根高度 東部:段丘面 尾根高度 | 南上がり | 西部:約10m 東部:約250m 約30m |
| 8. 湯ノ岳断層 | 約13km | C, D | 直線状の急崖、鞍部など | 尾根高度 | 北上がり | 約250m |
| 9. 井戸沢断層 | 約15km | 北部:D 主部:B, C | 北部:断続的な崖など 主部:河川の屈曲、直線状の崖、鞍部など | 北部:尾根高度 主部:河川 谷底 | 北部:西上がり 主部:左ずれ 東上がり | 北部:約100m 主部:約250m 約50-100m |
| 10. 塩ノ平断層北方 | 約3km | D | 連続が短く、不鮮明な屈曲と鞍部など | 沢・尾根 尾根高度 | 左ずれ 西上がり | 約20-30m 約10m |
| 11. 塩ノ平断層 | 約8km | 北部:Cランク 南部:Dランク | 北部:裁頭谷状の谷と直線的な崖など 南部:断続的な崖など | 尾根高度 | 東上がり | 約10-20m 約30-100m |
| 12. 塩ノ平断層東方 | 約7km | Dランク | 不鮮明な急斜面、傾斜変換部など | 尾根高度 | 北端部:東上がり 主部:西上がり | 約10m 約50-100m |
| 13. 井戸沢断層南方 | 約7km | 北部:Dランク 南部:Cランク | 不鮮明な崖など 崖、河川の屈曲 | 北部:尾根高度 南部:尾根・谷底 河川 | 北部:東上がり 南部:東上がり 左ずれ | 北部:約10-20m 南部:約10-50m 約50-100m |
| 14. 川部町付近 | 約3km | Dランク | 不鮮明な崖など | 尾根高度 | 西上がり | 約30m |
| 15. 関口-米平リニアメント | 約6km | 北東部:D 南西部:C | 直線状の谷に三角状の急崖、鞍部。 河川に約500-700mの左屈曲が認められるが、北東端部では急激に消滅する。 | 河川 | 左ずれ | 約500-700m |
| 16. 関口-黒磯リニアメント | 約15km | D | 断続的で不鮮明な三角状の急斜面など。 | 尾根高度 | 西上がり | 約50-100m |
| 17. 塙町中里付近 | 約4km | D | 直線谷、鞍部などからなるが、端部で尾根の高度差が急減する。 | 尾根高度 | 北東上がり | 約50m |
| 18. 矢祭町馬渡戸付近 | 約4km | D | 不鮮明な鞍部など | 尾根高度 | 一部で北西上がり 他は不明 | 約30-50m |
| 19. 常陸太田市小中付近 | 約4km | D | 断続的で不鮮明な三角状の急崖、直線状の谷など。 | 尾根高度 | 東部で北上がり 他は不明 | 約50m |
| 20. 多賀山地磐破山付近 | 約4km | D | 断続的で不鮮明な鞍部、直線状の谷など | 尾根高度 | 北西部で北東上がり 他は不明 | 約30-100m |
| 21. 日立市宮田町付近 | 約1km | D | 断続的で不鮮明な鞍部など。関口-黒磯リニアメントの南端からは約5km離れており、変位の向きが逆である。 | 尾根高度 | 東上がり | 約10-30m |
| 22. 常陸太田市長谷町付近 | 約3km | D | 断続的で不鮮明な急斜面、鞍部など。 | 尾根高度 | 東上がり | 約80-150m |
| 23. 塙町上洪井付近 | 約5km | C, D | 不鮮明な三角状の急崖など | 尾根高度 | 東上がり | 約50-100m |
| 24. 棚倉破砕帯東縁断層 塙町押立付近 | 約8km | C, D | 三角状の急崖、直線谷など(多くは断続的) | 尾根高度 | 一部で東上がり 他は不明 | 約30-50m |
| 25. 棚倉破砕帯東縁断層 塙町板庭付近-入宝坂付近 | 約9km | 北部:C 中央・南部:D | 北部:急崖、急斜面 中央・南部:断続的で不鮮明な三角状の急斜面、鞍部など | 尾根高度 | 西上がり | 約10-50m |
| 26. 棚倉破砕帯東縁断層 塙町入宝坂付近- 常陸太田市折橋付近 | 約20km | 北部:C 南部:D | 北部:三角状の急崖など 南部:断続的で不鮮明な三角状の急斜面、鞍部など | 尾根高度 | 東上がり | 約70-100m 南部:100m以上 |
| 27. 矢祭町高野付近 | 約2km | D | 断続的な直線谷、鞍部など | 尾根高度 | 西上がり | 約10-50m |

た福島県浜通りの地震で断層活動が確認されている湯ノ岳断層と塩ノ平断層沿いの断層破碎帯露頭の中から選定した。更に、地質状況や分析に必要な十分な量の断層ガウジの採取可否、重機の搬入の可否等を比較検討した。その結果、湯ノ岳断層の折松地点において重機によるトレンチ掘削を行った。湯ノ岳断層折松地点を調査地として選定した後に、断層破碎帯調査を実施し、合計8露頭から断層岩試料を採取した。断層岩試料採取の際には、断層面において条線観察を実施した。その際、あわせて断層周辺の母岩試料も採取した。

4. 4 トレンチ掘削調査

湯ノ岳断層のトレンチ掘削調査詳細は、本報告書の宮下(2014)を参照のこと。

4. 5 オールコアボーリング掘削

3.1 および3.2の結果に基づき、ボーリング調査は、既往文献でM1面、L1面、M2面とされている地点において行った。第3図～第5図にボーリング地点位置図、第6図にボーリング地点周辺の地形図、第7図にボーリング簡易柱状図を示す。調査地は高萩市西部の山地部および丘陵部に位置する。基盤岩は主に阿武隈花崗岩類からなり、その上位には既往文献でM1～L3面に対比されている段丘堆積物が分布している。和野地区ではM1面とL1面の段丘を対象として3孔(M1-1孔、M1-2孔、L1-1孔)のボーリング掘削を行った。また、関口地区ではM2面の段丘を対象として1孔(M2-1孔)のボーリング掘削を行った。今後は、コアを用いた各ボーリング地点の柱状図の作成、地層の対比、各種地形解析用の試料採取等を行うことを予定している。

以下に第7図に示す各ボーリングの地質状況の詳細について記す。

(1) M1-1

地表面(標高118.45m)より8.00m掘削を行った。GL. 0.00～-0.67mは表土であり主に腐植土からなる。GL. -0.67～-5.13mは風化火山灰層であり、下位より砂混りシルト、軽石、シルト混り砂、砂混りシルトからなる。GL. -5.13～-6.67mは段丘堆積層であり砂礫からなる。

(2) M1-2

地表面(標高118.51m)より8.00m掘削を行った。GL. 0.00～-0.75mは表土であり主に腐植土からなる、GL. -0.75～-5.00mは風化火山灰層であり下位より砂混りシルト、軽石、シルト混り砂、砂混りシルトからなる。GL. -5.00～-6.72mは段丘堆積層であり主に砂礫からなる。GL. -6.72～-8.00mは基盤岩であり主に花崗閃緑岩からなる。

(3) L1-1

地表面(標高75.66m)より15.00m掘削を行った。GL.

0.00～-0.66mは表土であり主に腐植土からなる。GL. -0.66～-1.00mは風化火山灰層であり主に砂混りシルトからなる。GL. -1.00～-12.23mは段丘堆積層であり下位より砂混りシルト、軽石、シルト混り砂、砂混りシルトからなる。GL. -12.23～-15.00mは基盤岩であり主に花崗閃緑岩からなる。

(4) M2-1

地表面(標高127.15m)より14.00m掘削を行った。GL. 0.00～-0.46mは表土であり主に腐植土からなる。GL. -0.46～-5.57mは風化火山灰層であり主に砂混りシルトからなる。GL. -5.57～-11.14mは段丘堆積層であり下位より砂礫、腐植混り砂、砂・シルト互層、シルト混り砂、軽石、シルト混り砂からなる。GL. -11.14～-14.00mは基盤岩であり主に花崗閃緑岩からなる。

5. おわりに

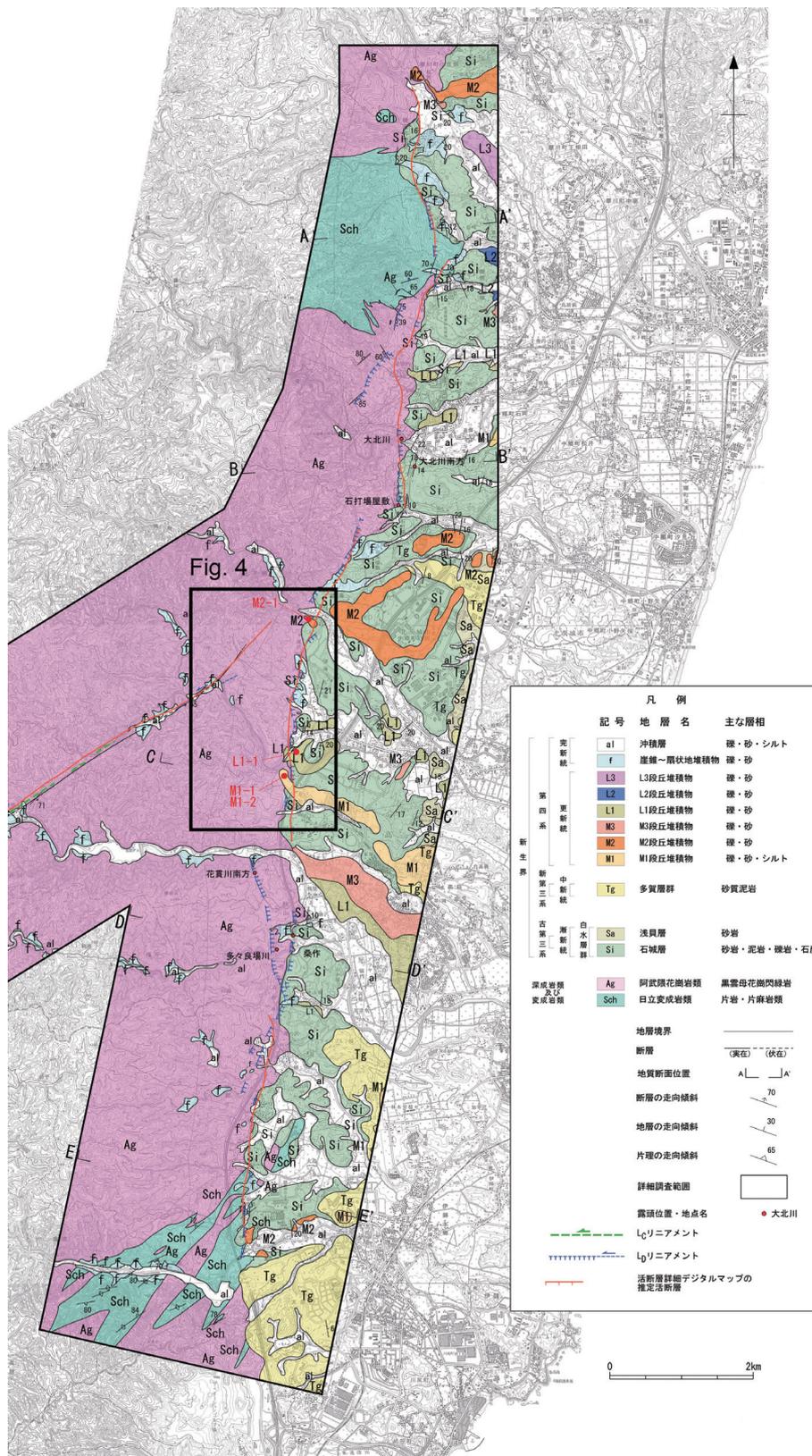
(1) 阿武隈山地全域～茨城県北部及び沿岸海域のうち第1図に示す範囲について、原子炉設置許可申請書、主な公刊文献等の既存資料を用いて活断層、リニアメント、断層破碎帯等の分布及び性状に関するデータを整理し、総括を行った。結果は、地図上に表示するとともに、データ集として取りまとめた。

(2) 20万分の1地質画幅「白河」及び「水戸」のうち、第1図に示す主として花崗岩が分布する地域について、活構造及びリニアメント判読を主として空中写真を用いて行った。判読成果は、判読した地形要素とその性状メモを、縮尺2.5万分の1地形図及び地形陰影図上に取りまとめた。

(3) 上記作業で抽出された活断層及びリニアメントのうち、湯ノ岳断層、塩ノ平断層および、関口～米平リニアメントについて、断層破碎帯の現地調査を行い、これらの中で、トレンチ掘削候補地点を選定した。

(4) トレンチ掘削は2011年福島県浜通りの地震で出現した地表地震断層である湯ノ岳断層の折松地点で行った。これらの地点で断層破碎部の詳細観察と分析用試料の採取を行った。

(5) ボーリング調査は宇宙線生成核種年代測定用の試料を得るため、形成年代の異なるM1面、M2面、L1面上で行った。

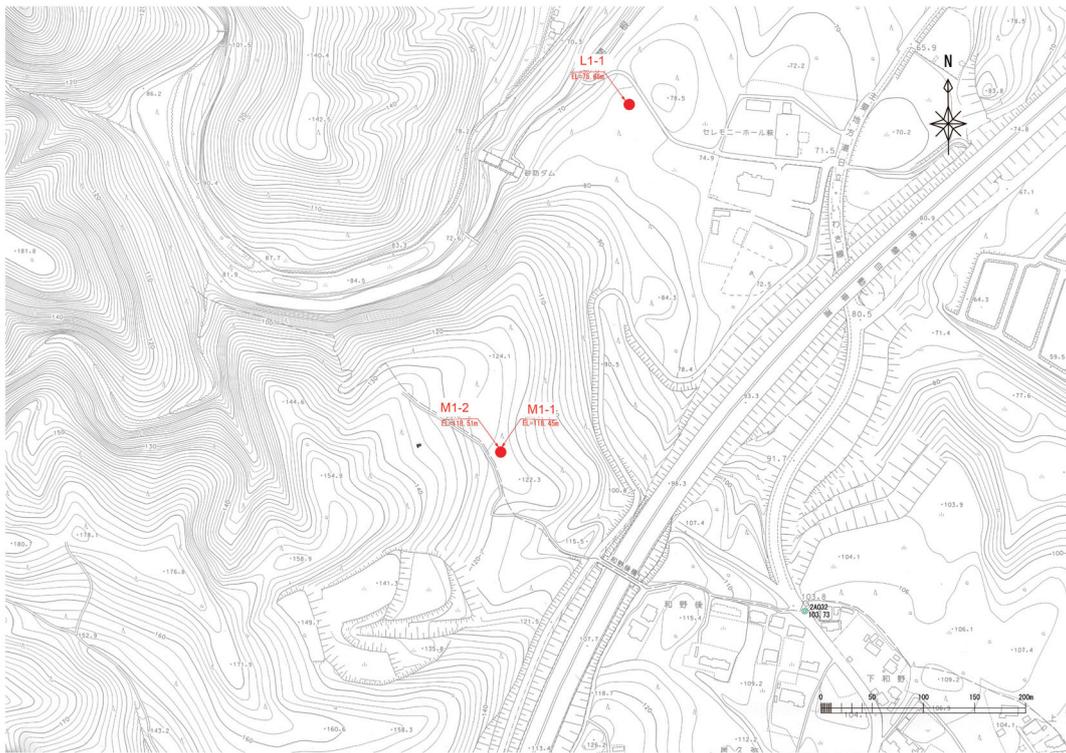


第3図 ボーリング掘削地点周辺の地質図

Fig.3 Geological map around locations of the borehole core sampling.



第4図 ボーリング測量地点位置図
Fig.4 Location of the borehole core sampling.



第5図 ボーリング掘削地点 (和野地区詳細図)

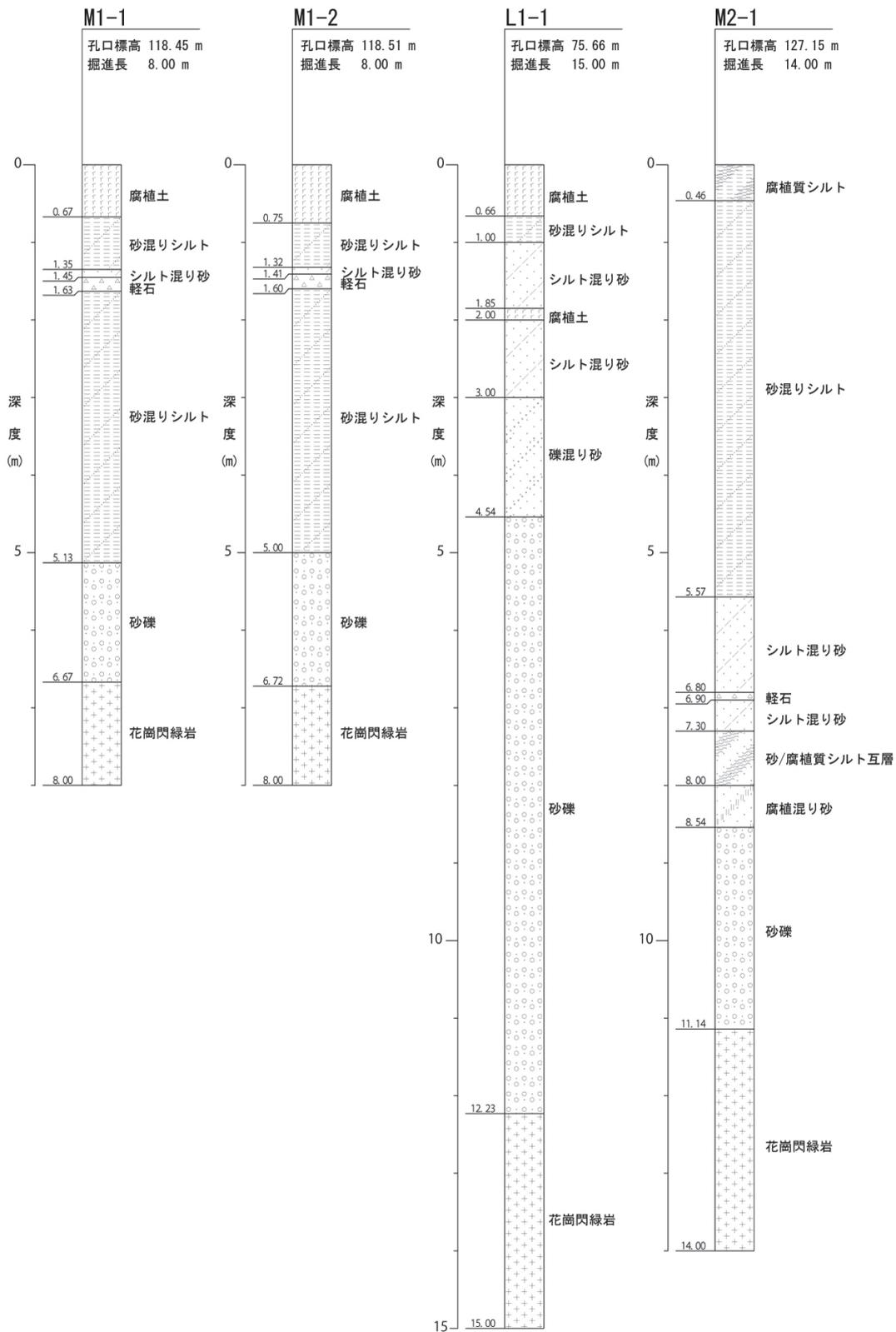
Fig.5 Location (Wano area) of the borehole core sampling.



第6図 ボーリング掘削地点 (関口地区詳細図)

Fig.6 Location (Sekiguti area) of the borehole core sampling.

前弧域に形成される低活動性断層の時間・空間分布把握



第7図 ボーリング簡易柱状図

Fig.7 Geologic columnar sections of the borehole core samplings.

文献

- Imanishi, K., Ando, R., and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09306. doi:10.1029/2012GL051491
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2011) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について. http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/ (2014年10月8日確認)
- Kato, A., Sakai, S., Obara, K. (2011) A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth and Planets Space*, **63**, 745-748.
- 加藤碩一・栗田泰夫・下川浩一 (1984) 50万分の1活断層図「新潟」. 地質調査所.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層. 東京大学出版会.
- 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・大野哲二・駒澤正夫 (2007) 20万分の1地質図幅「白河」. 産総研地質調査総合センター.
- 丸山 正・斎藤英二・吾妻 崇・谷口 薫・吉見雅行・林田拓己 (2011) 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告. <https://unit.aist.go.jp/act/fault-eq/Tohoku/report/idosawa/index.html> (2014年10月8日確認)
- 宮下由香里・宮脇昌弘 (2014) 福島県湯ノ岳断層のトレンチ調査. 地質分野研究企画室編, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 137-146.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 日本原子力発電株式会社 (2008) 東海第二発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 中間報告書 (平成20年3月).
- 日本原子力発電株式会社 (2009a) 東海第二発電所 敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造 (コメント回答) 平成21年10月15日. 原子力安全・保安院耐震・構造設計小委員会地震・津波、地質・地盤合同ワーキンググループ (第29回) Aサブグループ会合—配付資料, 合同A29-2-1.
- 日本原子力発電株式会社 (2009b) 東海第二発電所 敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造 (陸域) 平成21年11月24日. 原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会 第21回ワーキング・グループ1, WG1 第21-1号.
- 日本原子力発電株式会社 (2010) 日本原子力発電株式会社 東海第二発電所 敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造 (陸域) (コメント回答) 平成22年5月28日. 原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会 第32回ワーキング・グループ1, WG1 第32-2号.
- Otsubo M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M. and Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. *Tectonophysics*, **608**, 970-979.
- 東京電力株式会社 (2010) 福島第一原子力発電所 原子炉設置変更許可申請書 (6号原子炉施設の変更) 本文及び添付書類 (平成19年4月 (平成22年3月一部補正)).
- 東京電力株式会社 (2011a) 「平成23年東北地方太平洋沖地震を踏まえた新耐震指針に照らした既設発電用原子炉等の耐震安全性の評価結果の報告に係る原子力安全・保安院における検討に際しての意見の追加への対応について (追加指示)」に基づく報告書 (平成23年8月30日).
- 東京電力株式会社 (2011b) 湯ノ岳断層に関する追加調査結果の報告 (平成23年12月27日).
- 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男 (2001) 20万分の1地質図幅「水戸」. 産総研地質調査総合センター.

関東平野に伏在する活断層を対象とした反射法地震探査 Seismic reflection survey for blind faults beneath the Kanto plain, Japan

堀川晴央^{1*}・山口和雄²・横倉隆伸²・伊藤 忍²・阿部信太郎¹
Haruo Horikawa^{1*}, Kazuo Yamaguchi², Takanobu Yokokura²,
Shinobu Ito², and Shintaro Abe¹

Abstract: We conducted P-wave seismic reflection profilings to investigate shallow (< 1 km) structure across/near the Kanto-heiya-hokuseien fault zone (KHH-FZ). The fault zone is NW-SE trending and along the northwestern margin of the Kanto plain, and located to the north of the Tokyo Metropolitan area. The seismic profiling in this study consists of five survey lines. One survey line (Line 1) is set to reveal the location of the Fukaya fault, a part of the KHH-FZ. Other three survey lines (Lines 2 to 4) are designed in order to investigate the southeastern end of the KHH-FZ. The other one (Line 5) crosses the Omiya upland, which is believed to be the crest of an antiform associated with the Ayasagawa fault, to obtain a key to infer the shape of a deeper part of the Ayasagawa fault. As for the Line 1, we found a folding structure: the lower part shows a synform while the upper part shows monocline. The strata that constitute the monocline become thin toward a structural high. As for the Line 2, which is located near the southeastern end of the KHH-FZ, we found a half-graben, which was probably formed under local extensional-stress. The Line 3 is located to further southeast than the Line 2, and we interpret that any fault-related structure is not recognizable on this section. The Line 4 reveals a monocline located near the offset on the base of the upper Kioroshi Formation (upper Pleistocene). The Line 5 successfully imaged monoclines at both sides of the Omiya upland.

Keywords: Kanto-heiya-hokuseien fault zone, Fukaya fault, Ayasegawa fault, seismic reflection survey

1. 調査目的

内陸直下型地震の震源である活断層として、関東平野域で知られている断層帯の一つが関東平野北西縁断層帯である。この断層帯は、榛名山南麓にあたる群馬県旧榛名町（現在は高崎市）付近から埼玉県伊奈町にかけての 80 km 超にわたって北西—南東方向に延びていると考えられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）は、距離減衰式を用いた評価手法（簡便法）と関東平野下の 3 次元地下構造を考慮して地震波を計算する手法（詳細法）の両方でこの断層帯全体が一度に活動した場合の強震動分布を見積もっている。簡便法による評価結果では、東京都東部から群馬県南部に及ぶ広域にわたって震度 6 弱のかなり強い揺れが予測されており、この断層帯の活動による社会的な影響の大きさを見て取れる。

このように、本断層帯は社会的な影響が大きいという点で重要であることから、これまでも様々な調査・研究がなされてきた。それらの調査・研究により明らかとなった課題のうち、本調査では、本断層帯内のセグメント境界付近の構造と、本断層帯の南東側への延伸の可能性という 2 つの課題解決のほか、断層の深部形状の推定に資することを目的として、P 波反射法地震探査を実施

した。

2. 調査地域の詳細

本調査で対象とする関東平野北西縁断層帯は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）により評価されている。その結果によると、同断層帯は、群馬県旧榛名町付近から安中市東部、高崎市、藤岡市、埼玉県本庄市、深谷市、熊谷市、鴻巣市、北本市、桶川市などを経て伊奈町へと北西—南東に連なって長さ約 82 km にわたって分布するとされ、この全区間が同時に活動した場合、マグニチュード 8 に達する地震が想定されている。

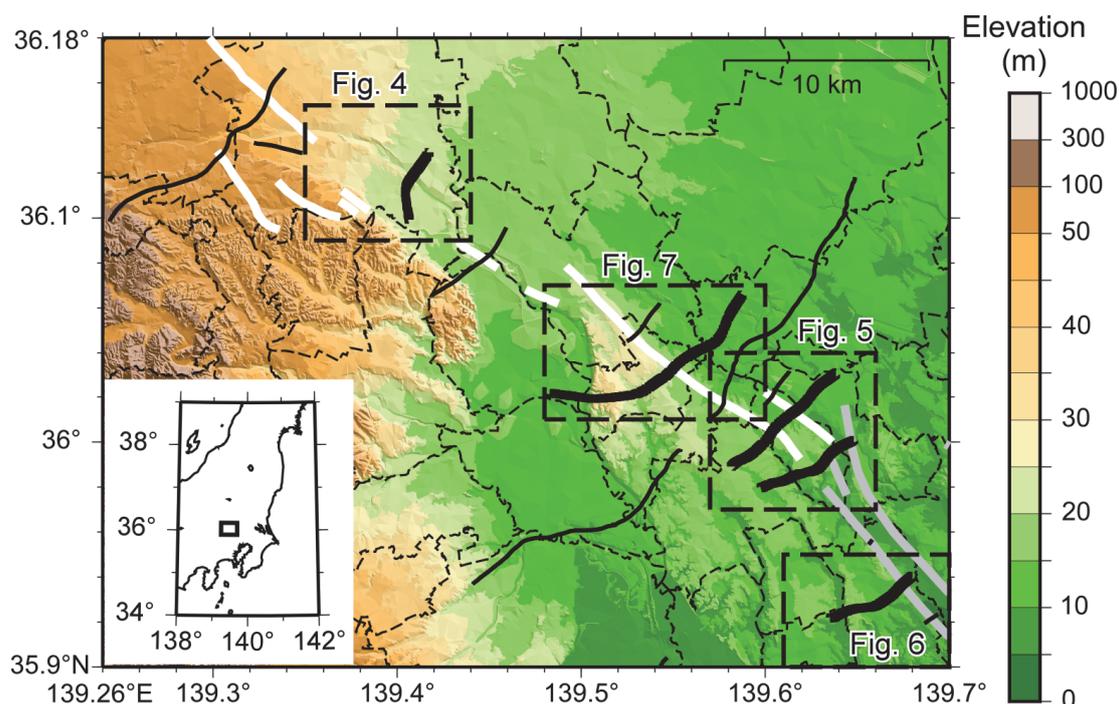
本断層帯の内部にあたる熊谷市東部の荒川流域では、断層は認定されていない。これは、断層活動に伴う変動地形が河川の浸食により消されてしまった可能性が考えられる。また、この地域は、地表で確認されている深谷断層と綾瀬川断層との間にあたるが、これら 2 つの断層の位置関係は不明である。

第 1 図で本断層帯の最南東部を構成する 2 条の平行な断層の西側の断層からさらに西方約 1 km の標高-10 m 付近には、木下（きおろし）層上部（上部更新統）の基底に落差があることが中澤・遠藤（2002）によって指摘されている（第 5 図）。この落差は北西—南東走向で南西側隆起であり、綾瀬川断層で考えられている走向や

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))
2. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)



第1図 調査地域の概要図。関東平野北西縁断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）を白色で、元荒川断層帯南部（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2000）を灰色で示す。地質調査総合センター（旧地質調査所を含む）で実施した反射法地震探査の測線を細い黒線で、本研究で実施した反射法地震探査の測線を太い黒線で示す。第4図から第7図で示す範囲を破線の四角形で示す。

Fig.1 Map showing the location of the Kanto-heiya-hokuseien fault zone (white lines), the southern part of the Moto-Arakawa fault zone (gray lines; Earthquake Research Committee, The Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2000) and seismic survey lines conducted by Geological Survey of Japan (thin black lines) and this study (bold black lines; Earthquake Research Committee, The Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2005). The rectangles with broken lines stand for the ranges of Figures 4-7.

隆起センスと一致している。彼らは、この落差が綾瀬川断層である可能性を指摘するとともに、この落差の南東端が急激に不鮮明になることを報告している。

綾瀬川断層の南部は、関東平野北西縁断層帯の南東側にあたり、南東に向かってさいたま市見沼区まで延び、当初は活動的であるとされていた（例えば、清水・堀口, 1981）が、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）は、既存の反射法地震探査の結果などを独自に再検討した上で、この区間は活動的ではないと評価した。しかし、渡辺（2007）は、地形学的な検討をもとに、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）が活動的ではないとした綾瀬川断層の南部が活動的である可能性を指摘している。一方、水野ほか（2006）は、埼玉県（1996）のP波反射法地震探査A測線の西端でなされたボーリングと行田市市内でのボーリングおよび東京都北東部でなされたボーリングとの対比から、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）が判断根拠とした反射法地震探査の測線の西側に、何らかの構造がある可能

性を指摘し、考えられる可能性の1つとして綾瀬川断層の南部が測線の西側を通っていることを挙げている。すなわち、綾瀬川断層を対象としたこれまでの調査では、綾瀬川断層が見逃されている可能性があるということである。

ここまでは関東平野北西縁断層帯の地表での分布を専ら議論してきたが、深部、特に地震発生層にあたる深さにおける断層（震源断層）の位置や形状を知ることは、精度の高い強震動予測を行う上で重要である。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）では、関東平野北西縁断層帯の震源断層は、南西に向かって60°で傾斜するとされている。しかし、この角度は地表付近の断層の傾斜角等を参考に仮定したものにはすぎず、深部での形状を定量的に抑えることが課題であった。その後、杉山ほか（2009）は、地表で確認されている深谷断層を横切る反射法地震探査の結果（山口ほか, 1996）などをもとにバランス断面法を適用して深谷断層の深部形状を推定した。その結果によると、南西に傾斜すると仮定



第2図 本調査の発震作業に用いた震源車（パイブロサイス）

Fig.2 A photograph of the vibroseis used as source of seismic reflection survey conducted in this study.



第3図 受振器の設置例

Fig.3 A photograph showing an example of the settlement of receivers used in this study.

したときに断層の傾斜角は 60° - 80° の高角とされている。

綾瀬川断層に関しては, Ishiyama et al. (2013) が反射法地震探査の断面を解釈し, 南西傾斜でテクトニックインバージョンが生じているとしている。しかし, 傾斜角の具体値には言及していない。

3. 調査方法とその目的

本調査で実施した反射法地震探査の測線を第1図に示す。本調査では, 関東平野北西縁断層帯を構成する深谷断層や綾瀬川断層の延長部が伏在している可能性がある埼玉県東部に5測線設定している。これらのうち, 後述する測線1から3は2013年1月から2月にかけて, 測線4と5は2013年10月から12月にかけて, 現地にてデータを取得した。

本調査では, 100 Hz を超える高周波を含んだ地震波を発生させられる震源車（パイブロサイス, 第2図）を用いて, 高分解能のイメージングを目指した探査を実施した。但し, 高周波の地震波は低周波の地震波と比較して減衰が大きいため高分解能なイメージが得られるのは浅いところに限られることを考慮し, 1 km 程度を探査目標深度とした。本探査では, 交通量が多い上に幅の広い道路, 鉄道, 河川を横切って測線を設定しているため, 通常の有線型の受振器を展開するのは困難と判断し, 独立型の受振器を展開した（第3図）。その他, 本調査の主要なスペックは次のとおりである。発震点間隔: 5 m, スイープ周波数: 10-100 Hz, スイープ回数（垂直重合数）: 10, 受振点間隔: 10 m, 地震計固有周波数: 10 Hz, 同時収録チャンネル数: 120, 記録長: 3 s, サンプル間隔: 2 ms. 垂直重合はダイバーシティスタックによる。

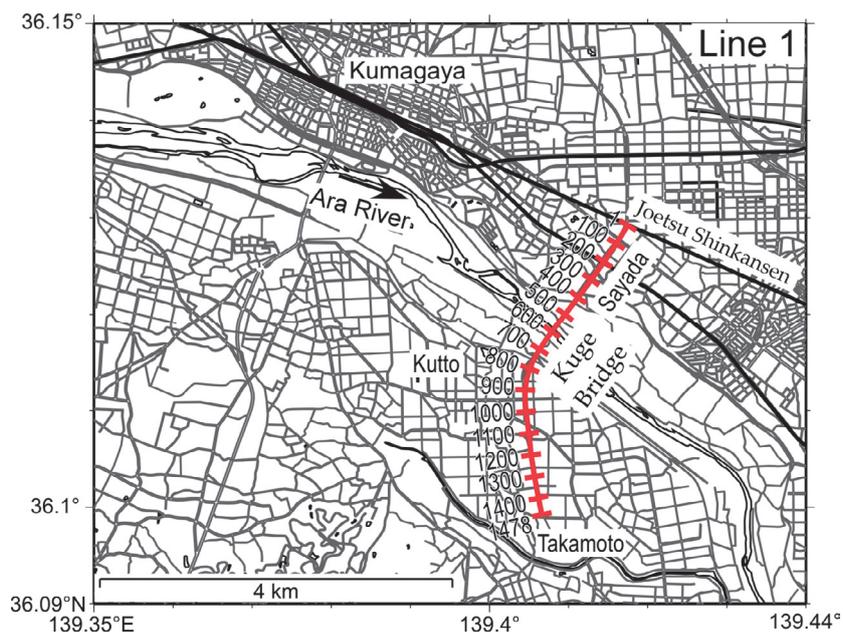
設定した測線の詳細と探査目的を以下に記す。

3. 1 測線1（熊谷東測線）

本測線は熊谷市佐谷田（さやだ）付近を北端として南に延び, 久下（くげ）橋直下で荒川を超え, 熊谷市高本に至るもので, その長さは約4.0 kmである（第4図）。本測線は, 深谷断層の南東延長域にあたり, 前述のとおり, 地表では断層による変動地形は認定されていない。また, 綾瀬川断層の北西側に位置しており, これら2つの断層のセグメント境界付近に位置している可能性がある。そこで, これら2つの断層の位置関係に関する情報を得ることを目的として, 調査を実施した。

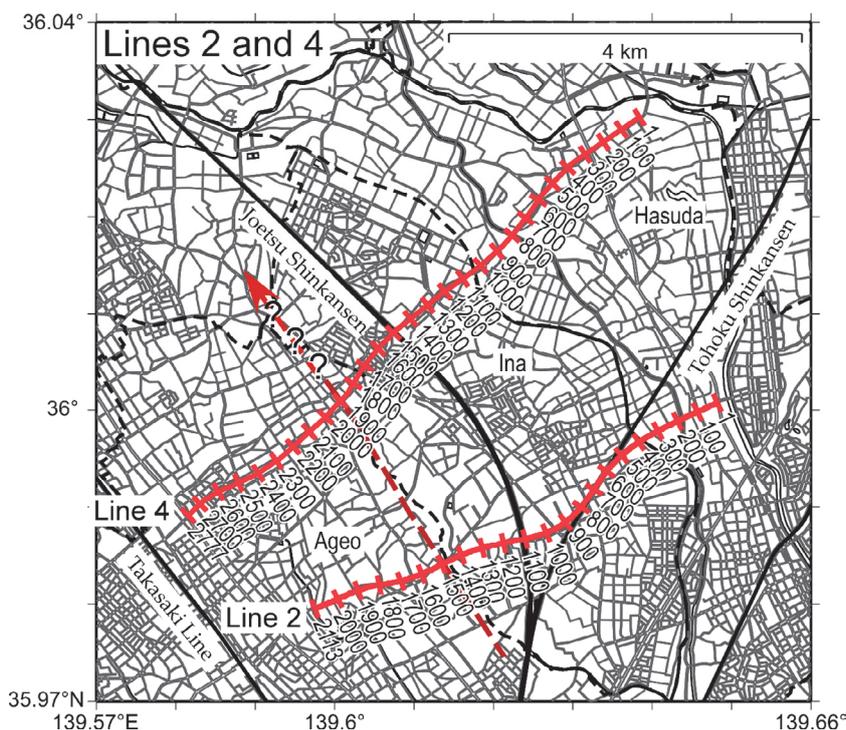
3. 2 測線2（伊奈測線）

本測線は, 蓮田市閨戸（うるいど）から伊奈町を経て上尾市二ツ宮に至る長さ約5.4 kmの測線である（第5図）。本測線は, 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）においては活動的な区間とは認定されていないが, 渡辺（2007）によって綾瀬川断層の活動による撓曲と指摘された地域や, 中澤・遠藤（2002）で地層に落差が認められた地域の南東側を横切っている。断層運動に関連しているとされる, これら地表付近の構造の地下をイメージングすることで, これらの構造が実際に断層運動によるものかを検証することを含め, 綾瀬川断層南東



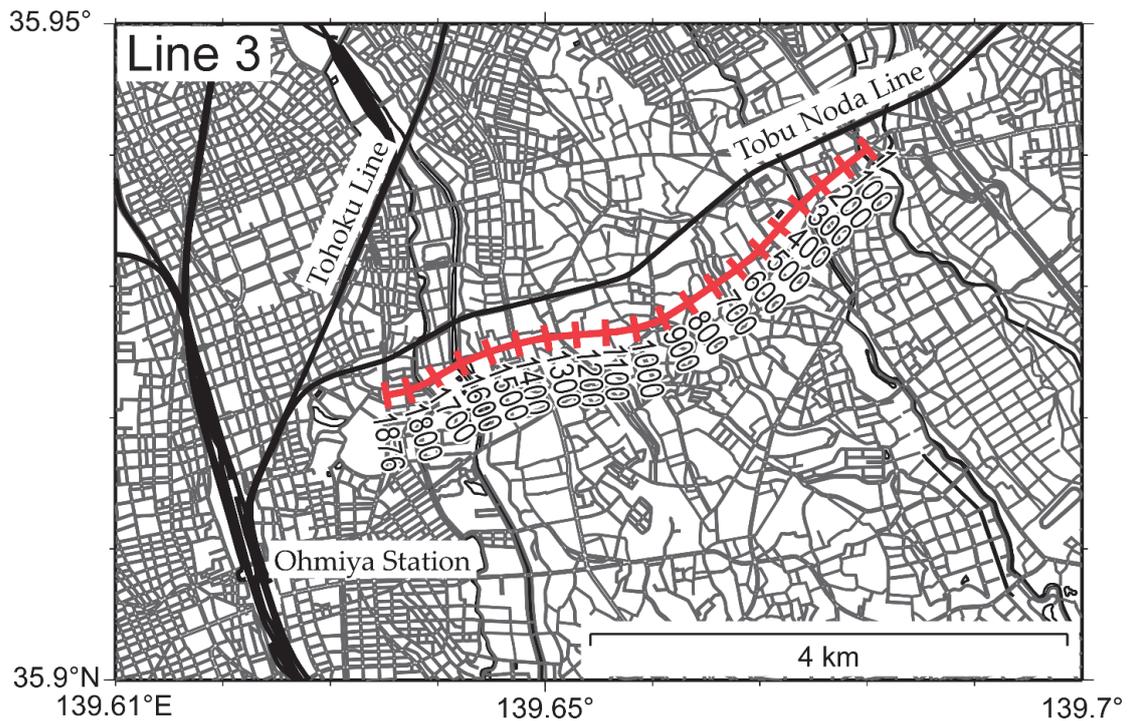
第4図 測線1の詳細位置図. 測線の脇に示した数字はCMP番号を示す.

Fig.4 Map showing the detailed location of the seismic survey line of the Line 1. The numerals attached to the seismic line stand for CMP numbers.



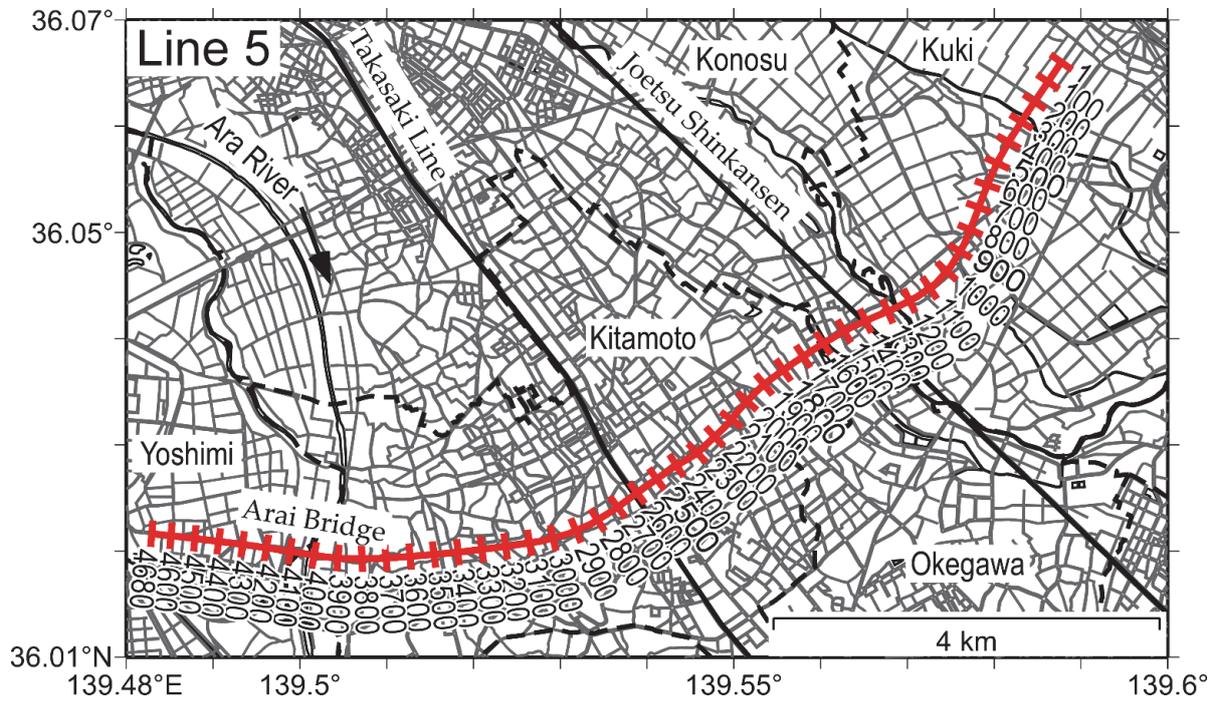
第5図 測線2および測線4の測線位置図. 図中の赤の破線は, 中澤・遠藤(2002)によって指摘された木下層の落差が分布する位置を示す. この落差の北方延長は未調査のために不明であることに注意.

Fig.5 Same as Figure 4 except for the Lines 2 and 4. The red dashed line stand for the location of the offset on the base of the upper Kioroshi Formation (upper Pleistocene) after Nakazawa and Endo (2002). The northern extension of the offset is not investigated.



第6図 測線3の測線位置図

Fig.6 Same as Figure 4 except for the Line 3.



第7図 測線5の測線位置図

Fig.7 Same as Figure 4 except for the Line 5.

延長の存否を検討することを目指している。

3. 3 測線3 (見沼測線)

本測線はさいたま市見沼区宮ヶ谷塔付近を東端として、県道2号線に沿って大宮台地を上り、大和田公園通りを経てさいたま市大宮区寿能(じゅのう)町に至るもので、その測線長は約4.8 kmである(第6図)。既存の測線が大宮台地の東縁付近に限られるのに対して、本測線は台地の中央部にまで測線を展開した。その目的は、大宮台地の中央部をイメージングすることで水野ほか(2006)が指摘した構造の有無を含め、綾瀬川断層の位置を検討することにある。

3. 4 測線4 (蓮田 - 上尾測線)

本測線は測線2の北西に位置し、蓮田市根金から伊奈町寿(ことぶき)を経て上尾市久保に至る長さ約7.5 kmの測線である(第5図)。測線2で見いだされた構造(後述)の連続性を追跡することと、本測線の近隣を通っていると思われる、関東平野の基盤構造のイメージングを目的とした反射法地震探査(KAN-92:笠原, 2001)で認められる綾瀬川断層などの浅部をイメージングすることで、これらの構造の性質を調べることを目的とした。

3. 5 測線5 (久喜 - 北本測線)

本測線は久喜市(旧菖蒲町)新田を北東端として、県道312号線沿いに大宮台地を上り、北本市の中心部付近を抜けて大宮台地を下り、県道33号線に沿って荒川を渡って吉見町へと至るもので、測線長は約12.7 kmである(第7図)。本測線は大宮台地を横切るように設定され、綾瀬川断層に伴う変形を高分解能で捉え、断層関連褶曲の概念(例えば, Shaw et al., 2005)を援用して断層の深部形状を定量的に推定することを目的としている。

4. 解析方法

上述の測線で得たデータを共通中間点重合法(CMP重合法:例えば, 狐崎, 2001)により解析した。解析の流れを第8図に示す。以下に各処理について述べるが、各処理の詳細に関しては, Yilmaz (2001)などを参照されたい。

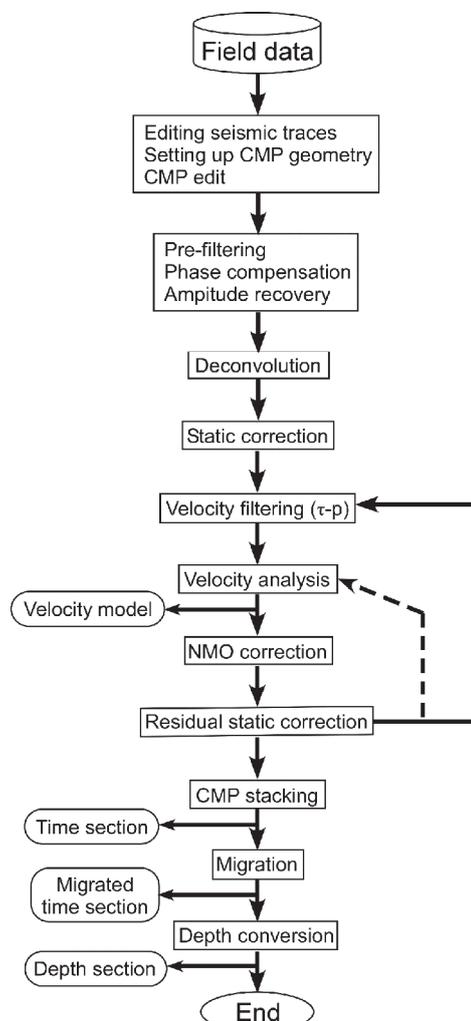
(1) トレース編集, CMP解析測線の設定, CMP編集

本調査で使用した独立型受振器は、設置された場所において連続記録として地動を収録している。そのため、有線によるデータ収録とは異なり、収録された波形データ(トレース)を、ショット=ギャザーに編集することからデータ解析が始まる。この編集時にデータの品質を確認し、ノイズが卓越するトレースを除去した。また、

測量データをもとに発震点と受振点の平面的な中間点を算出し、これをもとにCMP解析測線を設定した。CMP間隔は2.5 mである。そして、CMP番号と発震点番号、受振点番号を対応させる表を作成した。この表を元に、CMP番号に対応させて収録トレースを並べ替え、CMPアンサンブルを作成した。

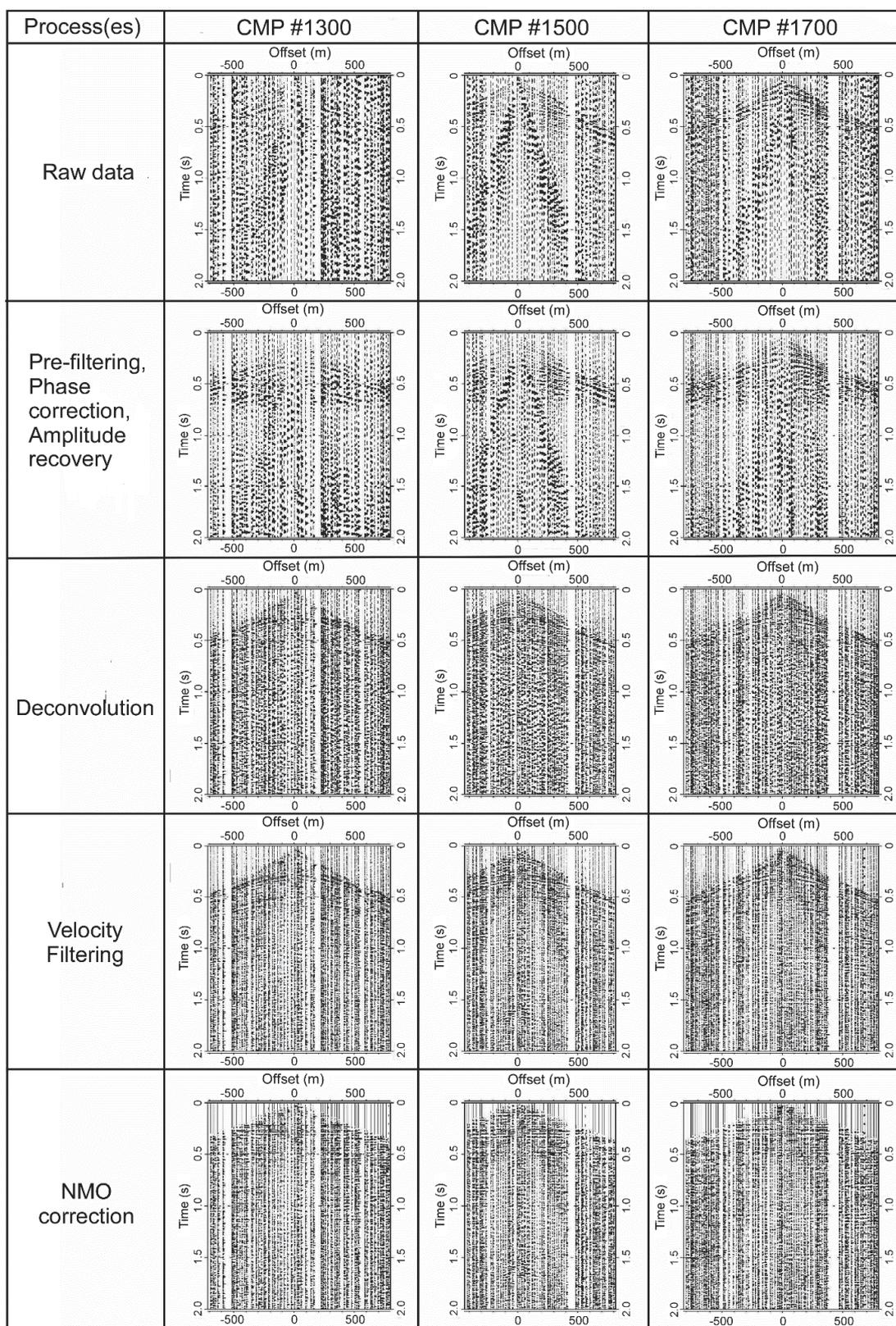
(2) プレフィルタ, 位相補償および振幅回復

スイープ周波数等を考慮して帯域を調整してバンドパスフィルタを適用し、ノイズを低減した。ついで、データ収録装置や地震計の特性による位相のズレを補正するとともに、最小位相に変換するフィルタを設計し適用した。幾何減衰や非弾性減衰による振幅の減少を補うため、オフセット距離と時間の関数として、観測された振幅を記述する経験式を算出し、この逆数を乗じて振幅を補正した。



第8図 解析フローチャート

Fig.8 The flowchart of data processing adopted in this study.



第9図 波形処理の例. データは測線5で取得されたもの.

Fig.9 An example of data processing. The data were acquired in the Line 5.

(3) デコンボリューション

高周波成分の方が時間とともに減衰しやすいことを考慮し、周波数ごとに振幅の減少を補うタイム＝バリエーション＝スペクトラル＝ホワイトニングを実施した上で、デコンボリューションを実施した。設定すべきパラメータは、値を様々に変えて実施したテスト結果をもとに決定した。

(4) 静補正

発震点および受振点の標高の違いを補う標高静補正と、地表付近に分布する低速層の影響を考慮する表層静補正を実施した。表層静補正の量は、目視により読み取った初動の到達時刻をデータとして、屈折法トモグラフィを実施して求めた。

(5) 速度フィルタ

観測記録中の表面波成分を除去するため、表面波の伝播速度と、反射法で対象とする実体波の伝播速度（実際には見かけ速度）が異なることを利用して、見かけ速度と発震からの経過時間からなる 2 次元領域からなる速度フィルタを適用した。

(6) 速度解析

定速度重合法と速度スペクトル法を併用して速度解析を実施した。速度解析の間隔は、標準 250 m あるいは 500 m で、構造変化が大きい箇所では短くした。

(7) NMO 補正

前段の速度解析で求めた重合速度により NMO 補正を実施した。

(8) 残差静補正

CMP 重合の効果をも高めるため、NMO 補正後の波形に対して残差静補正量を算出した。補正量は自動的に算出し、最大許容時間シフトは 5 ms とした。

(9) CMP 重合

残差静補正を施した後、CMP アンサンブル内の波形を重合し、時間断面を作成した。重合数は測線により異なり、100 を超える箇所を有する測線もあるが、最大でも 80 程度の測線もある。

(10) マイグレーション

周波数－波数領域におけるマイグレーション（FK マイグレーション）を行った。重合速度を平滑化したものをマイグレーション速度として用い、マイグレーション処理後には、時間により帯域が異なるバンドパスフィルタを適用し、マイグレーション後時間断面を得た。

(11) 深度変換

重合速度を区間速度に変換した速度モデルを参考にしながら、マイグレーション後時間断面を深度断面に変換した。

生波形から順に NMO 補正までの処理を施した CMP アンサンブルの例を第 9 図に示す。反射波と思われる相が生波形では確認しにくい場合であっても、最終的には同

一地点での反射波を同定でき、NMO 補正後の波形では、反射波が同一時間上に並ぶことがわかる。また、第 9 図を縦に追いかけて処理ごとの波形の変化を見ていくと、速度フィルタが反射波を検出する際に特に有効であることがわかる。

5. 解析結果

以下では、測線 1 から 5 の各断面に関して個別に議論する。

5.1 測線 1（熊谷東測線）の結果

第 10 図に熊谷東測線のマイグレーション後時間断面を示す。得られた断面は、近隣の探査結果（山口ほか、1999）と似ている。すなわち、浅部（往復走時で 0.3 秒以浅）には南側が隆起する撓曲が、そして、その深部には、北側が水平成層で、南側が南に向かって同斜的に浅くなる層からなる屈曲構造が認められる。

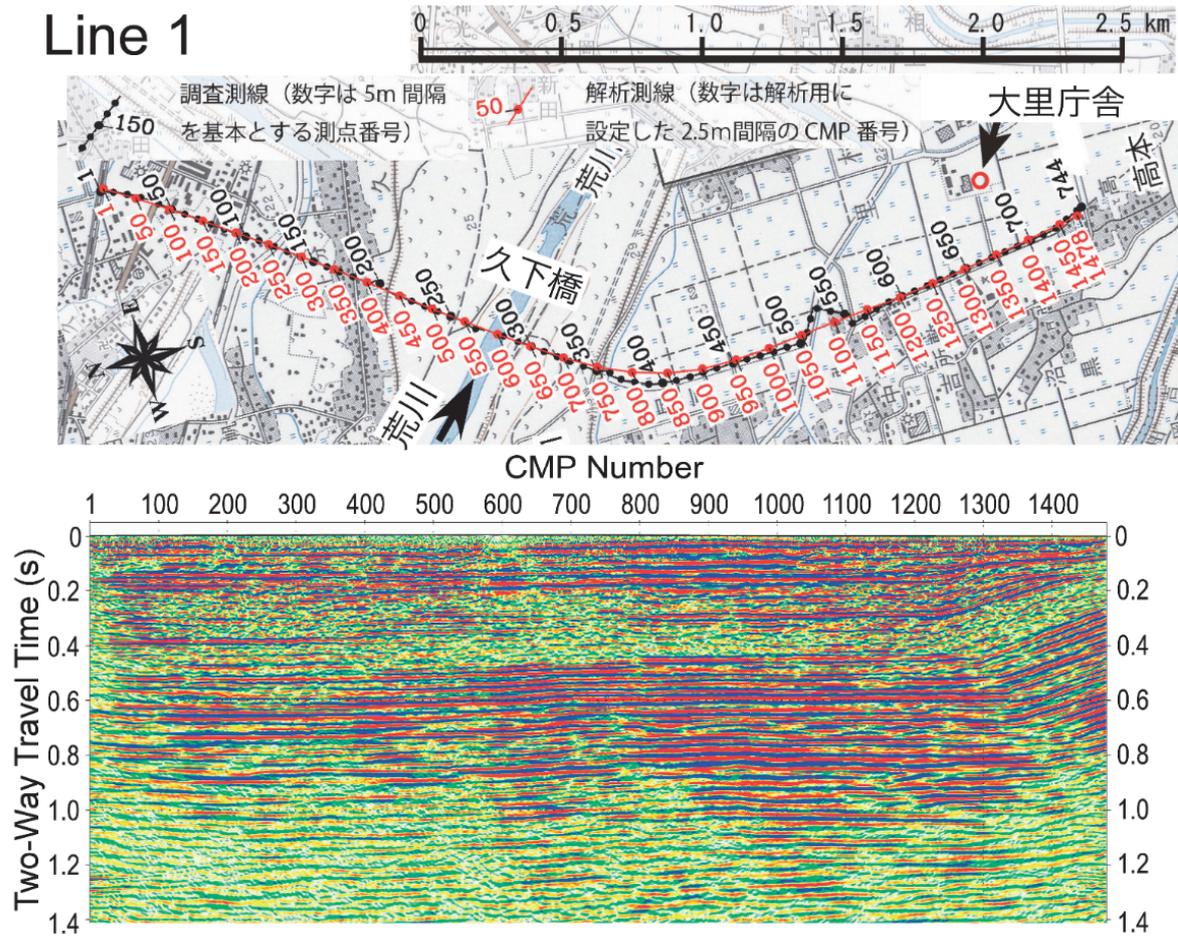
撓曲の上盤側では下盤側に比べて反射面の間隔が狭く、これらの反射面を構成する地層の堆積が変形と同時に進んだと考えられる。また、下部ほど撓曲を挟んだ反射面の落差が大きく、変形の累積も認められる。

詳しく見ると、上述の撓曲よりも北側の荒川流域（CMP 番号 600 付近）に別の撓曲が認められる。この撓曲でも深部ほど落差が大きいが、撓曲を挟んだ上盤側と下盤側において、反射面の間隔に違いは認められず、反射面を構成する地層の形成後に撓曲が発達したと考えられる。この撓曲の浅部の反射面を南側に追跡すると、前述の撓曲を構成する反射面に対応する。これらのことから、荒川流域の撓曲は、南側の撓曲よりも後に発達し出したことが示唆される。

5.2 測線 2（伊奈測線）の結果

第 11 図に伊奈測線のマイグレーション後時間断面を示す。伊奈測線では、CMP 番号 1450 から 1700 にかけて東落ちの撓曲が認められる。撓曲の基部は、中澤・遠藤（2002）が堆積層内に東落ちの落差を見出した付近にあたる。このほか、測線の東側の CMP 番号 200 から 650 にかけては、西側に東傾斜の正断層を伴う陥没構造（半地溝構造）が認められる。この正断層は、深部ほど変位が大きくなる累積性を有しているように見える。

本地域は東西圧縮場が支配的と考えられるにもかかわらず正断層が存在するのは、横ずれ運動を伴う断層の末端にて局所的に伸張場が生じた可能性が考えられる。つまり、綾瀬川断層北部は南東端付近で横ずれ成分を持つと考えられる。実際、本測線で半地溝が見出された地域は、伊奈町西部の綾瀬川断層北部において東西圧縮と整合的な左横ずれが生じたときに伸張場が生じうる。



第10図 測線1 (熊谷東測線) のマイグレーション後時間断面
Fig.10 Migrated time section of the Line 1.

この構造は、この付近が断層端あるいはセグメント境界にあたることを示していると考えられるが、そのいずれであるかは追加の調査が必要である。今後、測線4の結果と組み合わせるなどして、考察を進める。

5.3 測線3 (見沼測線) の結果

第12図に見沼測線のマイグレーション後時間断面を示す。見沼測線では、測線全域にわたって反射面はほとんど水平で、断層に関連する変形は認められない。このことから、綾瀬川断層の南部が本地域に延びてきているとは考えにくく、水野ほか (2006) が指摘する構造は、本測線よりも西側にあると考えられる。

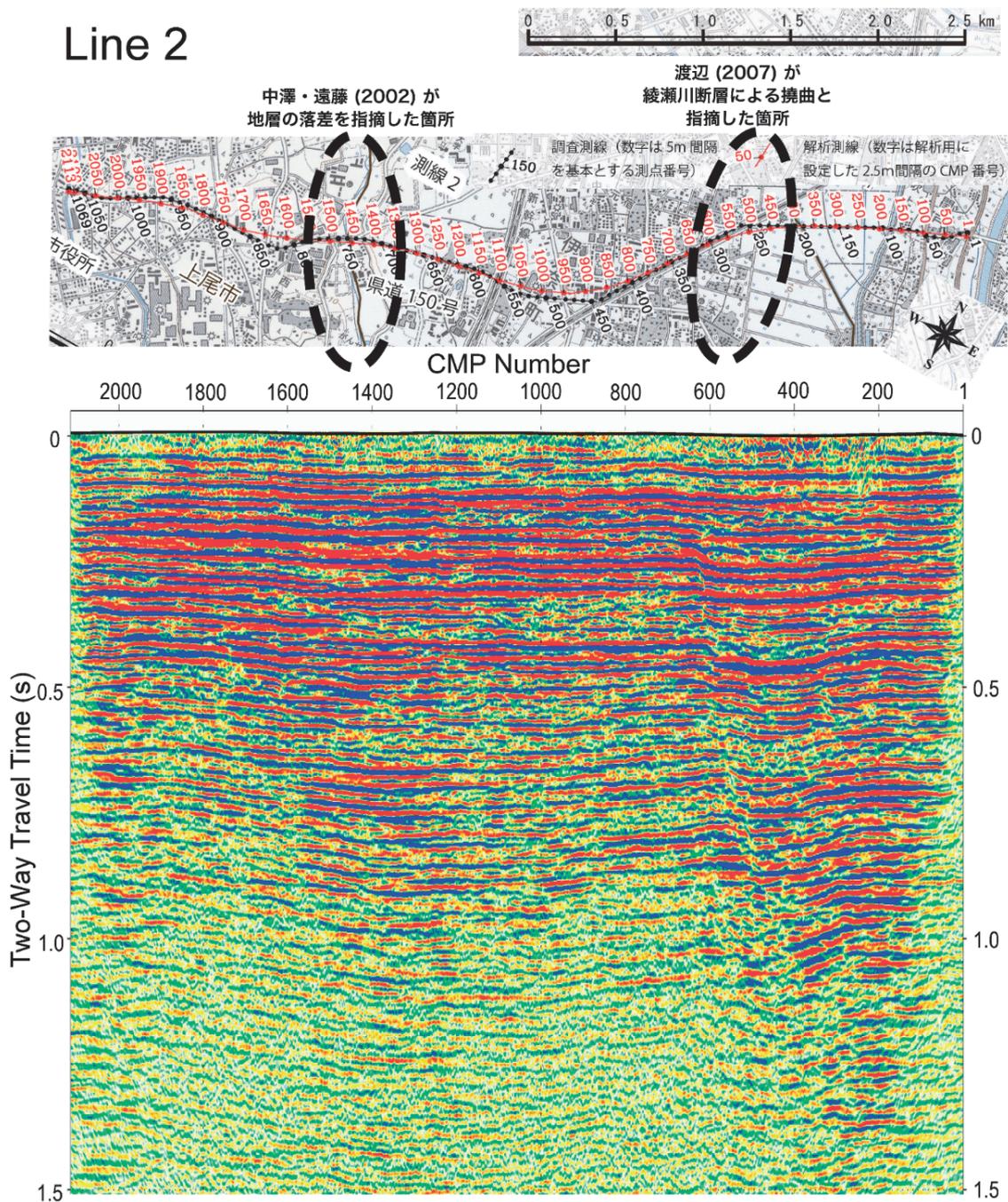
5.4 測線4 (蓮田-上尾測線) の結果

第13図に蓮田-上尾測線のマイグレーション後時間断面を示す。CMP番号500から1400にかけて、背斜構造が認められ、その西側には南西側隆起の撓曲構造が認められる。東側の背斜構造周辺において反射面を追跡す

ると、背斜の頂部 (CMP番号1100付近) を挟んで南西側の方がわずかながら浅くなっている。また、特に0.7秒よりも深いところにおいて、北西側の翼が南西側の翼よりも長い非対称性を帯びているように見える。

地表で綾瀬川断層が分布するとされる箇所の一つは低地と台地の境界で (例えば、渡辺, 2007)、本測線のCMP番号1150付近が該当するが、探査断面の浅部において撓曲構造のような断層運動を示唆する構造は認められない。また、清水・堀口 (1981) をもとに埼玉県 (1996) が作成したストリップマップによると、本測線のCMP番号1650付近に綾瀬川断層が示されているが、今回の調査では対応する構造は認められなかった。一方、中澤・遠藤 (2002) が見出した、南西側隆起の地層の落差の北端近くが本測線のCMP番号1900付近にあたる。この付近のCMP番号1800から1900にかけて、落差が小さい南西側隆起の撓曲が認められる。

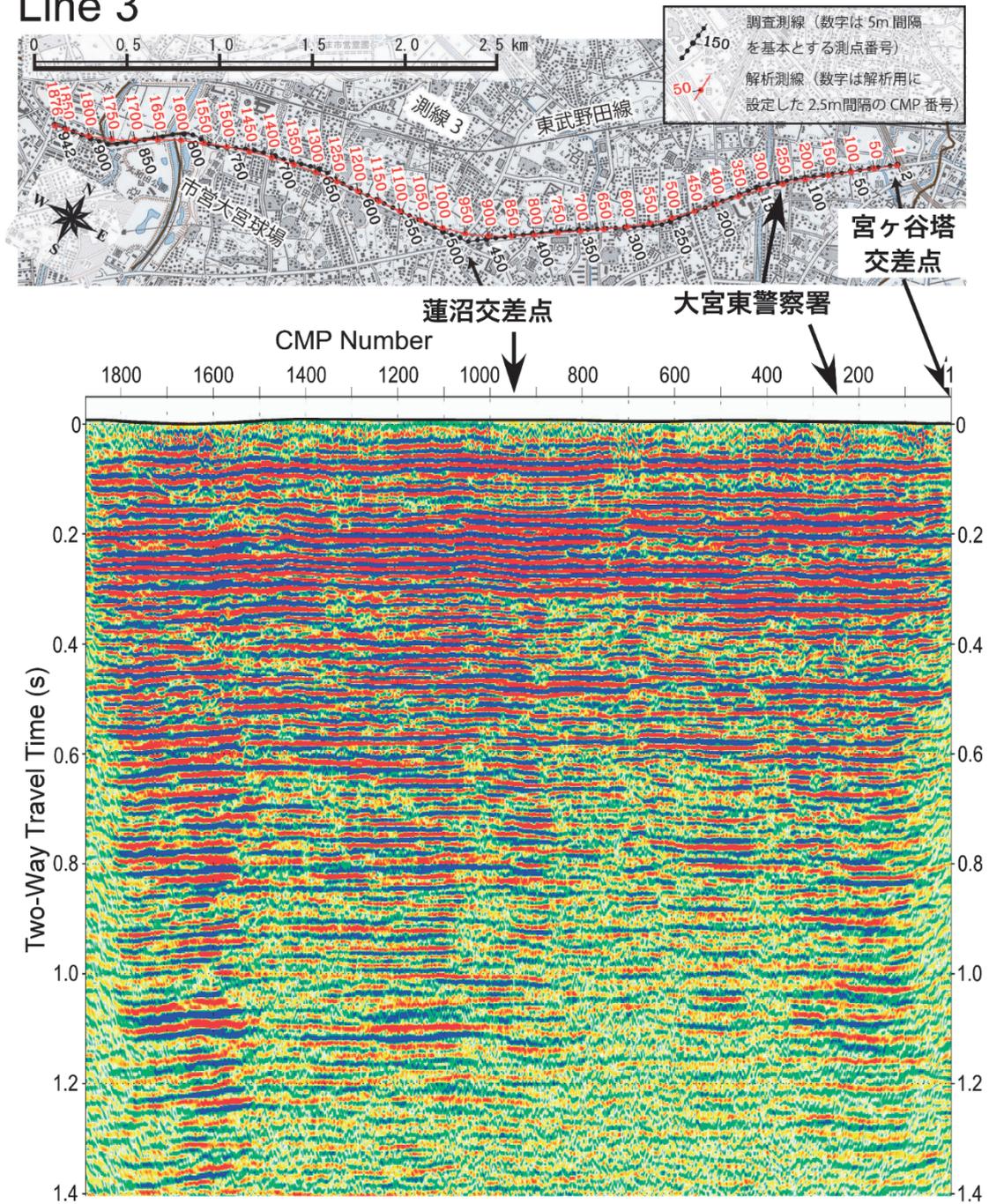
Line 2



第11図 測線2 (伊奈測線) のマイグレーション後時間断面

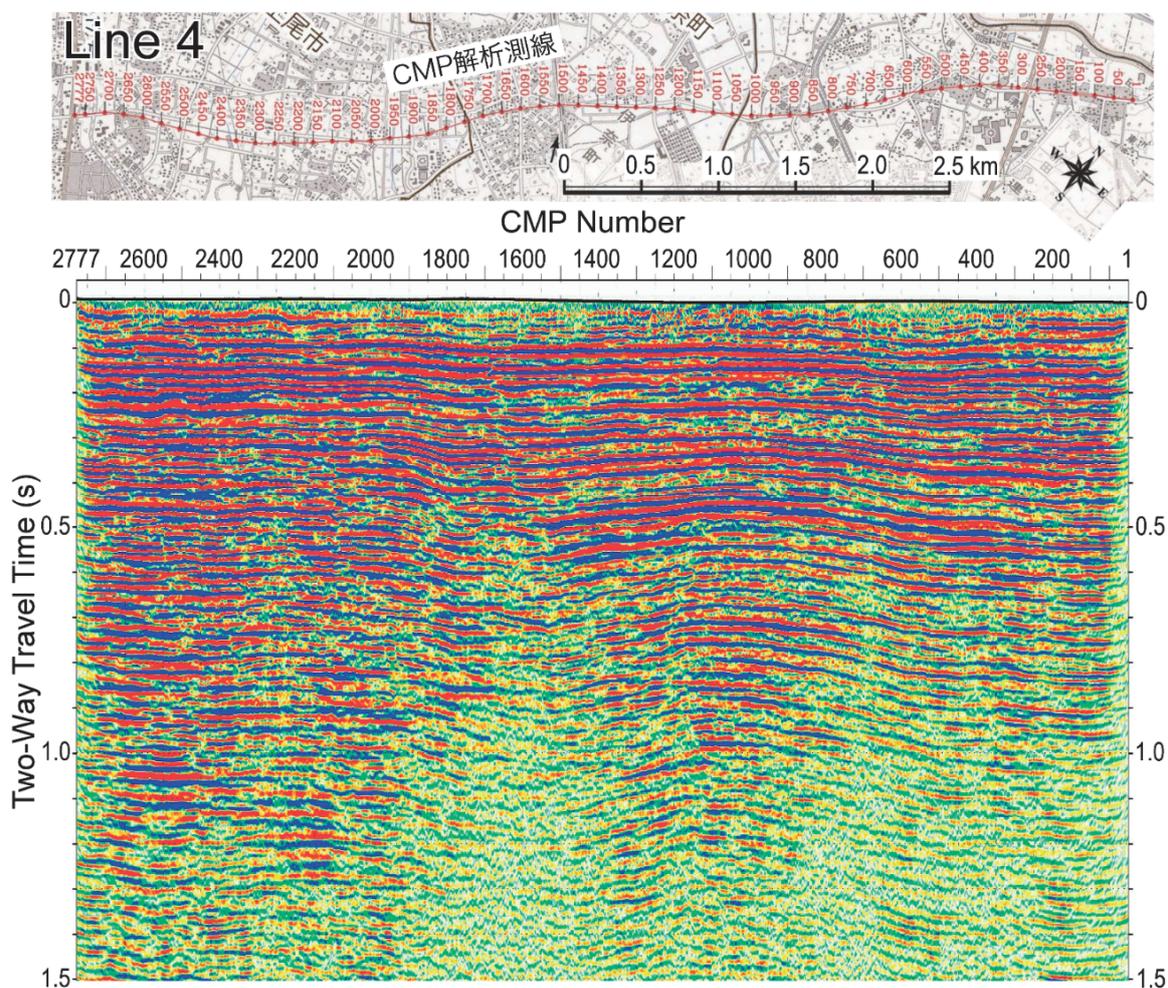
Fig.11 Migrated time section of the Line 2.

Line 3



第12図 測線3 (見沼測線) のマイグレーション後時間断面

Fig.12 Migrated time section of the Line 3.



第13図 測線4 (蓮田-上尾測線) のマイグレーション後時間断面

Fig.13 Migrated time section of the Line 4.

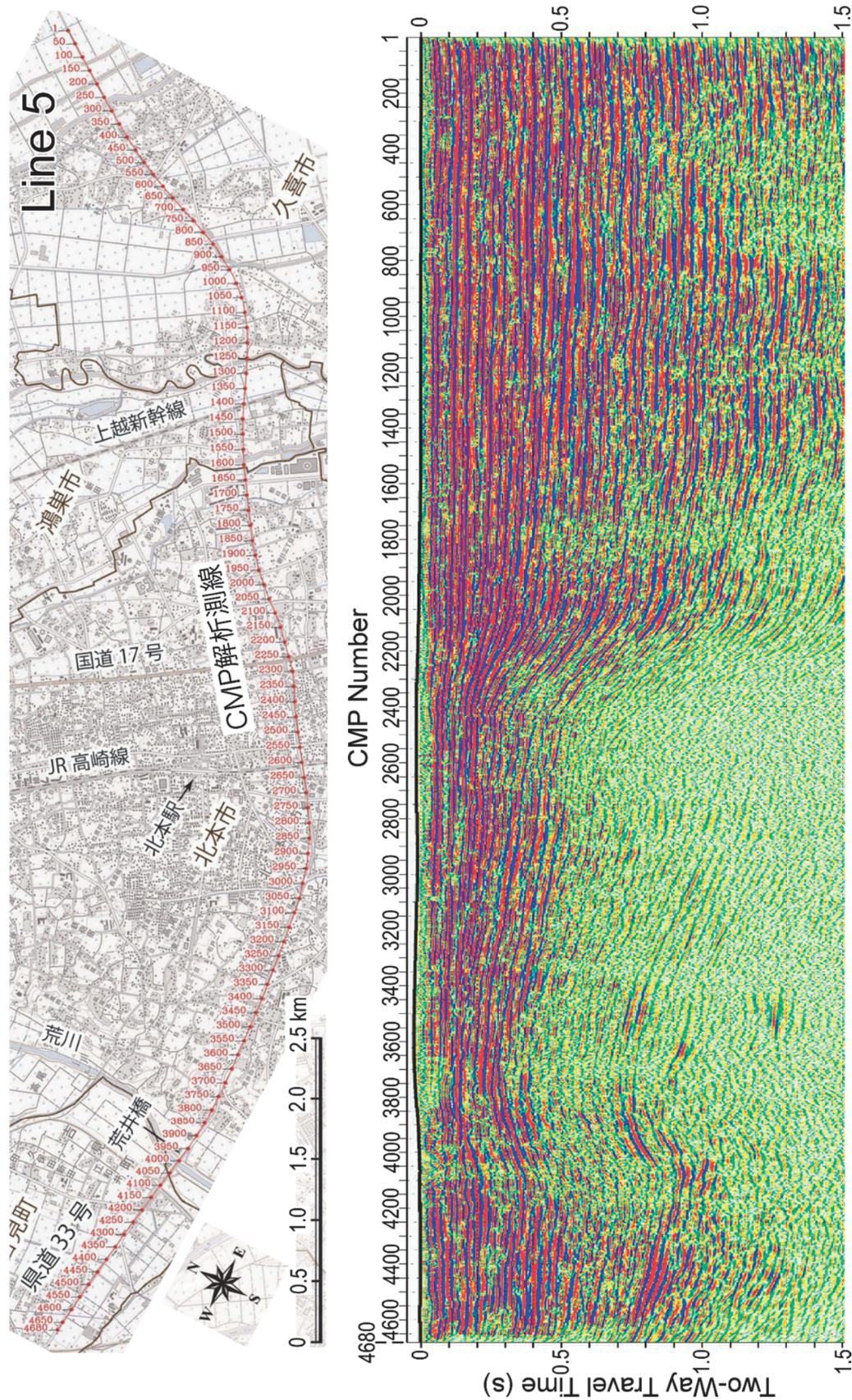
5. 5 測線5 (菖蒲-北本測線) の結果

第14図に菖蒲-北本測線のマイグレーション後時間断面を示す。測線の西端から東(北東)に向かって傾き下がるが、大宮台地にあたる区間で台地状の隆起に転じ、その後、また東(北東)に向かって傾き下がるようになり、CMP番号1400付近で水平になる構造が見てとれる。大宮台地の両端には、地表から往復走時0.4秒あるいは0.8秒にかけて、撓曲が明瞭に認められる。西側の撓曲はCMP番号3800から4100に、東側の撓曲はCMP番号2000から2400に位置する。撓曲を挟んだ落差を比較すると、東側の撓曲の方が大きく、より活動的と言える。大宮台地の地下で往復走時0.4秒から0.8秒の区間は、反射面が不鮮明になる。特に、東側の撓曲の下ではその傾向が顕著である。

6. まとめ

今回の補正予算による反射法地震探査により、関東平野北西縁断層帯に関して現時点で判明したことは以下のとおりである。

- 1) 熊谷市東部において、地表では断層の位置が不明であった箇所、地表で断層が認められている箇所でも実施された反射法地震探査で得られた断面で認められるもの同様の撓曲が伏在していることが明らかとなった。このことから、断層が伏在していると考えられる。
- 2) 元荒川断層の南部において活動的と指摘されている区間において実施された反射法地震探査の断面には、断層運動に伴う変形は認められない。したがって、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)において活動的とされた区間よりも南東側に本断層帯が伸びることは考えにくい。



第14図 測線5 (荻浦-北本測線) のマイグレーション後時間断面
Fig.14 Migrated time section of the Line 5.

- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) による本断層帯の南東端とされた位置の近くには陥没構造が認められる。これは、横ずれ成分を伴う断層の断層端あるいはセグメント境界を見ている可能性がある。
- 4) 過去の地質調査 (中澤・遠藤, 2002) により指摘された地層の落差に対応する位置において、撓曲構造が確認された。
- 5) 大宮台地を横切る断面では、台地の両縁に撓曲が確認された。

今後は、これらの断面を総合的に解釈し、関東平野北西縁断層帯の性状をさらに検討していく。

謝辞

本調査においては、熊谷市危機管理課、上尾市市民部市民安全課、蓮田市総合政策部危機管理課、伊奈町生活安全課、伊奈町都市計画課、久喜市市民部消防防災課、久喜市菖蒲総合支所建設課、鴻巣市市民協働部自治防災課、北本市市民経済部くらし安全課、北本市都市整備部道路課、吉見町総務課、さいたま市総務局危機管理部防災課、さいたま市見沼区役所区民生活部コミュニティ課、さいたま市大宮区役所区民生活部コミュニティ課、埼玉県熊谷県土整備事務所、埼玉県北本県土整備事務所、埼玉県東松山県土整備事務所、国土交通省荒川上流河川事務所熊谷支所など、様々な方々に便宜をはかっていただいた。また、地域住民の方々には、震源車による発震作業や受振器の展開にご理解とご協力をいただいた。現場でのデータ取得およびデータ解析は、株式会社阪神コンサルタンツの方々による。図の作成には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) および国土地理院で公開されている基盤地図情報、国土交通省国土政策局で公開されている国土数値情報を使用した。以上、記して感謝いたします。

文献

- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Nakayama, T., and Abe, S. (2013) Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics. *Geophysical Research Letters*, **40**, 2608-2612.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) 元荒川断層帯の評価。
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/32_motoarakawa.pdf (2014年10月8日確認)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 関東平野北西縁断層帯の長期評価について。
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/31_kanto-heiya.pdf (2014年10月8日確認)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009) 全国地震動予測地図 別冊2 (震源断層を特定した地震動予測地図) 関東地方。
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuhizu/b2_kanto.pdf (2014年10月8日確認)
- 笠原敬司 (2001) 首都圏のバイプロサイス地震波反射法による地下構造調査. 月刊地球号外, **34**, 165-179.
- 狐崎長琅 (2001) 応用地球物理学の基礎. 古今書院, 297p.
- 水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島紘子・八戸昭一・中里裕臣・細矢卓志 (2006) 深谷-綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, **8**, 31-37.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図). 産総研地質調査総合センター, 41p.
- 埼玉県 (1996) 埼玉県活断層調査報告書, 200p.
- Shaw, J. H., Connors, C., and Suppe, J., eds. (2005) *Seismic interpretation of contractional fault-related folds*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 156p.
- 清水康守・堀口万吉 (1981) 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, **20**, 95-102.
- 渡辺満久 (2007) 綾瀬川断層の地形学的認定とその活動性. 地学雑誌, **116**, 387-393.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos*, **79**, 579.
- 山口和雄・加野直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努 (1996) 反射法地震探査で見た埼玉県榑引地域の地下構造. 地震第2輯, **49**, 327-335.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・中島善人・大滝壽樹 (1999) 反射断面で見た深谷断層周辺の地下構造. 地質調査所速報, **EQ/99/3**, 29-36.

関東平野における更新統のオールコアボーリングと 堆積層の土質試験

All-core drilling and logging survey in the Kanto plain and soil test of the Pleistocene sediments

吉見雅行^{1*}・竿本英貴¹・水野清秀²・細矢卓志³
Masayuki Yoshimi^{1*}, Hidetaka Saomoto¹, Kiyohide Mizuno² and Takashi Hosoya³

Abstract: All-core drilling and logging surveys are conducted in the Kanto plain. Four 150m-deep boreholes are drilled and Pleistocene core samples over whole depths are obtained. P- and S-wave velocity logging has been also conducted at every borehole. Detailed sedimentary facies analysis, pollen analysis, diatom fossil analysis, and tephra analysis are examined for cores. Shear strength of soils are measured for undisturbed core samples obtained at one site, Shibaura Institute of Technology. For sandy soils, the consolidated-drained test is applied, and for cohesive soils, the consolidated-undrained test.

Keywords: all core drilling, PS logging, Kanto, Pleistocene, Shimousa group, Japan

1. はじめに

関東平野には関東平野北西縁断層帯、立川断層帯、荒川断層帯など、多くの活断層または活断層と疑われる構造が指摘されている。関東平野は我が国で最大の人口・産業の集積地であり、その直下で発生する地震の社会的影響は重大である。本調査では、関東平野に伏在する活断層の地盤変形評価および地震動評価に資するため、関東平野北西縁断層帯の変位量および変位形態の推定に必要な堆積層鍵層の深度分布および断層被覆層の物性値を把握することを目的とした調査および、地震動評価に資するよう掘削孔を用いた地震波速度検層および地震・微動観測を行った。

2. 調査地域

関東平野北西縁断層帯のやや長期的な変動量の見積りを目的とした調査では、関東平野北西縁断層帯周辺を調査地域とする。変動量の基準となる同時代面として下総層群最下部の地蔵堂層相当層に着目し、この層の深度を把握する。地蔵堂層相当層は下総層群と上総層群の境界であるが、関東平野中央部においては上総層群相当層にも下総層群と同様な陸成層と浅海成層の互層が認められるため、層相の違いに基づく下総層群最下部の認定は不可能である。しかし、地蔵堂層相当層は、広域テフラである TE-5 テフラ (町田・荒井, 2003) を挟在し、暖温帯常緑広葉樹が優勢であるなどコア分析により層を特定しやすい (たとえば、中澤・中里 (2005), 本郷・水野 (2009), 中澤ほか (2009), 坂田ほか (2011), 納

谷ほか (2012))。そこで、断層帯周辺で地蔵堂層を含む地質情報が疎で、地蔵堂層の深度が 100m 内外と想定される 3 地点 (群馬県大泉町、埼玉県吉見町吉見総合運動公園周辺、埼玉県富士見市役所周辺: 第 1 図~第 3 図) を調査地に選定した。

堆積層の変形特性の把握を目的とした調査では不攪乱試料の採取が不可欠である。ここでは、既存調査により深さ 100m 付近までの更新統下総層群の地質および物性値が詳細に把握されている 1 地点 (埼玉県さいたま市見沼区深作: 第 4 図) を調査地に選定し、オールコアボーリングによる不攪乱試料の採取と土質試験を行う。また、調査孔の孔底と地表に地震観測機器を設置し、下総層群の地震動増幅特性を把握するための観測を実施した。

3. 実施方法

3. 1 変位基準となる鍵層深度の把握を目的としたボーリング調査

群馬県大泉町大字寄木戸字壁屋 650 番地外、埼玉県吉見総合運動公園内、埼玉県富士見市諏訪一丁目 1723-5 にて、掘進長 150m、孔径 86mm のオールコアボーリングおよび掘削孔の PS 検層を行った。試錐名はそれぞれ、GS2012-IZM, GS2012-YSM, GS2012-FJM である。ボーリングに際しては、砂層・シルト層を確実に採取するとともに、礫層の基質も可能な限り流出を防ぐため、普通ロータリー式試錐機および微細気泡サンプリングシステムを使用した。ボーリングコアはコアパックのまま、あらかじめ半割した塩化ビニル管に挿入した。採取したコ

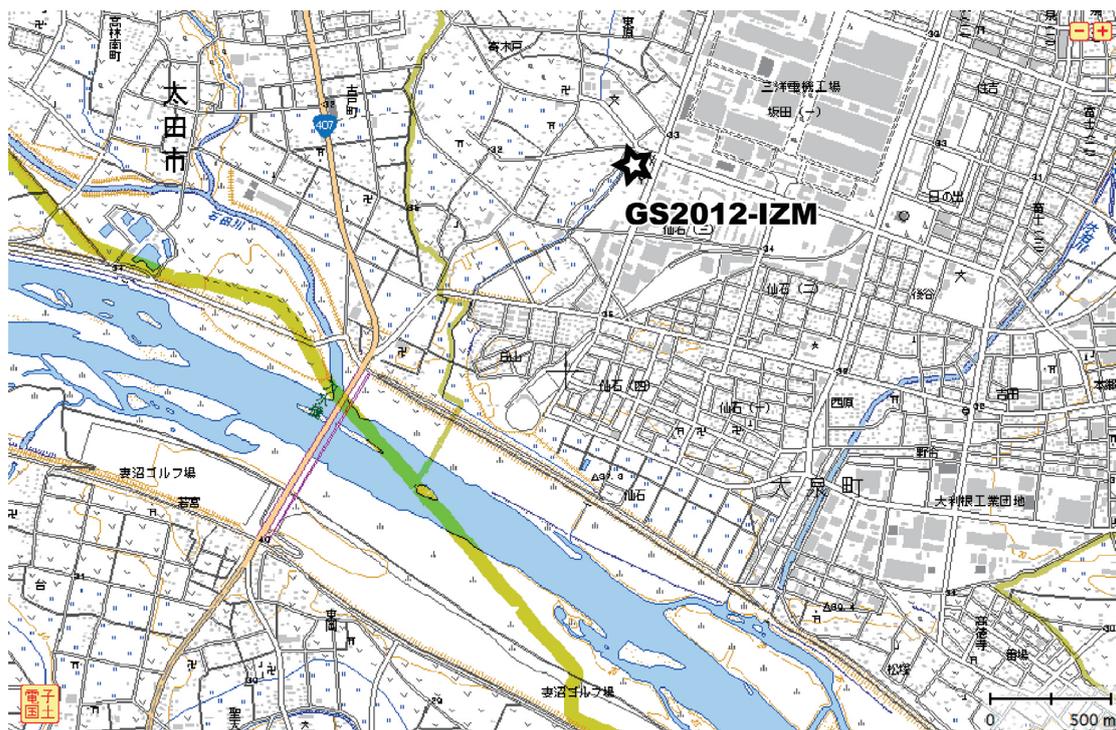
本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」を一部加筆・修正した

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

2. 地質情報研究部門 (Institute for Geology and Geoinformation, AIST)

3. 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Corp.)



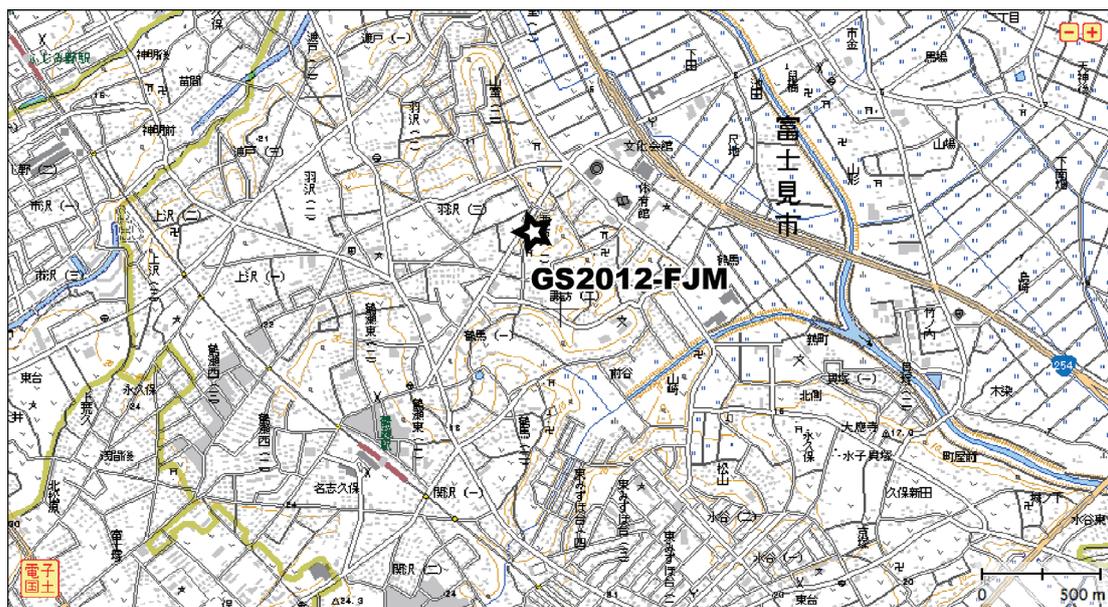
第1図 GS2012-IZMの位置 (基図は電子国土地図)

Fig.1 Location of the borehole GS2012-IZM in Oizumi town, Gunma prefecture.



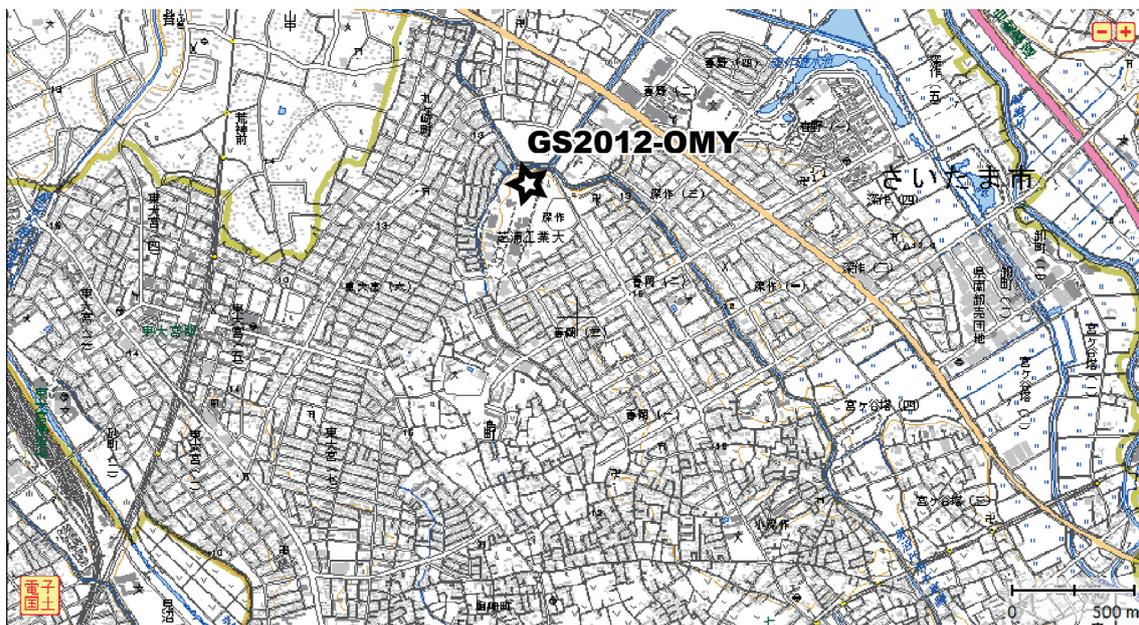
第2図 GS2012-YSMの位置 (基図は電子国土地図)

Fig.2 Location of the borehole GS2012-YSM in Yoshimi town, Saitama prefecture.



第3図 GS2012-FJM の位置 (基図は電子国土地図)

Fig.3 Location of the borehole GS2012-FJM in Fujimi city, Saitama prefecture.



第4図 GS2012-OMY の位置 (基図は電子国土地図)

Fig.4 Location of the borehole GS2012-OMY in Saitama city, Saitama prefecture.

アのうち、カッターにて半割できる程度の硬さの試料は現地で半割して試料の詳細な地質記載を行った。また、礫層や締まりのよい粘性土は現地での半割をせずコアパックに詰めたまま地質記載を行った。コアは、試錐名、深度、スケール、上下方向を表示する記載、および色調を示すカラーバーと共にデジタルカメラで撮影した。

コアに含まれる火山灰と花粉化石につき、次のように分析を行った。まず、試料中に認められる火山噴出物については、肉眼での観察を行った後に分析用の試料を採取し、洗浄乾燥処理を施して検鏡し重鉍物組成を定性的に把握する。さらに火山ガラス、角閃石、斜方輝石が含まれる場合は屈折率を測定する。特に地蔵堂層相当層の指標となる中期更新世に噴出した TE-5 テフラ（町田・荒井，2003）の同定には注意を払った。花粉化石および珪藻化石については、細粒層を対象に分析を行うものとし、特に地蔵堂層相当層の予想深度の試料を重点的に分析対象にする。分析結果を関東平野の更新統の花粉化石分析結果（たとえば、本郷・水野，2009、本郷ほか，2011）や珪藻化石分析結果（たとえば、納谷ほか，2012）と比較し、層序を検討する。

PS 検層においては、可能な限りダウンホール法とサスペンション法を併用した。微細気泡サンプリングシステムは、掘削ビットが高温にならず緩い砂礫層を中心に強固な孔壁が生成されない。このため、ケーシングを抜管して検層を行うと孔壁が崩壊し検層機材が回収不能となる恐れがある。そこで、まずケーシング管を入れたまま全深度にてダウンホール法による検層を行い、次に、安定した孔壁が生成できた深度（孔壁の崩壊が生じなかった深度）についてはケーシングを引き抜いた裸孔状態でサスペンション法による検層を行った。検層は深度 1 m おきに実施した。

3. 2 さいたま市見沼区深作におけるボーリング調査、土質試験および微動連続観測

埼玉県さいたま市見沼区深作の芝浦工科大学大宮キャンパス内にて、掘進長 150m、孔径（サンプリング径）116mm の全深度不攪乱のオールコアボーリングと、PS 検層、電気検層を実施した（試錐名：GS2012-OMY）。ここでも、ボーリングには普通ロータリー式試錐機と微細気泡サンプリングシステムを使用した。本孔ではボーリング調査後に孔底と地表部に地震計を設置するため、孔が鉛直である必要があった。そこで、30m おきに孔曲がり測定を行い、鉛直掘削精度の確保に努めた。サンプリングに関して、調査地は段丘面上に位置し地表付近から比較的堅固な更新統が分布する。不攪乱試料のサンプリングには、比較的硬い地層の採取に利点を持つトリプルチューブサンプラーを用いた。インナーチューブには長さ 1m の透明アクリル管を用い、チューブ外部からおおよその層相が視認できるようにした。

不攪乱資料のうち、砂層・シルト層を対象に、三軸圧縮試験を実施し、内部摩擦角、粘着力、および応力ひずみ関係を求めた。試験の対象深度は、既存資料（埼玉県，1997、本郷・水野，2009）を参考に、A 層から 3 試料、B 層、C 層、D 層からそれぞれ 6 試料以上を選定した（計 24 試料）。不攪乱試料から試験体を作成する際に、テフラが認められる場合には土質試験の対象から除外した。土質試験は「土質試験の方法と解説（地盤工学会編）」に従い、試験条件に関しては吉見・竿本（2006）と同様に、試料が砂質土あるいは砂質シルト土である場合には圧密排水条件（CD 条件）を、粘性土あるいは粘性シルト土である場合には圧密非排水条件を適用した。この際、圧密非排水条件は CUbar 条件を基本とするが、CUbar 条件が困難であると判断した場合には CU 条件を適用した。また試料が礫を含む場合には可能な限り CD 試験を試み、遂行できなかった場合はその旨を土質試験報告書に明記することとした。なお、土質試験に用いる円筒型試験体の直径は 7.5cm とした。

土質試験をしないコアについては、半割して地質観察を行った。目視により層相、粒度、色、固結度、堆積構造、化石、テフラ、貝殻、有機物などを可能な限り記載した。さらにコアは、試錐名、深度、スケール、上下方向の記載、および色調を示すカラーバーと共にデジタルカメラで撮影した。

PS 検層においては、ダウンホール法とサスペンション法を併用した。本孔では孔径が 116mm とやや大きいためサスペンション法では検層精度に問題が生じることが懸念されたためである。本孔においては、地表から GL-50.0m までは地盤が比較的緩くケーシングによる孔壁保護を行いながら掘削した。検層後に地震計を設置する必要性から、この区間においては検層時にケーシングを抜管することができなかった。そこで、本孔の近傍に 60m 深の別孔を掘削し、GL-50.0m 以浅の検層に用いた。

サスペンション法では、孔内に震源と受振器が一体となったゾンデを孔内に挿入し、1m 毎の P 波速度、S 波速度を測定した。

ダウンホール法では孔内に多連式の受振器を挿入し、地表に設置した震源からの地震波を用いて区間速度を測定した。S 波の測定には 1m おきに受振器を連ねた多連式漂遊型のゾンデを用い、P 波の測定には 24 個のハイドロフォンを 2m 間隔で連ねたゾンデを用いた。

電気検層においては、二極法（ノルマル法）により最深部から地表までの見かけ比抵抗を測定した。

上記の現地試験を終えた後、地震・微動観測用の 3 成分速度計（東京測振製 VSE355-JE）を GL-150m の孔底および地表付近に埋設した。このため、150m ボーリング孔には地震計用のケーシング管（ねじ切加工 SGP 管 100A）を挿入し、また、150m 孔近傍の地表に深さ 3m、径 86mm の裸孔を掘削し、それぞれの孔底に地震計を埋

設した。水平2成分、鉛直1成分の3成分の100Hz サンプリングの微動（高感度出力）および地震動（低感度出力）出力（計6チャンネル）を、データロガーにて連続的に24bit A/D変換し、ケーブルを介してマイクロサーバに転送して内蔵のSSDに保存するようシステムを構築した。マイクロサーバは正副2台の冗長運用とし、SSD内のデータを定期的に外付けHDD等にマニュアル保存する。こうして得られるデータは、今後、PS 検層データ等と併せて解析し、地表150m区間の地震動増幅特性を明らかにする。

4. 結果

4. 1 GS2012-IZM

当初は150mまでの掘削を予定していたが、深さ120m以深は逸水や孔壁の崩れが激しく、セメント打設やケーシング管の挿入を頻繁に行なったものの掘削不能（コアの引き上げ不能）に陥り、深度138mにて掘留とした。第5図、第6図にそれぞれ掘削作業写真、コア写真を示す。粘土、シルト、細粒砂等の細層から成り、所々に火山岩を多く含む砂礫層を挟む。ほとんどが陸成層とみられる。火山灰や凝灰質シルトを多く挟むが風化したものが多い。深度64m付近の明瞭なテフラの組成分析を行い対比を行う予定である。

4. 2 GS2012-YSM

深さ162mまで掘削した。砂層、シルト層、泥岩、砂礫質の地層で構成される。41m以深はすべての層が固結状態であった。第7図、第8図にそれぞれ掘削作業写真、コア写真を示す。

4. 3 GS2012-FJM

深さ150mまで掘削した。第9図、第10図にそれぞれ掘削作業写真、コア写真を示す。87-89m付近に火山灰層が挟まれる。

4. 4 GS2012-OMY

深さ150mまで掘削した。地質は平成8年度埼玉県調査の深作ボーリング A-1 に比べてやや砂がちな傾向がある。掘削作業写真を第11図に、不攪乱試料の採取状況を第12図に示す。

4. 5 検層結果

第13図、第14図、第15図にGS2012-IZM、GS2012-YSM、GS2012-FJMにおける電気検層、PS 検層および孔径測定結果を簡易柱状図とともに示す。GS2012-IZMにおいては孔壁状況が悪かったため、ケーシングを挿入したまま検層を実施した。そのため、電気検層は行えず、PS 検層はダウンホール法のみとなった。GS2012-YSM、

GS2012-FJMにおけるダウンホール法のP波速度は、波形の読み取りに困難があり、現在引き続き解析中であるため図示していない。

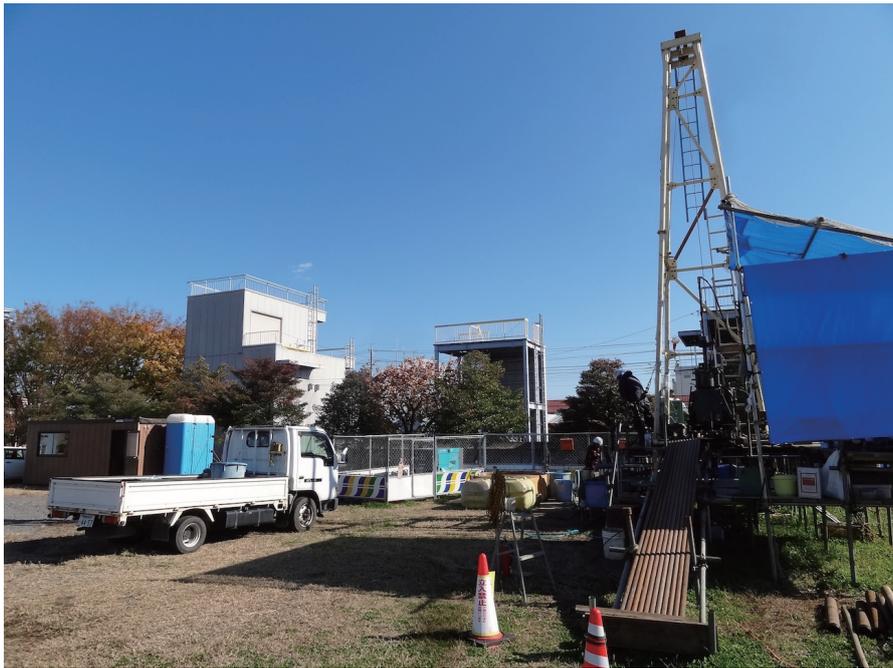
第16図にGS2012-OMYにおける簡易柱状図および検層結果を示す。

5. おわりに

関東平野に伏在する活断層の地盤変形評価および地震動評価を目的とし、関東平野北西縁断層帯の変位量および変形形態の推定に必要な堆積層鍵層の深度分布および断層被覆層の物性値を把握することを目的としたボーリング調査を実施した。今後はコアの詳細分析、物性試験、検層、地震観測等の調査結果を用い、関東平野北西縁断層帯の変位量の復元や変形評価を行っていく予定である。

文献

- 本郷美佐緒・納谷友規・山口正秋・水野清秀（2011）関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された350mボーリングコア（GS-SB-1）から算出した花粉化石群集。地質調査研究報告，**62**，281-318。
- 本郷美佐緒・水野清秀（2009）埼玉県さいたま市で掘削された深作 A-1 ボーリングコアの花粉化石群集。地質調査研究報告，**60**，559-576。
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス〔日本列島とその周辺〕。東京大学出版会，東京，336p。
- 中澤 努・中里裕臣（2005）関東平野中央部に分布する下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー。地質学雑誌，**111**，87-93。
- 中澤 努・中澤裕臣・大嶋秀明・堀内誠示（2009）関東平野中央部における上総-下総層群境界：越谷GS-KS-1 コアでのMIS12層準の特定。地質学雑誌，**115**，49-63。
- 納谷友規・八戸昭一・松島紘子・水野清秀（2012）珪藻化石と岩相に基づく関東平野中央部で掘削されたボーリングコアの海成層準の認定。地質調査研究報告，**63**，147-180。
- 坂田健太郎・中澤 努・中里裕臣（2011）八潮GS-YS-2 コアに見られる更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー。地質調査研究報告，**62**，329-345。
- 吉見雅行・竿本英貴（2006）埼玉県鴻巣市における綾瀬川断層の被覆層の50mボーリング、PS 検層および三軸圧縮試験結果。活断層・古地震研究報告，no.6，1-9。



第 5 図 GS2012-IZM の掘削状況写真
Fig.5 View of the drilling site GS2012-IZM.



第 7 図 GS2012-YSM の掘削状況写真
Fig.7 View of the drilling site GS2012-YSM.



第9図 GS2012-FJMの掘削状況写真
Fig.9 View of the drilling site GS2012-FJM.



第11図 GS2012-OMYの掘削状況写真
Fig.11 View of the drilling site GS2012-OMY.

(注：第6図，第8図，第10図は次ページ以降に示す。)



第6図 GS2012-IZM のコア写真
Fig.6 Photographs of GS2012-IZM cores.



(42-63 m)



(63-84 m)

第6図 つづき
Fig.6 Continued.



(84-105 m)



(105-126 m)

第6図 つづき
Fig.6 Continued.

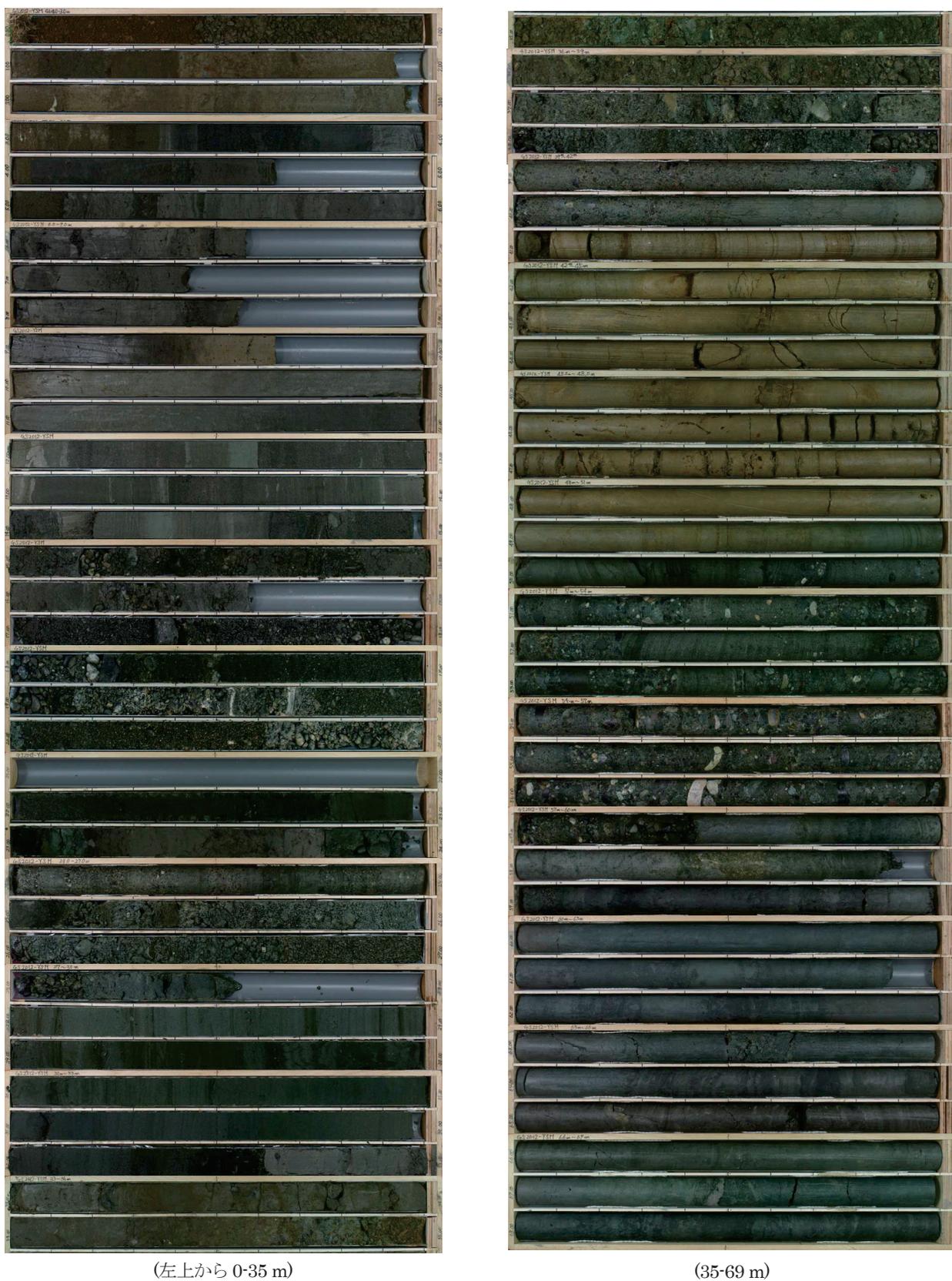


(126-138 m)



(別孔 0-18 m)

第6図 つづき
Fig.6 Continued.



第8図 GS2012-YSMのコア写真
Fig.8 Photographs of cores of GS2012-YSM.



(69-105 m)



(106-138 m)

第8図 つづき
Fig.8 Continued.



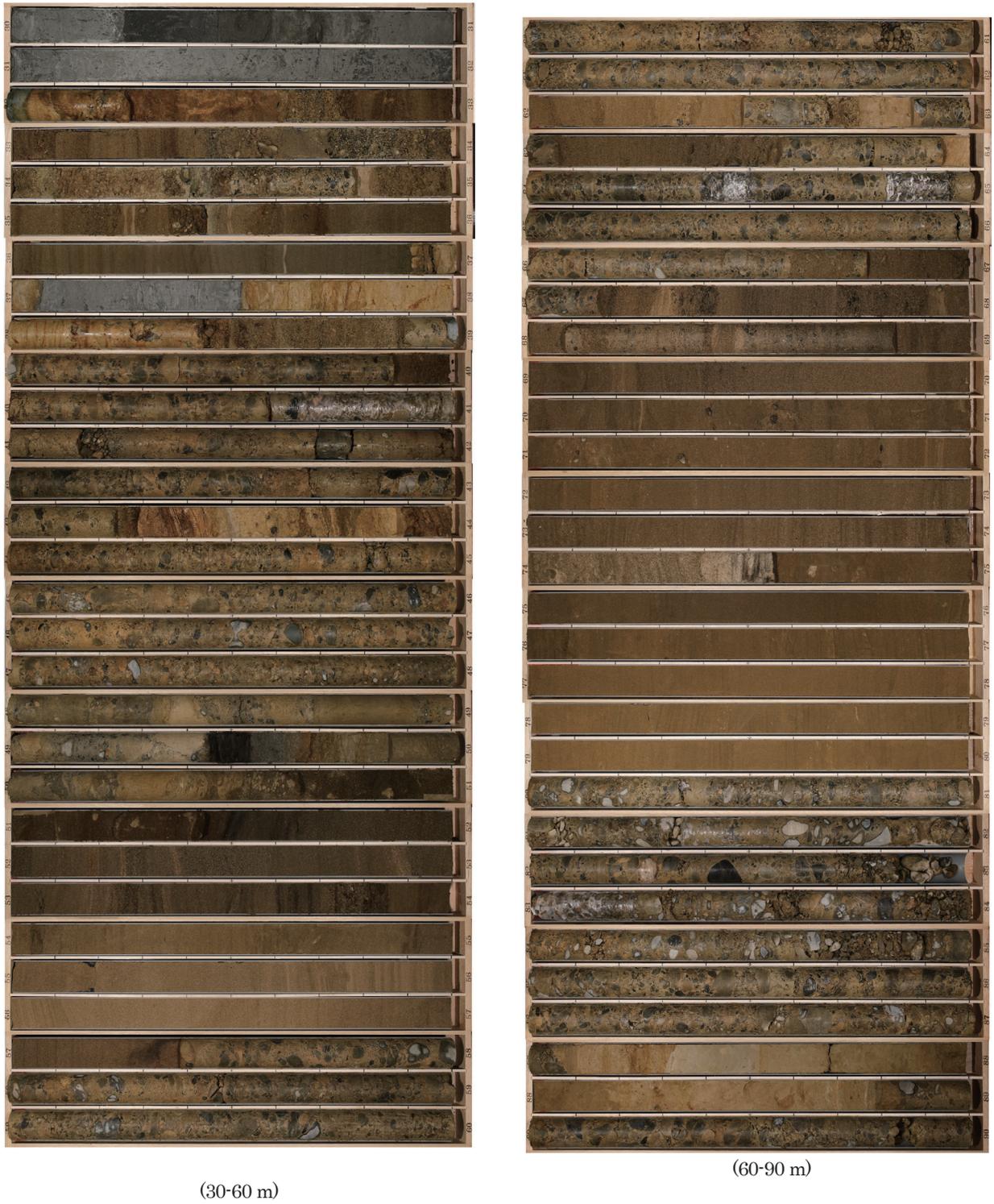
(138-162 m)

第8図 つづき
Fig.8 Continued.

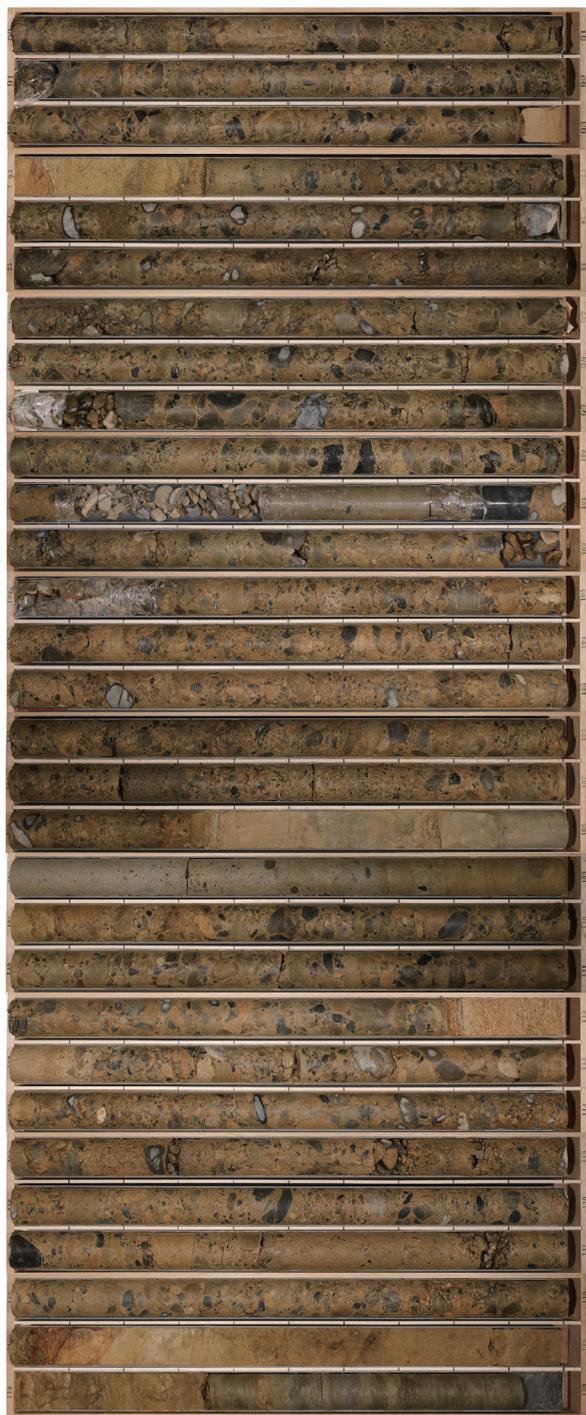


(0-30 m)

第10図 GS2012-FJMのコア写真
Fig.10 Photographs of cores of GS2012-FJM.



第10図 つづき
Fig.10 Continued.



(90-120 m)

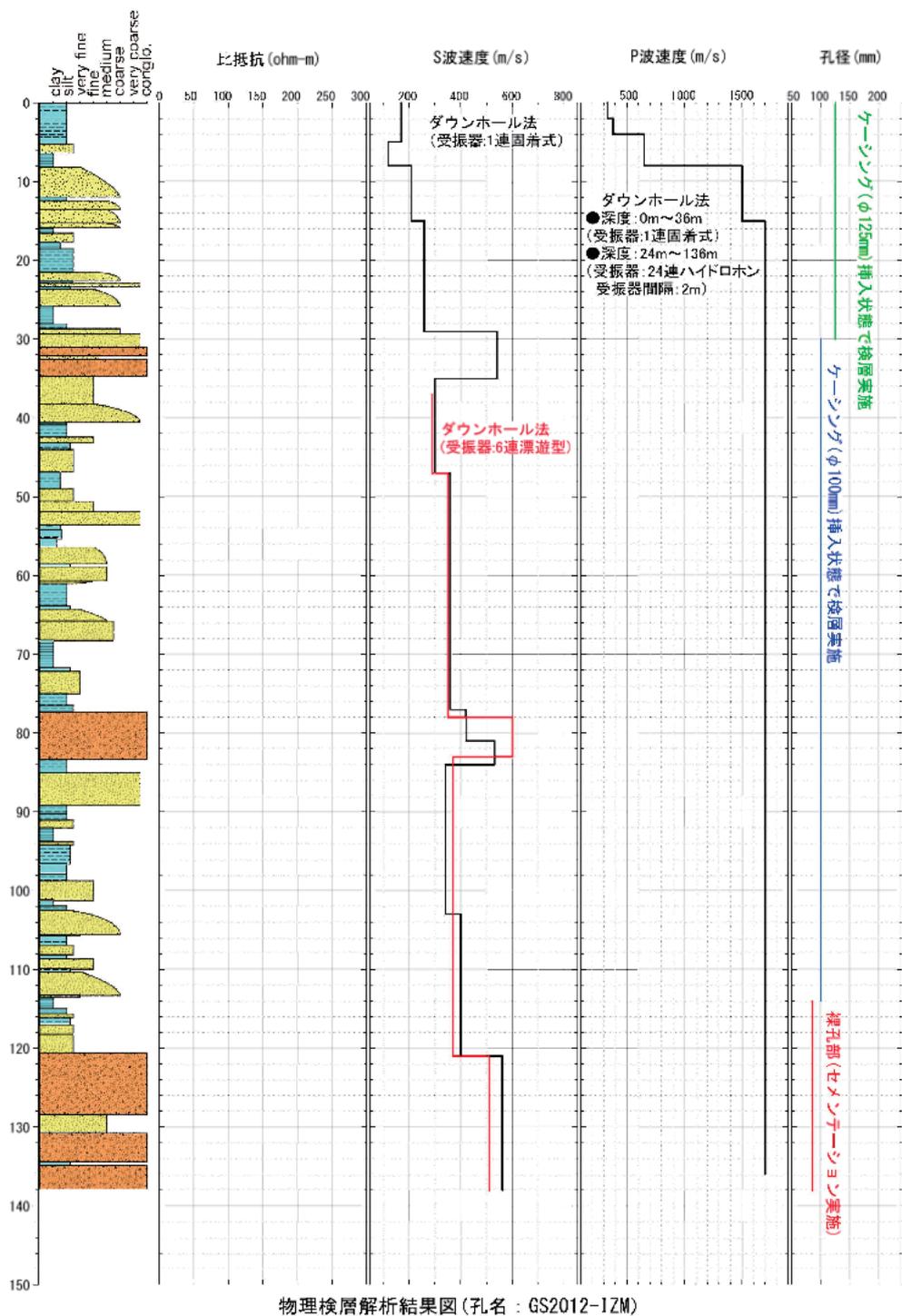


(120-150 m)

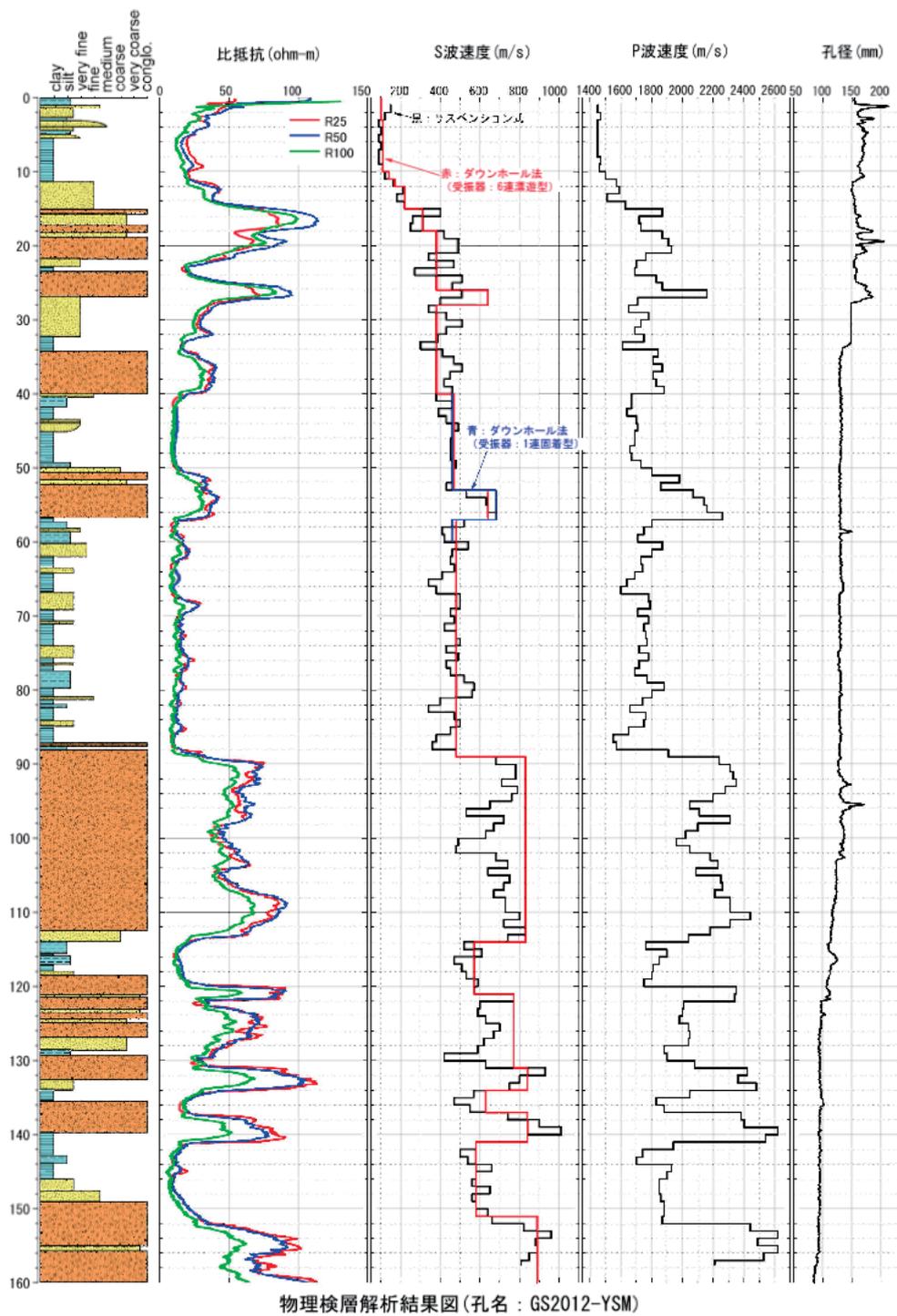
第10図 つづき
Fig.10 Continued.



第 12 図 GS2012-OMY の不攪乱試料の収集状況 (122-123m)
Fig.12 Photographs of GS2012-OMY undisturbed sample at 122-123 m.

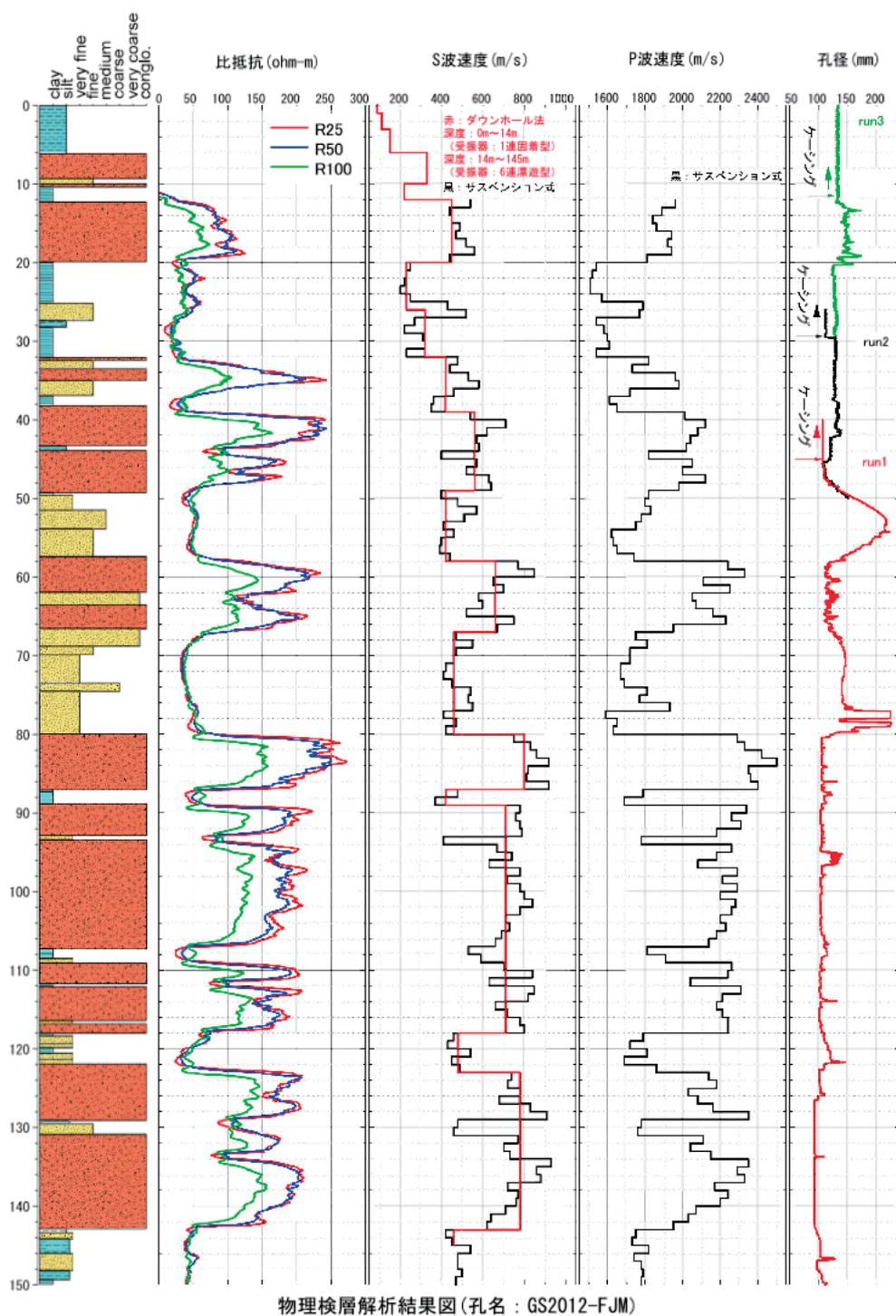


第13図 GS2012-IZMにおけるPS検層結果(暫定)
Fig.13 Preliminary results of P-, S-wave logging of GS2012-IZM.



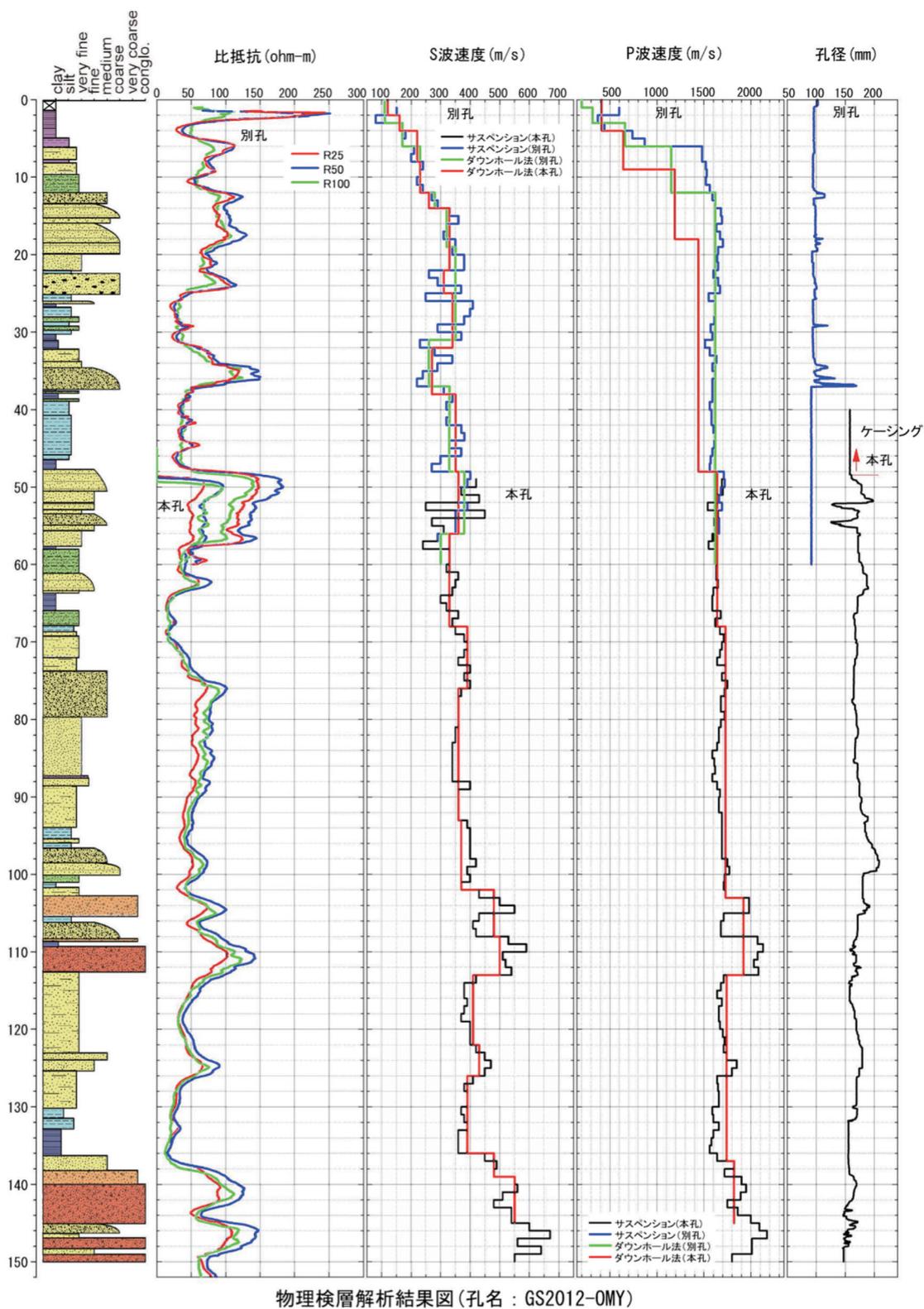
第 14 図 GS2012-YSM における電気検層，PS 検層，孔径測定結果（暫定）．（R は電極間隔(cm）

Fig.14 Preliminary results of resistivity, P-, S-wave and caliper logging of GS2012-YSM.



第 15 図 GS2012-FJM における電気検層, PS 検層, 孔径測定結果 (暫定). (R は電極間隔(cm))

Fig.15 Preliminary results of resistivity, P-, S-wave and caliper logging of GS2012-FJM.



第 16 図 GS2012-OMY における電気検層, PS 検層, 孔径測定結果 (暫定). (R は電極間隔(cm))

Fig.16 Preliminary results of resistivity, P-, S-wave and caliper logging of GS2012-OMY.

首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動測定 Drilling surveys for establishing standard stratigraphic framework and microtremor measurement in the metropolitan area

中澤 努^{1*}・長 郁夫²・納谷友規¹・小松原純子¹・宮地良典¹
Tsutomu Nakazawa^{1*}, Ikuo Cho², Tomonori Naya¹, Junko Komatsubara¹
and Yoshinori Miyachi¹

Abstract: Drilling surveys have been conducted for the purpose of establishing stratigraphic framework useful for correlation of a large amount of log data in the metropolitan area. The drill sites, Kashiwa, Funabashi, and Inage, Chiba Prefecture are underlain by the Pleistocene to Holocene successions associated with man-made strata. Detailed examination of core material reveals the depositional process, ages, and physical property of the successions for establishing standard stratigraphic framework.

Microtremor array surveys were conducted along a southern part of the measurement line EF in the Kashiwa City. Accordingly, a clear-cut S-wave velocity section was obtained. A subsoil discontinuity structure along the measurement line was estimated by means of a new technique, namely, an H/V depth conversion method. We compared these results with the geological section and the N-value distribution of Nakazawa and Tanabe (2011), as well as to the PS log data at a referential logging point, and then found that they are fairly consistent with each other, supporting the applicability of the microtremor methods to the modeling of the subsoil structure of the target area. We also executed additional 83 microtremor-array observations within an area of 10 x 10 km across the Kashiwa and Nagareyama Cities for future advanced study.

Keywords: drilling survey, standard stratigraphic framework, microtremor measurement, metropolitan area

1. はじめに

首都圏には土木・建築工事の際に実施された土質ボーリング調査のデータが大量にあり、データベース化も進められている。しかし土質ボーリングデータは、簡略化された層相記載と柱状図、N値など、極めて簡素なデータからなるため、これら既存土質ボーリングデータのみに基づいて、地層を対比し、地質構造を把握するという作業はかなりの困難を伴う。一方で、確度の高い強震動予測に資する地下地質構造モデルを構築するためには、既存土質ボーリング柱状図の対比の不確実性を極力排除する必要がある。そのためには独自にボーリング調査を実施し、既存ボーリングデータの対比のリファレンスとなる基礎的な地質層序データや物性層序データを取得・整備していく必要がある。また掘削孔近傍で常時微動観測を実施することで、地盤特性のリファレンスとしての価値をより一層高めることができる。

本研究では、首都圏の地層が模式的に分布する千葉県北部において基準ボーリング調査を実施し、ボーリングデータベース解析のリファレンスとなる基準データを整備する。また、掘削地点周辺で常時微動測定を行い、地下のS波速度構造を提示するとともに、層相の地域的差異に対応した地盤振動特性を明らかにする。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北部には下総台地及び東京湾に面した低地が分布する（第1図）。

下総台地は後期更新世に離水した段丘であり、地下浅部には中-上部更新統下総層群が分布する。調査地域の下総層群は下位より、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、姉崎層（大宮層）及び常総粘土に区分される（中澤・田辺，2011；第2図）。これら下総層群の各層は、姉崎層と常総粘土を除きそれぞれ1回の海水準変動で形成された陸成層と海成層の堆積サイクルからなる。また、これらの地層は挟在する指標テフラを基に海洋酸素同位体ステージ（MIS）12-5（約40-10万年前）に形成されたと考えられている（中里・佐藤，2001；第2図）。調査地域の下総層群全体の層厚は最大で130m以上に達する（中澤・田辺，2011）。

東京湾に面した船橋市、習志野市、千葉市の海岸沿いには低地が分布する。自然の海岸低地は台地の裾から海岸線までの幅1km未満の狭いものであったが、現在は旧海岸線から3-4kmにわたって埋め立てがすすみ、湾岸の低地の大半は埋立地が占めている状況にある。湾岸の低地の地下には台地の開析谷から続く埋没谷が分布し（松田，1993）、泥層を主体とした軟弱な沖積層によ

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

*Corresponding author

1. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

2. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属：地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST))

って埋積されている。また、この地域の埋め立てはサンドポンプ工法により行われたことから、埋立層は主に沖から浚渫した海成の砂泥からなる（風岡，2003）。

3. 調査手法

本研究のボーリング調査は、ロータリー工法によって実施し、内管に塩化ビニール管を挿入した掘削径 116 mm のトリプルチューブサンプラーを用いてコアを採取した。採取したコア試料は室内で半割し、切断面の詳細な観察により地層を記載した。掘削作業終了後には、掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層、キャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会（案）JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施し、測定ピッチは基本的に 1 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製 PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では孔内受信機に同社製 Model-3315 型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社ジオロガー-3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定されたガンマ線の計数率（CPS）に、あらかじめ作成した較正曲線とキャリパー検層で得られた孔径による補正を行い、各深度の密度を求めた。

掘削地点周辺での常時微動測定及び解析として、微動アレイ探査を適用した。微動アレイ探査とは、微動上下動のアレイ観測（複数の地震計による同時観測）で得られる表面波（レーリー波）の位相速度を用いて地盤の S 波速度（Vs）構造を推定する手法である（例えば、岡田，1998）。この 10 年間で、アレイ観測に加え、微動の H/V スペクトルすなわち常時微動の単点観測で得られる水平動と上下動のスペクトル比（Nakamura, 1989）も併せて分析することで地下構造の推定精度を向上できることが明らかにされ（Arai and Tokimatsu, 2005）、実際に良く用いられるようになっていく（例えば、Senna et al., 2013）。なお、経験的には、H/V スペクトルのピーク周波数は地盤の共振周波数と良く一致することが知られている（岡田，1998）。

長ほか（2013a）は、半径 1 m 以下の「極小微動アレイ」を基本とし、場合によっては半径 5 m 前後の不規則 3 点小アレイを補助的に用いることで効率的に広域的な浅部構造探査ができることを示した。さらに彼らは解析手法として極小アレイで得られたデータに簡単な変換式を適用する昔ながらの簡易 S 波プロファイリング法（例えば、Heukelom and Foster, 1960）及び H/V スペクトルの深度変換という新たな手法を適用することで、簡易かつ効果的に地下の速度構造を解析できることを示した。H/V スペクトルの深度変換とは、微動アレイ解析で得られる S 波速度構造を用いて微動の H/V スペクトル

の周波数軸を深さ軸に変換し、H/V スペクトルのピークや谷の形成に寄与する深さを推定する方法であり、地下の不連続構造を抽出する手法として長ほか（2013b）に詳述されている。本報告では上述の微動観測、解析手法（長ほか，2013a, b）を適用する。

4. ボーリング調査結果

4. 1 千葉県柏市周辺地域に分布する木下層の谷埋め泥層

下層群の各層は下位の地層を整合あるいは軽微な不整合で覆い、調査地域周辺では各層が大きな欠如なく累重することが多いが、例外的に木下層の基底については下位の地層を局所的に顕著に削削した谷地形を呈することがある（中澤・遠藤，2002；中澤ほか，2006；中澤・田辺，2011）。この谷を埋積する堆積物（木下層下部）は M 値 10 以下の軟弱な内湾成の泥層を主体とする。形成期は MIS 6-5.5 とされ（第 2 図）、低海面期から海面上昇期を経て高海面期に相当することから、沖積低地下の谷埋め堆積物である沖積層と類似のプロセスで形成されたと考えられている（中澤ほか，2006）。柏市付近には、木下層下部に相当する軟弱な谷埋め泥層の分布が知られている（第 3 図；中澤・田辺，2011）。この谷埋め堆積物の詳細な層相及び物性を知るために、今回、以下の 3 地点でボーリング調査（コア採取、PS 検層、密度検層）を実施した。柱状図及び検層結果を第 4～6 図に示す。

GS-NY-1 ボーリング（第 4 図）

流山市西初石（西初石近隣公園）

35°52' 08.14" N, 139°55' 31.49" E

孔口標高：T.P. +16.864 m

GS-KW-3 ボーリング（第 5 図）

柏市旭町（旭東小学校）

35°51' 21.90" N, 139°57' 44.16" E

孔口標高：T.P. +19.089 m

GS-SN-1 ボーリング（第 6 図）

柏市塚崎（塚崎くすの木公園）

35°49' 57.67" N, 139°59' 53.26" E

孔口標高：T.P. +21.685 m

本地域の木下層は下部と上部に分かれる。下部は主に内湾成の泥層からなり、開析谷を埋積するように局所的に分布する。上部は下部とは対照的に広範囲に分布するが、側方へ砂層から砂泥互層へと層相が大きく変化する。

下部は生物擾乱の著しい泥層を主体とするが、極細粒砂層の薄層をひんぱんに挟在することを特徴とする。この極細粒砂層の挟在の頻度が、木下層下部の下半部で上方に小さくなり全体として上方へ細粒化する。一方、上

半部では極細粒砂層の挟在の頻度が上方へ大きくなり全体として上方へ粗粒化する。つまり木下層下部に上方細粒化と上方粗粒化がセットで認められる。このような傾向は今回調査した3地点に共通するほか、大宮地域の木下層にも同様の特徴が報告されている(中澤ほか, 2006)。一方で、地層のS波速度には必ずしも粒度変化に連動するような変化が認められるわけではない。すなわちS波速度は木下層下部泥層の下部から上部に向け概ね様に低下しており、最も低いのは下部の上半部の極細粒砂を頻繁に挟在する砂質泥層である。例えば流山(GS-NY-1)では、下部泥層の基底付近はS波速度が200m/s程度の値を示すが、上方へ速度が低下し、下部の上半部では150m/s程度まで低下する。また側方への変化は、層相では顕著ではないが、S波速度にいくぶん変化がみられる。流山ではS波速度が150-200m/sであるのに対し、柏市旭町(GS-KW-1)では170-210m/s、柏市塚崎(GS-SN-1)では200-250m/sと全体に南東方向へS波速度が大きくなる傾向がある。木下層下部が埋積した谷地形は現在の河川系と同様に南東方向に流下したことが考えられることから、木下層下部の谷埋め泥層は下流側、すなわち外洋側でS波速度が大きく、内陸側でS波速度が小さいことになる。P波速度及び密度はS波速度に比べて木下層下部のなかでの変化が小さい。

木下層上部は明瞭な岩相境界を介して下部に累重する。上部の基底は3地点ともに共通して貝化石密集層からなる。一方、貝化石密集層の上位は柏市旭町、柏市塚崎では分級の良い細粒～中粒砂層からなるのに対し、流山では砂泥互層からなる。つまり柏～流山間で木下層上部は大きく層相を変化させることが今回明らかとなった。S波速度は貝殻密集層で300-500m/s、その上位は、砂層からなる柏市旭町、塚崎では概ね250m/s以上を示すのに対し、砂泥互層からなる流山は200m/s程度の値を示す。流山では砂泥互層中の砂層部分で150m/s程度の低い値を示した。

4. 2 船橋市及び千葉市周辺地域の下総層群、沖積層、埋立層

船橋市及び千葉市周辺は、更新統下総層群木下層下部に相当する谷埋め泥層が分布せず、それに相当する深度に砂層が卓越する。また、湾岸低地には軟弱な沖積層や埋立層が分布する。これらの地層の詳細な層相記載、物性データの取得を行うとともに、東京湾造盆地運動(貝塚, 1987)の中心地に近いこの地域の下総層群の層序を確立すること目的として、以下の4地点でボーリング調査(コア採取, PS 検層, 密度検層)を実施した。柱状図及び検層結果を第7～10図に示す。

GS-FB-1 ボーリング (第7図)
船橋市行田 (県立行田公園)

35°43' 10.38" N, 139°58' 20.89" E
孔口標高: T.P. +18.090 m
GS-FB-2 ボーリング (第8図)
船橋市潮見町 (ふなばし三番瀬海浜公園)
35°40' 19.38" N, 139°58' 08.47" E
孔口標高: T.P. +3.560 m
GS-FB-3 ボーリング (第9図)
船橋市浜町 (産総研船橋サイト)
35°40' 48.9" N, 139°59' 09.7" E
孔口標高: T.P. +3.482 m
GS-CB-1 ボーリング (第10図)
千葉市稲毛区 (千葉県総合スポーツセンター)
35°38' 35.49" N, 140°07' 02.97" E
孔口標高: T.P. +27.371 m

下総層群の各累層はそれぞれが1回の海進・海退で形成された堆積サイクルからなる。各累層に相当する堆積サイクルは、下位より順に、陸成の砂層あるいは泥層、海成の砂質泥層あるいは泥質砂層、分級の良い海成の砂層で構成されることが多い。どのサイクルも層相の累重様式は類似するが、挟在するテフラにより、模式地である姉崎・木更津地域の下総層群の各累層と対比が可能である。今回見いだすことができたテフラは、藪層のYb5テフラ、上泉層のKm1テフラ、Km2テフラである。これらのテフラの挟在により藪層及び上泉層の対比が確定したほか、その上位の堆積サイクルを、模式地の上泉層の上位にみられる3つの累層、すなわち清川層、横田層、木下層に対比することで、矛盾なく模式地と対比することができた。ただし横田層については模式地においても層序・分布形態に不明な点が多いため、今後、模式地周辺を含めた検討が必要である。このうちKm2テフラの分布標高に注目すると、台地縁辺部に相当する船橋市行田(GS-FB-1)、千葉市稲毛(GS-CB-1)で標高-65m付近と2地点でほぼ同標高であるのに対し、湾岸低地域に位置する船橋市浜町(GS-FB-3)はそれらに比べ標高が約15mほど低い。つまり台地縁辺部に対して湾岸低地域は下総層群の地層の分布標高がかなり低く、その変化が船橋市行田と船橋市浜町との間の短い区間、すなわち台地・低地境界付近において生じていることになる。

船橋市潮見町(GS-FB-2)及び浜町には沖積層及び埋立層が分布する。沖積層の基底はそれぞれ深度37m、深度15mと考えられる。沖積層は生物擾乱の著しい砂質泥層あるいは砂泥互層からなる。埋立層も沖積層と類似の砂泥互層からなるが、埋立層は生物擾乱を受けていないことを特徴とする。このような特徴に基づけば、埋立層と沖積層の境界はそれぞれ深度9m、深度14mと考えられる。

本地域の下総層群のS波速度は概ね300-500m/sec、P波速度は1700m/s程度、密度は1.5-2.0g/m³で、深

度方向及び側方に大きな変化はない。一方、沖積層及び埋立層はほとんどの区間でS波速度が200 m/sを下回る。特に埋立層ではS波速度は100 m/s程度まで低下することもあり、密度も1.5 g/m³を下回るなど、自然地層である沖積層と比べてもかなり軟弱であることがわかる。

5. 常時微動による柏市内の浅部S波速度構造と地盤振動特性

台地下の埋没谷および周辺地盤の地質構造と物性値構造、地盤振動特性との関係の評価するために、2013年1月9日と1月17日の2回に分けて、野田図幅(中澤・田辺, 2011)のEF測線南部で微動アレイ探査および微動H/Vスペクトルの観測を実施した(第11図)。

微動アレイ探査の目標深度を埋没谷に対応する深さ数十m程度とし、埋没谷の周辺では300-400m間隔で4地点、それ以外では500-3600m間隔の5地点でアレイ観測を実施した。なお本研究では多くは微動アレイ観測に3成分地震計(株式会社白山工業製JU-215:先名ほか, 2006)を用いているので、H/Vスペクトルの観測地点は微動アレイ探査地点に一致する。上下動地震計でアレイを構成する場合は直近(数m以内)で3成分観測を実施した。

第12図に、S波速度断面とH/Vスペクトルの解析結果を示す。同図によると、測線沿いの地盤は南北で不均質が強い。例えば測線北部(地点1)では V_s 300 m/s以上の工学的基盤は深さ60m程度となるが、最南端(地点9)では10m程度と浅い。また谷埋めの粘性土(木下層下部)に対応する領域(地点5-7)では20-40mの深さに相対的な低速度領域が見られる。これらの探査結果は地質断面のイメージと調和的である。

H/Vスペクトルの解析結果を見ると、木下層下部に対応する地点5-7では約1-2 Hzと5 Hz程度に顕著なピークが見られる(参考として地点5のH/Vスペクトルを第13図に示す)。しかし、一般にH/Vスペクトルと地質構造とは一対一に対応するものではなく、これら2つのピークが木下層下部の存在を示す指標になるとは限らないことには注意が必用である。実際、明らかに木下層下部が存在しない地点1でも1 Hz, 5 Hz付近にピークが見られる。

本測線沿いの地質構造と地盤振動特性との対応を適切に評価するためには、地点1周辺のデータを増やしてS波速度構造の空間分布を詳細に把握し、H/Vスペクトルのピークの成因を分析する必要がある。また、地点1, 2の中間地点にも木下層下部が存在する領域があることを鑑みると、同地点のデータを増強することでさらに適切な解釈が可能になると期待できる。

6. 微動観測点の追加によるS波速度断面と地盤振動特性

第5章の結果と考察を受けて、我々は第12図の地点5-7周辺($x=8$ km付近)、地点1周辺($x<2$ km付近)、および地点1-2の中間領域($x=3$ km付近)で微動データを増やし、S波速度構造の空間分布を把握し、H/Vスペクトルのピークの成因を分析することにした。

2013年3月7, 8, 11日の3日間にわたり同測線に沿う新規22地点で微動観測を実施し、S波速度断面とH/Vスペクトルの空間変化を描き直した(第14図)。同図のS波速度断面には台地側 $x=3, 8$ km付近に深さ30-40 mに達する局所的な低速度領域($V_s\sim 200$ m/s)が示されている。地質断面との対比により、この低速度領域は木下層下部に対応すると考えられる。初回観測でも $x=8$ km付近にはその存在が示唆されていたが(第12図)、観測点の追加により水平方向の分解能が向上した。さらに、 $x=3$ km付近でも同様な低速度領域が描き出された。

第15図に、基準ボーリングGS-KW-3(第5図)で実施されたPS検層とその直近地点(ksw1, ksw2, PS検層地点からの距離はそれぞれ100 m, 200 m)での微動観測によるS波速度構造を比較する。同図に示される通り、PS検層は木下層上部(S波速度500 m/s)と下部(200 m/s)の速度逆転を明瞭に示しているが、微動データの解析によるS波速度構造モデルもこの特徴を良く捉えており、微動解析の妥当性が支持される。

第14図のS波速度断面にはH/V深度変換による不連続深度(横棒)もプロットしている。H/V深度変換データは、(i)利根川低地($x<2$ km)では速度不連続が北($x=0$ km)に向かって徐々に深くなる一方で(ii)台地側($2\text{ km}<x<10$ km)では概ね深さ10-20 mの範囲に強い不連続が継続的に現れることを示している。地質断面との比較によれば、この不連続はそれぞれ低地における沖積層の基底および台地における木下層上部の基底に対応すると考えられる。実際、台地部のN値データには、木下層上部(Kiu)とそれが不整合で覆う清川層(Ky)との間に明瞭なコントラストが見られる(第14図下)。なお、H/V深度変換データは、(iii)木下層下部が局在する領域($x=3, 8$ km付近)ではその基底面(深さ30-40 m程度)にも不連続が存在することを示しているが、この傾向もN値分布と整合的である。

ここでは図示しないが、H/V深度変換が示す不連続構造(i), (ii), (iii)に対応するH/Vスペクトルの周波数は、それぞれ概ね1-3 Hz, 5 Hz, 1-3 Hzである。すなわち低地で見られる周波数1-3 Hzのピークは低地における沖積層の基底に起因する一方、台地側で木下層下部が存在する領域ではその基底に起因して形成されている。また、台地側で一般に存在する周波数5 Hz付近のピークは木下層上部の基底に起因して形成されている。

追加観測点を含むH/V スペクトルの空間変化(第16図)に上記(i)-(iii)の該当箇所を記入しておく。

こうして木下層下部が存在する領域の直上で観測されるH/V スペクトルにはその基底の影響により周波数1-3 Hz のピークが現れることが分かったが、第16図を観察すると、台地下では木下層下部が存在しない領域(5×7 km)でも同程度の周波数に弱いピークが見られることが分かる(丸印(iv))。そこで、H/V 深度変換を適用してこのピークに該当する深さを確認したところ、(iv)のピークは少なくとも深さ40 m以上の構造に起因することが判明した。結論として、EF 測線南部沿いのH/V スペクトルに現れる1-3Hzのピークは概ね(i), (iii), (iv)の3種類の地盤構造に起因すると言える。

第17図は、第16図に示される観測点Sample (i), (iii), (iv)のH/V スペクトルの比較である。同図によれば、これらの観測点のスペクトルは全体的な形状が良く似ておりそれぞれ同様に1-3 Hz にピークを持つ。しかしその絶対値はそれぞれ50, 10, 5と大きく異なる。この結果は各ピークの形成に寄与する不連続性の度合い(速度インピーダンス)の違いを反映すると解釈すれば、一般に新期の軟弱地盤(沖積層)の基底(Sample (i))の速度コントラストが最大であり、次に更新世の軟弱地盤(木下層下部)の基底(Sample (iii))、深さ40 m以上の構造(Sample (iv))の順になると予想されるので、自然な結果と言えよう。

7. 更なる微動観測点の追加について

以上の通り、微動アレイ探査によるS波速度断面、H/V 深度変換による不連続構造は中澤・田辺(2011)の地質断面、N値データ、基準ボーリング地点のPS 検層データと非常に整合的であり、同地域の地下構造のモデル化に対する微動探査法の適用性を裏付ける結果となっている。そこで我々は将来的にこの地域の3次元地盤モデルを構築することを目指し、2013年7月22-26日と8月6, 7日に微動アレイの集中観測を実施した。結果として、柏・流山地域の約10 km 程度の集中観測の範囲で本研究のデータを含めて全83点のデータセットが得られた(第18図)。観測実施領域の中央付近では基準ボーリング(第3, 5図; GS-KW-3)が実施されている。また観測実施領域の東西でも別途2本の基準ボーリング(第3, 4, 6図; GS-NY-1, GS-SN-1)が実施されているので、モデル化の際は評価、検証のために利用できる。

8. おわりに

本研究では、首都圏の浅層地下を構成する地層が模式的に分布する千葉県北部地域において、既存ボーリングデータ対比のリファレンスとなる基準ボーリング調査

と常時微動測定を実施した。基準ボーリング調査では、堆積サイクルに基づいて地層を区分し、それぞれの層相及び物性の特徴を明らかにした。このうち柏付近の木下層の谷埋め軟弱泥層が分布する地域については、微動アレイ探査を多地点で実施することで、浅層地下のS波構造を明らかにし、さらにH/V スペクトルの卓越周期とボーリング調査で知ることのできた地層境界との対応を明らかにすることができた。つまり本ケースでは、地盤振動特性に影響を与える地層及び地層境界を層序学的なレベルの精度で特定することができたといえる。今後、このような基準ボーリング調査と微動アレイ探査のデータ蓄積を行い、既存のボーリングデータの対比と併せて、一般的な適用性を評価しつつ地盤の類型化を行うことで、強震動予測等に極めて有用な地質地盤情報整備が可能になると考えられる。

謝辞

コア試料の観察・分析作業では地質情報研究部門の坂田健太郎氏、國本節子氏、井川敏恵氏、石原明美氏にご協力をいただいた。テフラの同定については農研機構農村工学研究所の中里裕臣氏にご助言いただいた。ボーリング調査の実施にあたっては、千葉県葛南土木事務所、県立行田公園、千葉県千葉土木事務所、千葉県教育庁教育振興部体育課、千葉県総合スポーツセンター、流山市みどりの課、柏市教育委員会、柏市立旭東小学校、柏市公園管理課、船橋市商工振興課、ふなばし三番瀬海浜公園に多大な便宜をはかって頂いた。ボーリング作業は株式会社サンコア及び大洋地下調査株式会社によって実施され、極めて状態の良いコア試料が採取された。微動観測地点の選定の際には、(独)防災科学技術研究所の先名重樹氏からご助言を頂き、また本研究で用いた3成分地震計は(独)防災科学技術研究所からお借りした。以上の方々に深く感謝いたします。

文献

- 長 郁夫・先名重樹・藤原広行(2013a) CCA 法の実用化による浅部微動探査の新展開。日本地球惑星科学連合2013年大会予稿, SSS33-04.
- 長 郁夫・先名重樹・藤原広行(2013b) 浅部速度断面を得るための簡便な微動探査一部速度深度変換の提案一。日本地震学会講演予稿集2013年秋季大会, 194.
- 貝塚爽平(1987) 関東の第四紀地殻変動。地学雑誌, 96, 223-240.
- 風岡 修(2003) 利根川下流低地・東京湾岸埋立地。アーバンクボタ, 40, 5-13.

松田磐余 (1993) 東京湾とその周辺の沖積層. 貝塚爽平編, 東京湾の地形・地質と水, 築地書館, 東京, 67-109.

Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Rail. Tech. Res. Inst. Rep.*, **30**, 25-33.

中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. *第四紀研究*, **40**, 251-257.

中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41p.

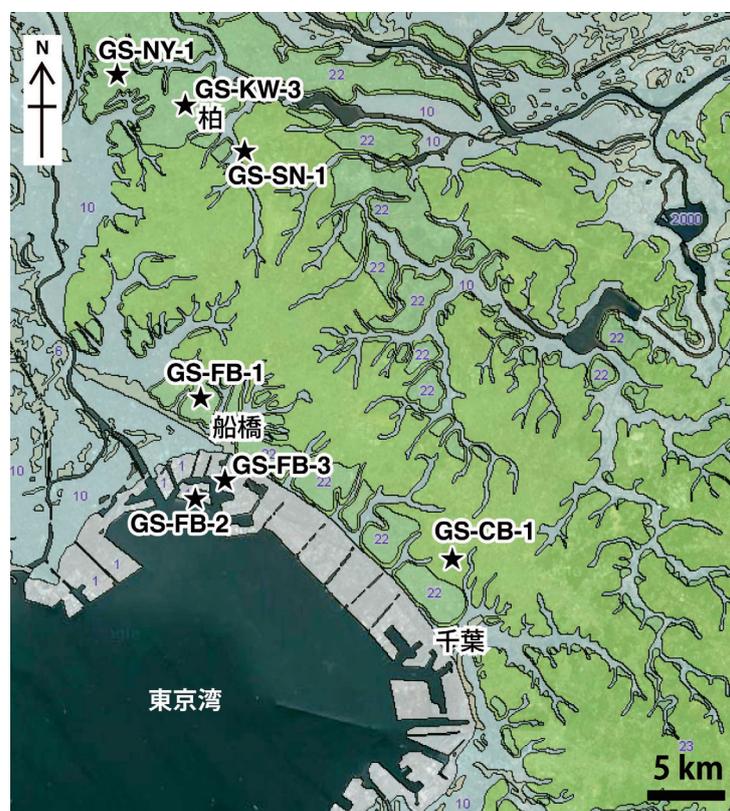
中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀

内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. *地質学雑誌*, **112**, 349-368.

中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72p.

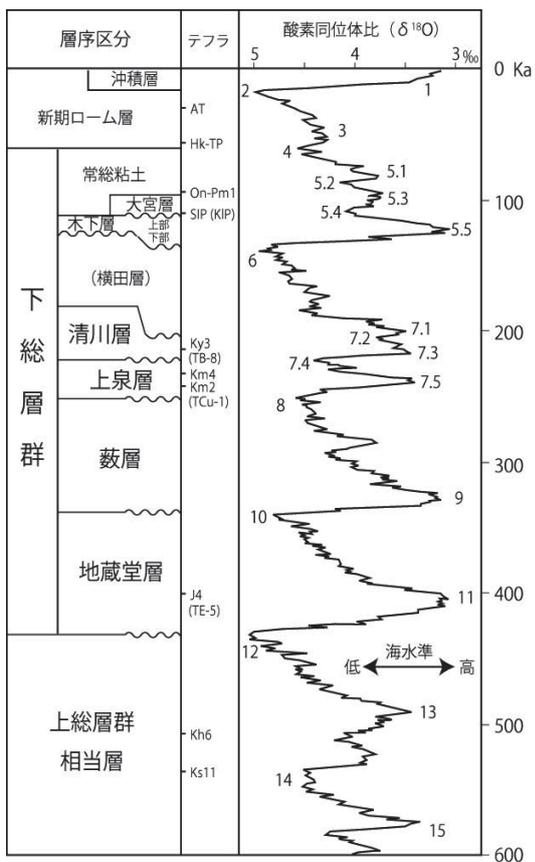
岡田 廣 (1998) 微動利用の地下構造推定法. 物理探査学会編, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 東京, 203-211.

先名重樹・安達繁樹・荒木恒彦・飯澤清典・藤原広行 (2006) 微動探査観測システムの開発. 第 115 回物理探査学会予稿集, 120-122.



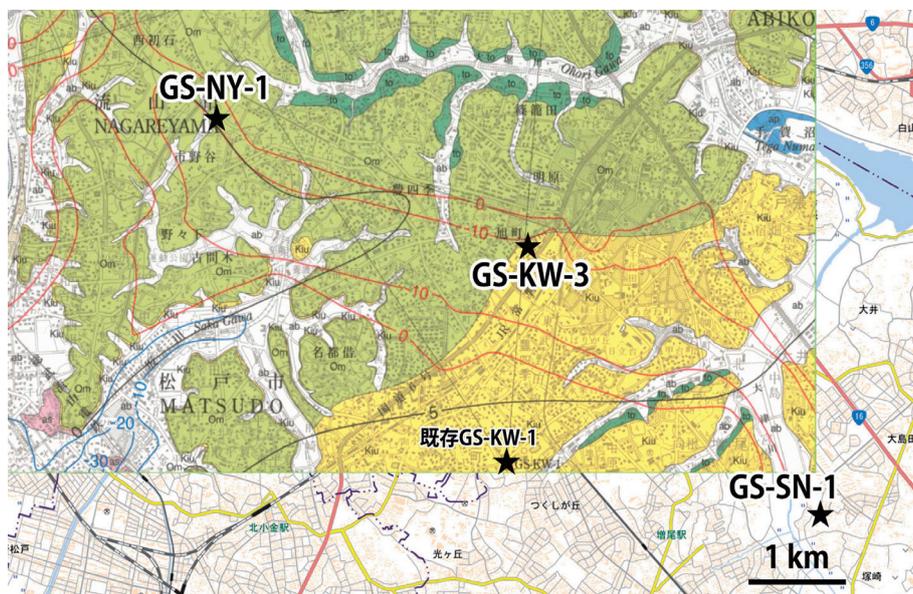
第 1 図 ボーリング調査地点.
 ベースマップは 20 万分の 1 シームレス地質図.
 凡例 1: 人工改変地 (埋立地), 凡例 6: 完新世の自然堤防や浜堤の堆積物, 凡例 10: 完新世の湿地の堆積物, 凡例 22, 23: 下総台地の段丘構成層

Fig.1 Map showing the drill sites of this study.
 Base map taken from Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000), Geological Survey of Japan, AIST. Legend 1: Reclaimed land, Legend 6: Holocene natural levee or beach ridge, Legend 10: Holocene marsh, Legend 22, 23: Pleistocene deposits beneath the Shimosa Upland.



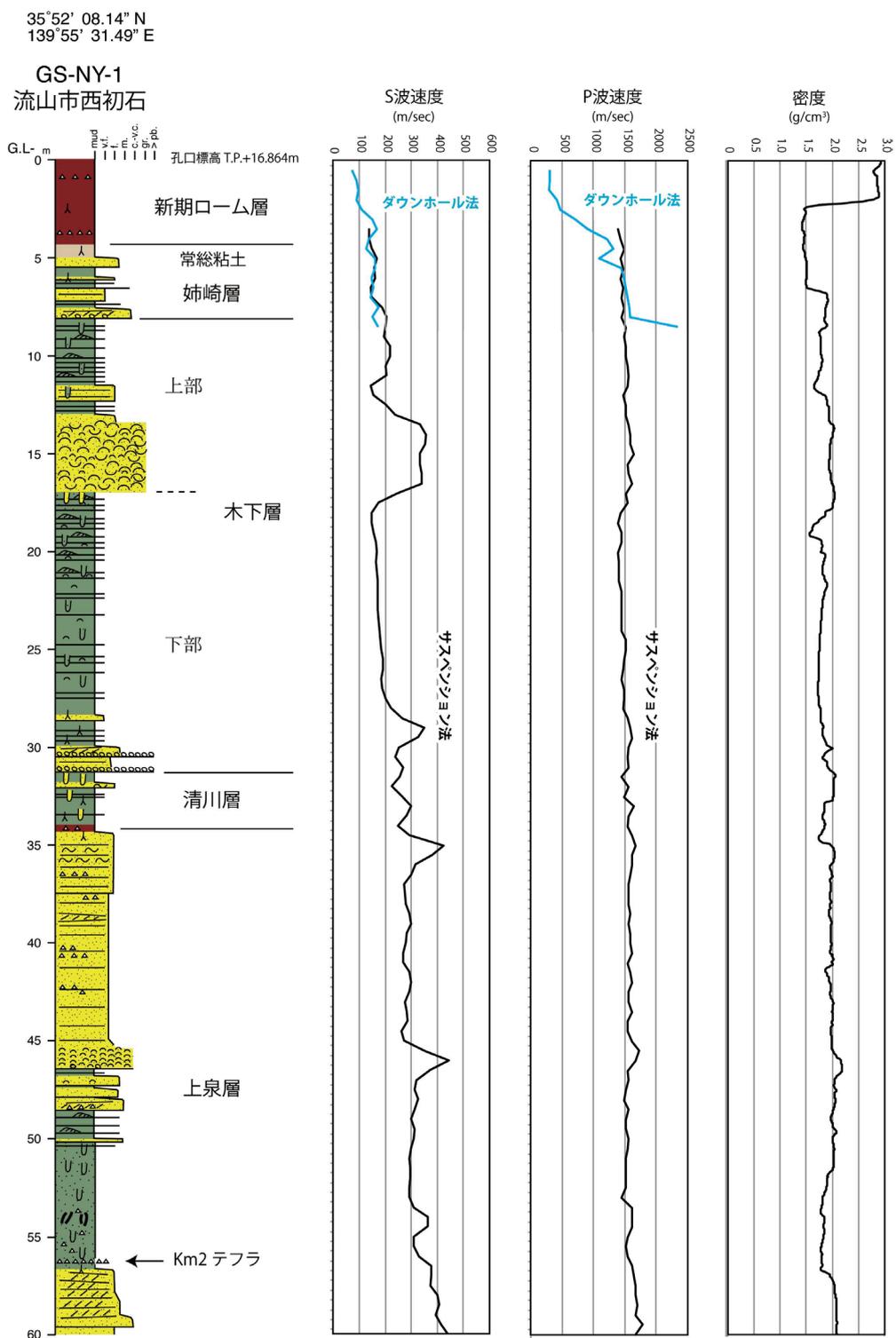
第2図 調査地域の中部更新統～完新統の層序区分と海洋酸素同位体比曲線との対比 (中澤・田辺, 2011 を一部改変)

Fig.2 Stratigraphic division of the Middle Pleistocene to Holocene successions and correlation with the marine isotope stages (modified from Nakazawa and Tanabe, 2011).



第3図 柏市付近の埋没谷の基底深度分布 (野田図幅: 中澤・田辺, 2011 より)。赤線が埋没谷基底の等高線。ベースマップは地理院地図。

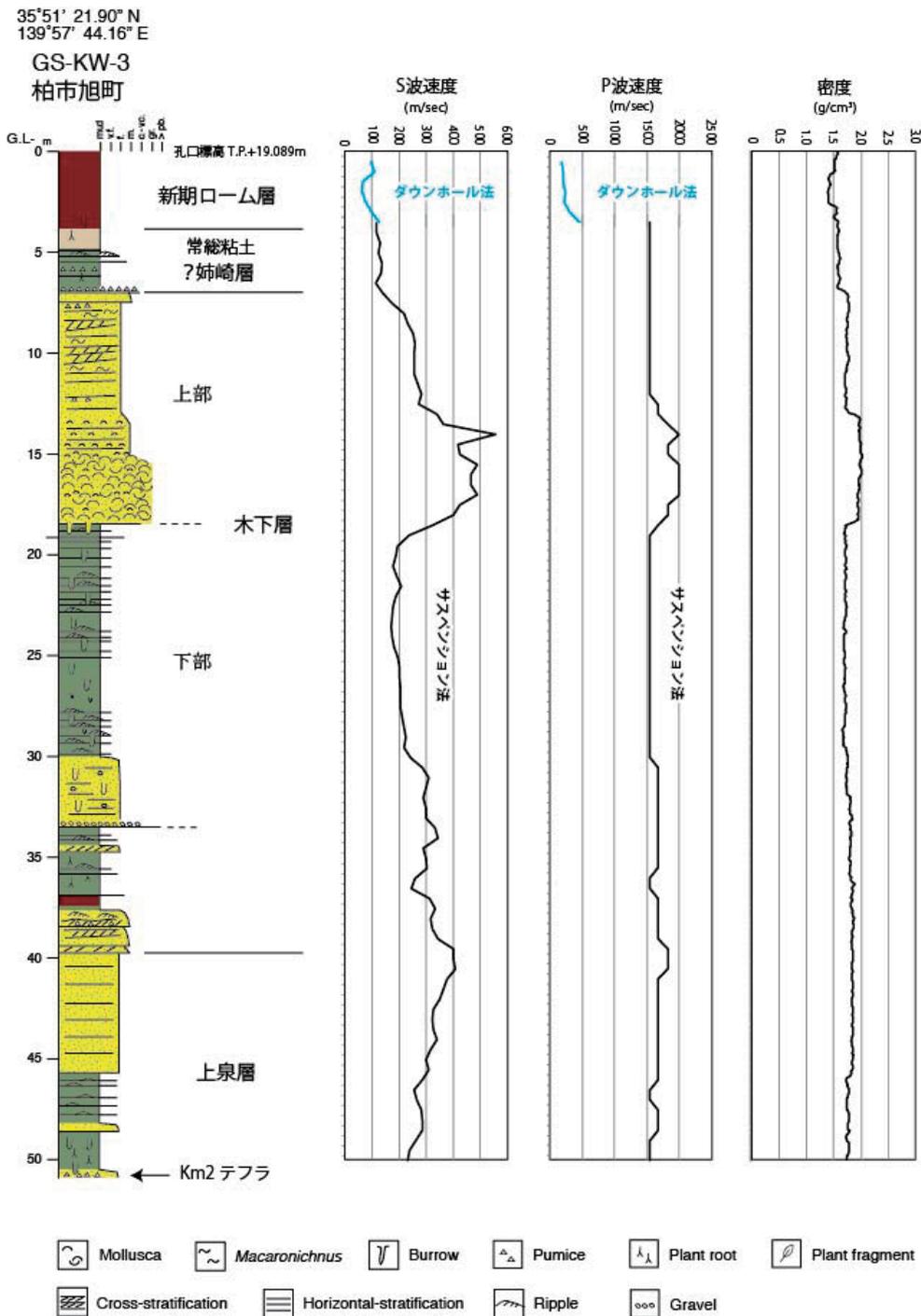
Fig.3 Map showing morphology of the buried valley beneath Kashiwa City (Nakazawa and Tanabe, 2011). Red lines indicate contour lines (T.P. + m) of the buried valley. Base map taken from GSI Maps.



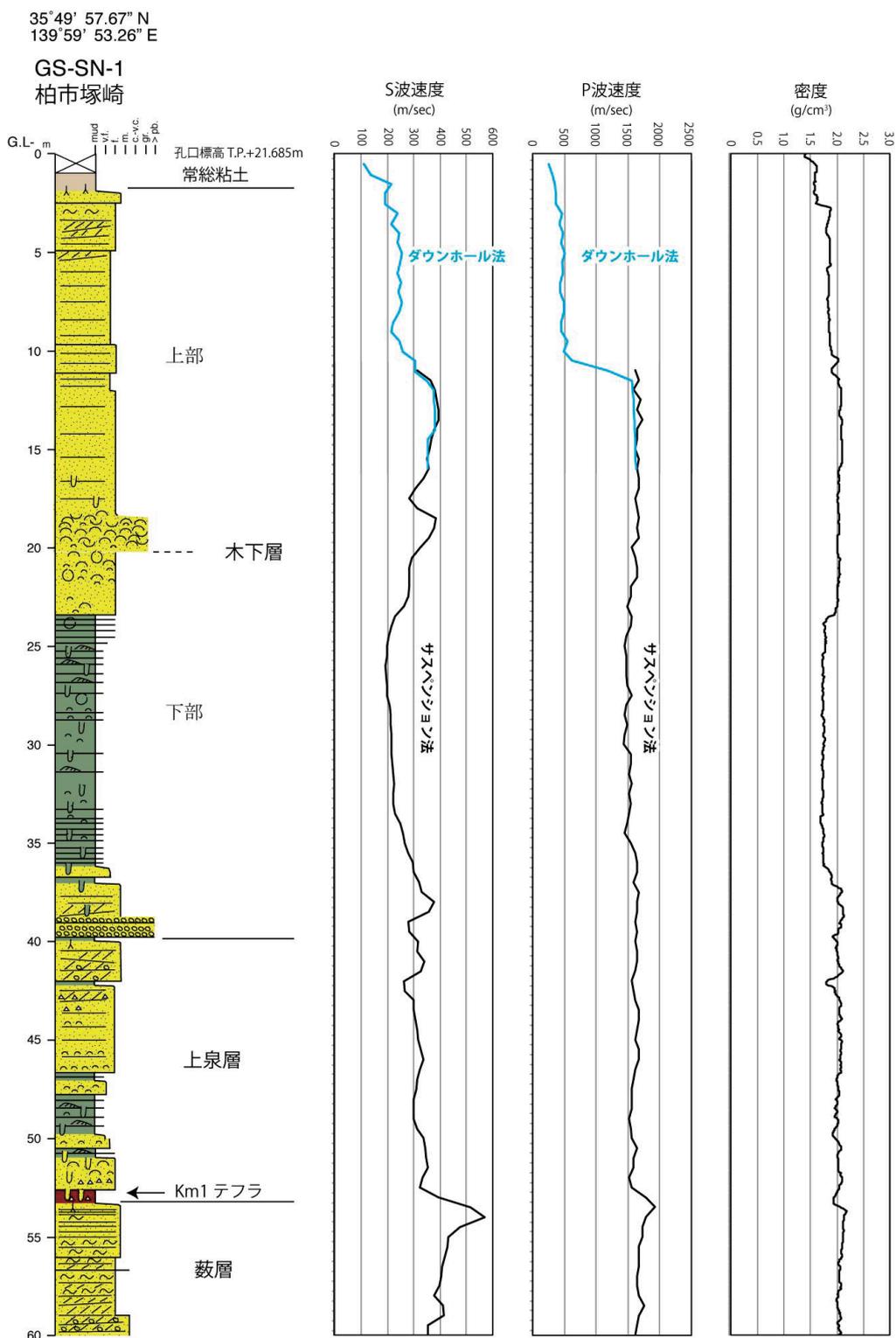
第4図 流山市西初石 GS-NY-1 ボーリングの柱状図と検層結果。

凡例は第5図を参照のこと。

Fig.4 Log data of GS-NY-1 borehole, Nishi-hatsuishi, Nagareyama.
See Fig.5 for legend.

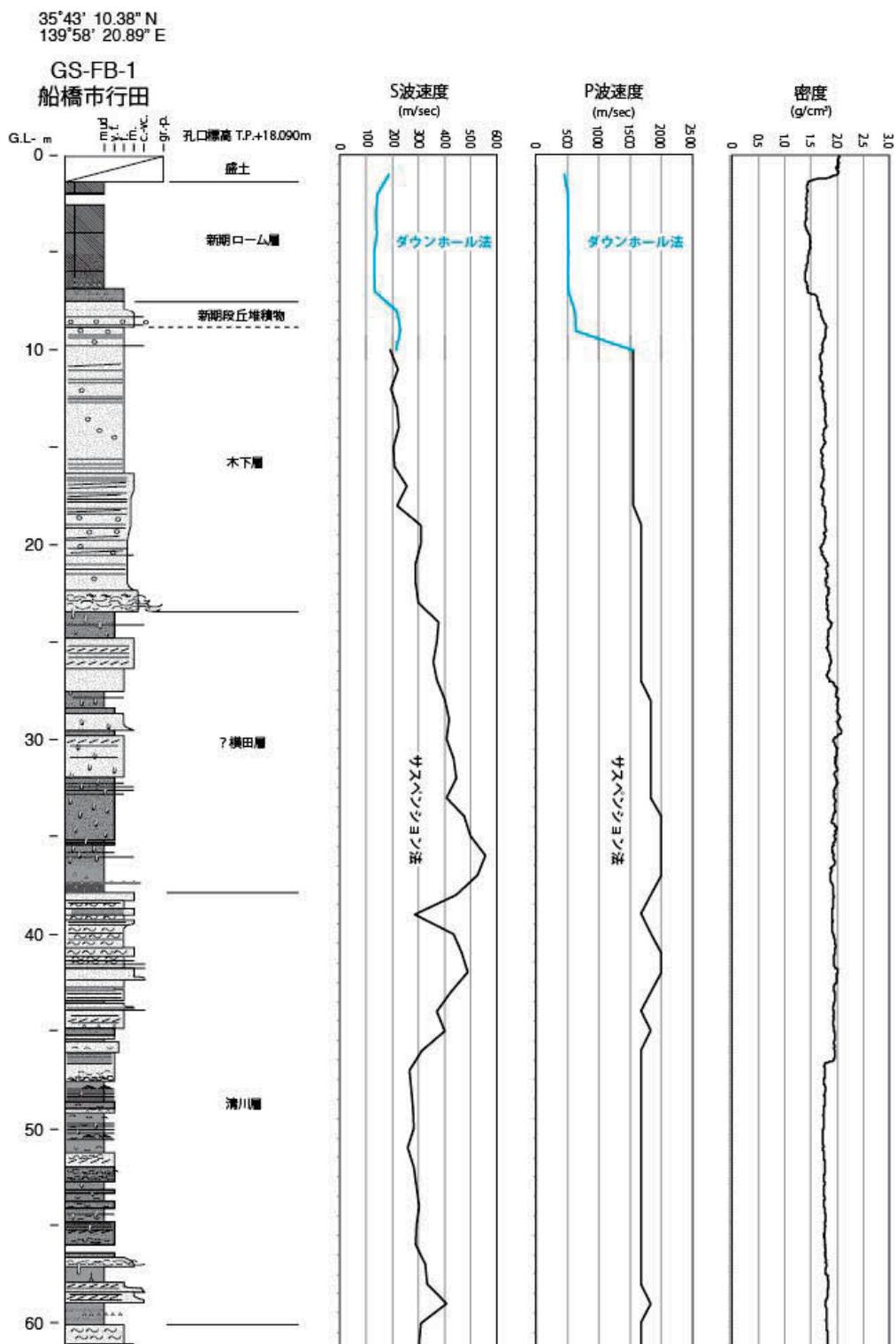


第5図 柏市旭町 GS-KW-3 ボーリングの柱状図と検層結果
Fig.5 Log data of GS-KW-3 borehole, Asahi-cho, Kashiwa.



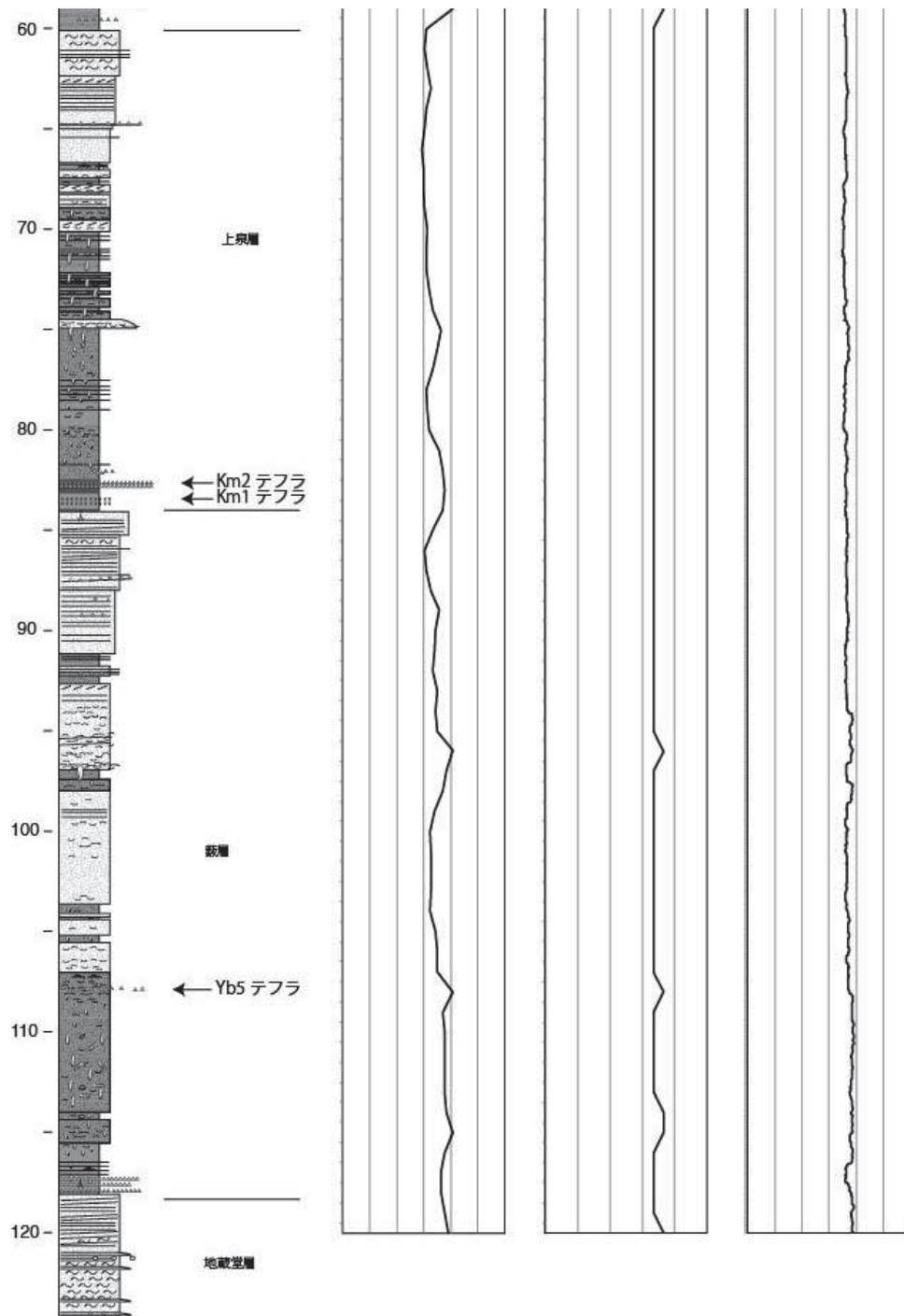
第6図 柏市塚崎 GS-SN-1 ボーリングの柱状図と検層結果。
凡例は第5図を参照のこと。

Fig.6 Log data of GS-SN-1 borehole, Tsukazaki, Kashiwa.
See Fig.5 for legend.

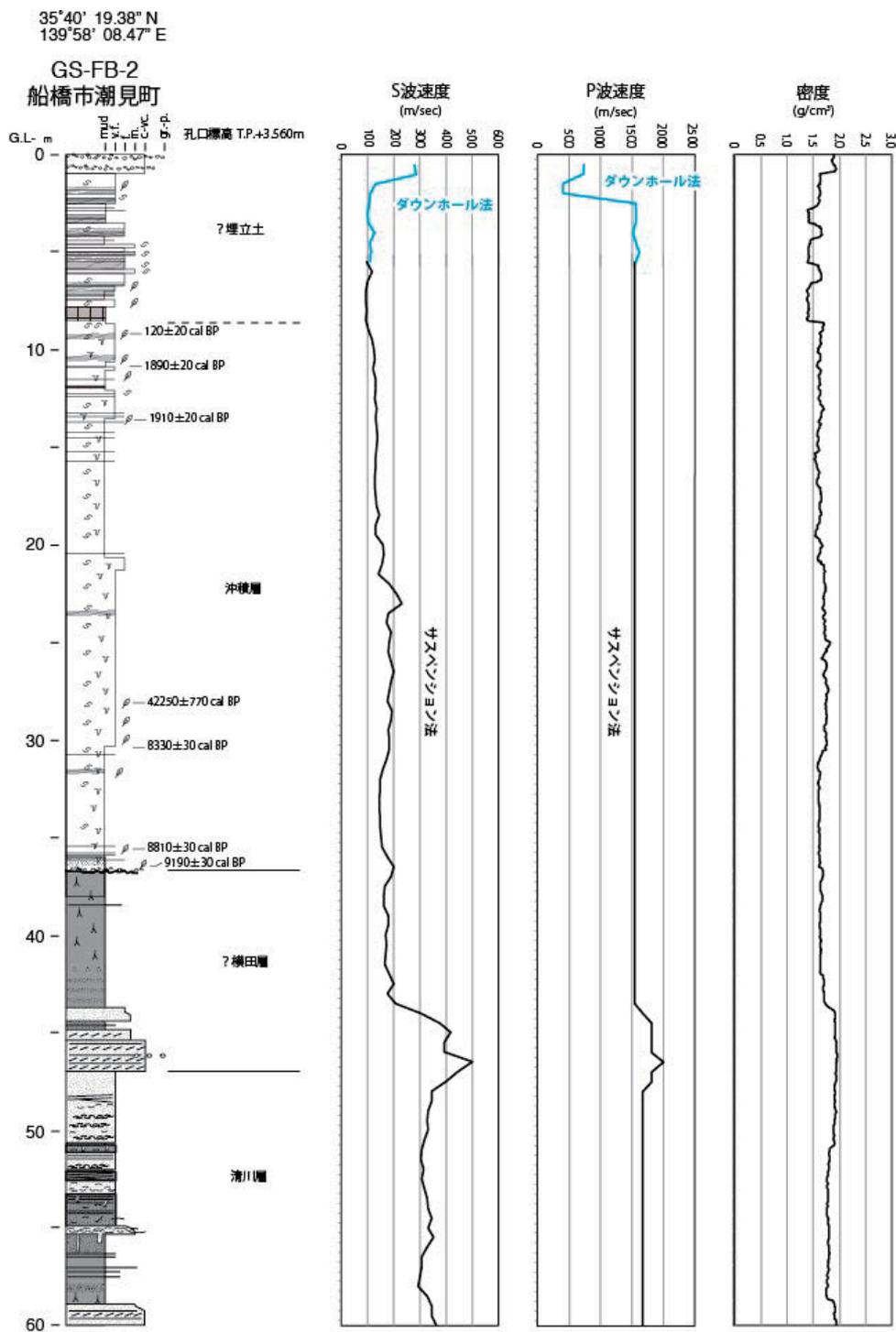


第7図 船橋市行田 GS-FB-1 ボーリングの柱状図と検層結果。
凡例は第5図を参照のこと。

Fig.7 Log data of GS-FB-1 borehole, Gyoda, Funabashi.
See Fig.5 for legend.

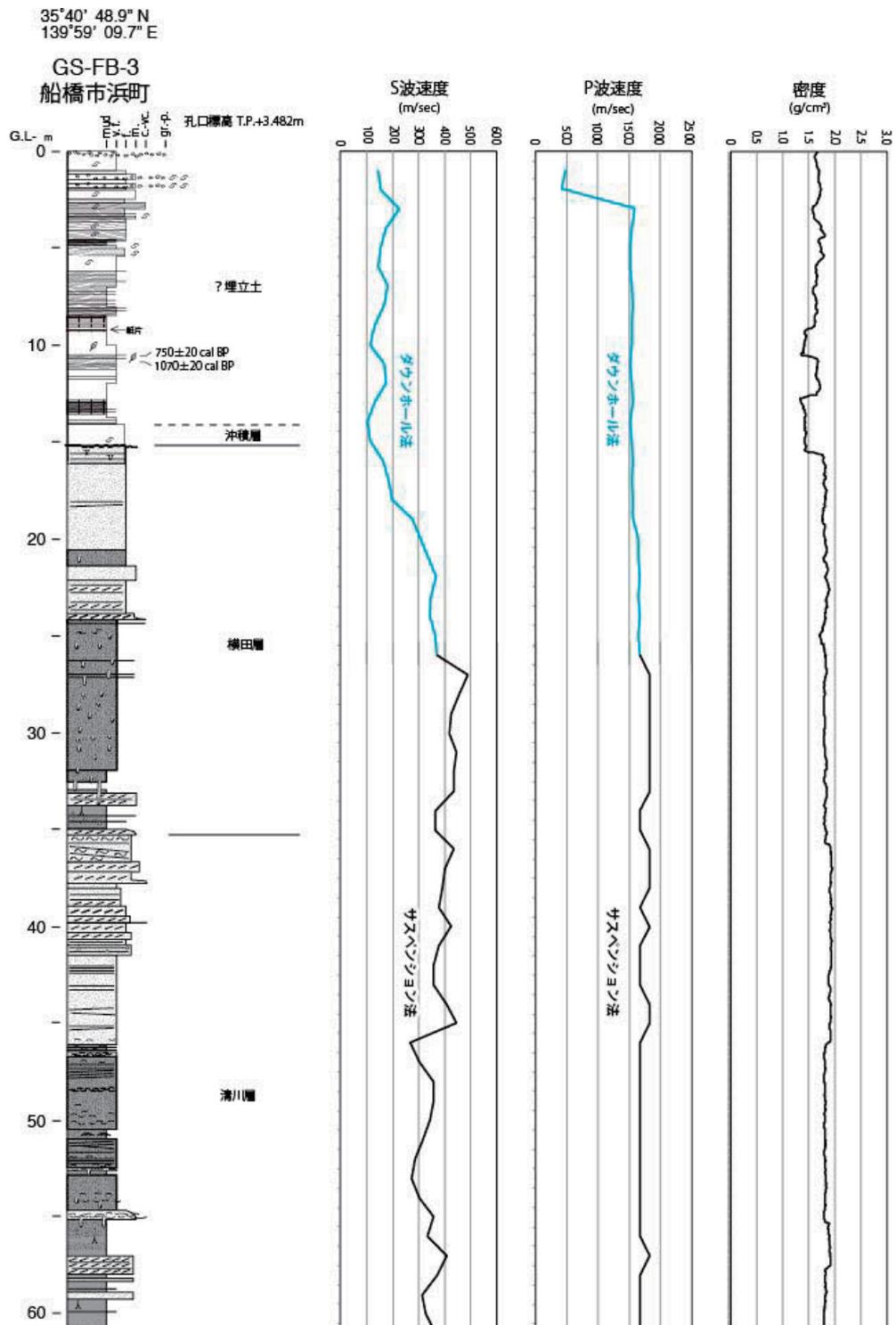


第7図 つづき
Fig.7 Continued.



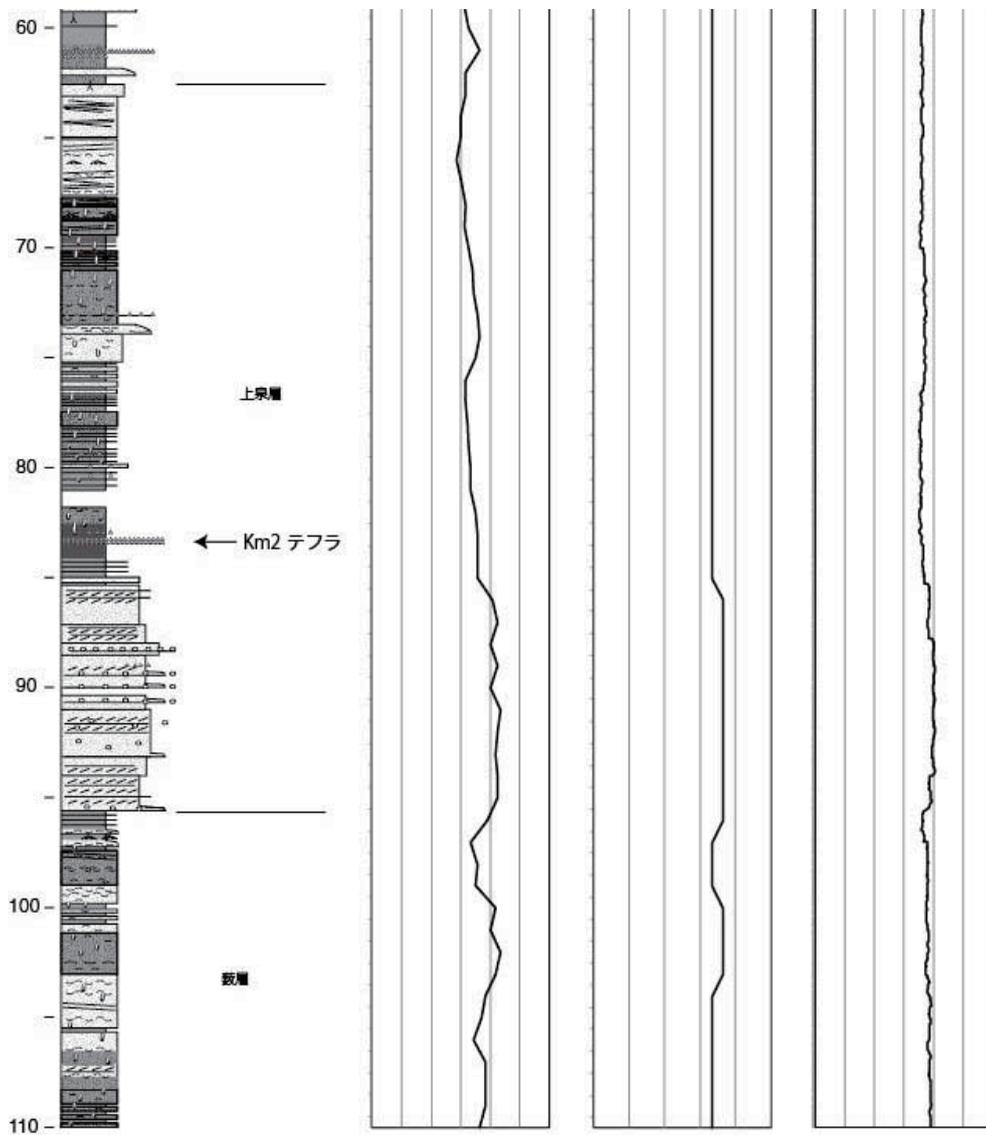
第 8 図 船橋市潮見町 GS-FB-2 ボーリングの柱状図と検層結果。
凡例は第 5 図を参照のこと。

Fig.8 Log data of GS-FB-2 borehole, Shiomicho, Funabashi.
See Fig.5 for legend.

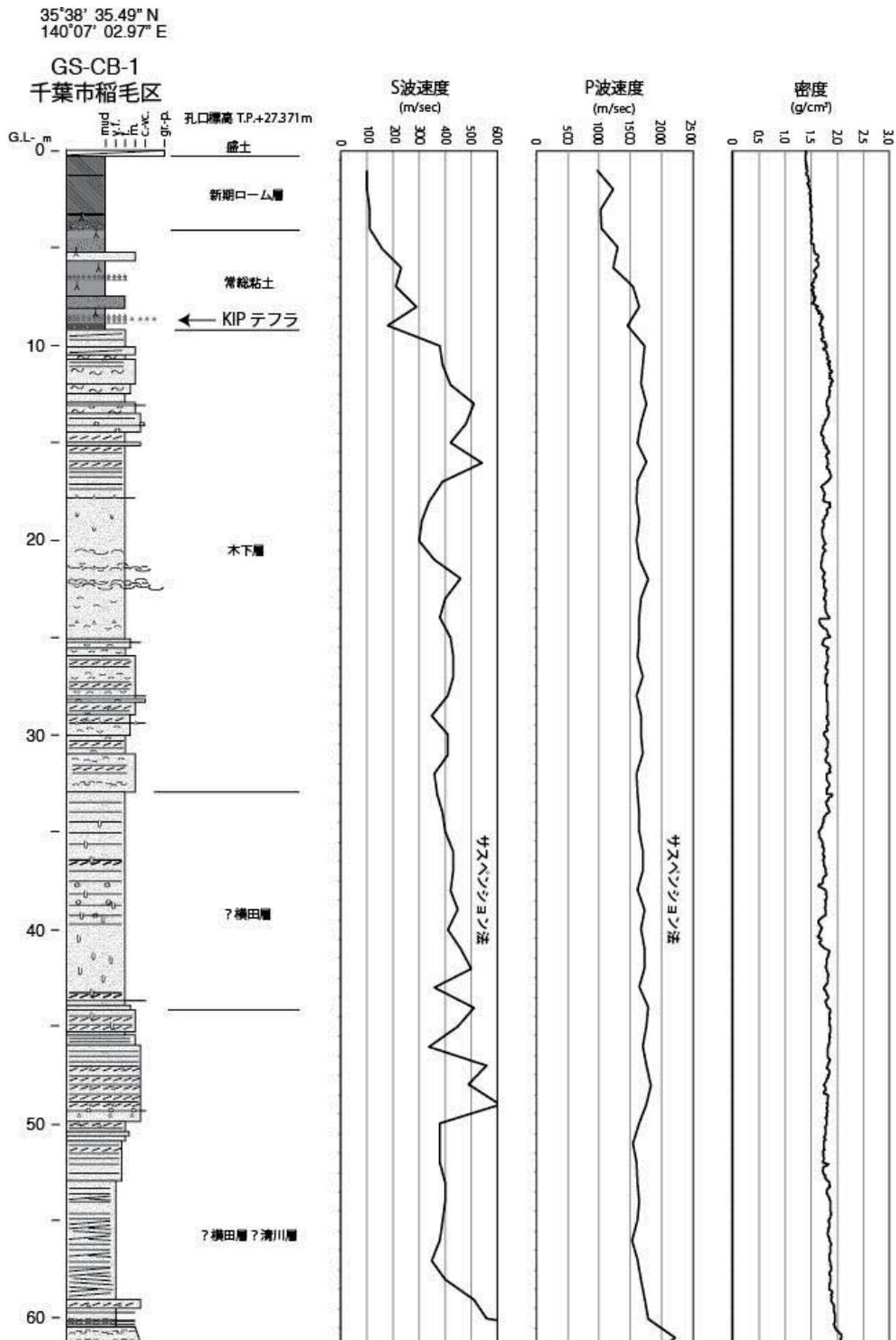


第9図 船橋市浜町GS-FB-3ボーリングの柱状図と検層結果。
凡例は第5図を参照のこと。

Fig.9 Log data of GS-FB-3 borehole, Hama-cho, Funabashi.
See Fig.5 for legend.

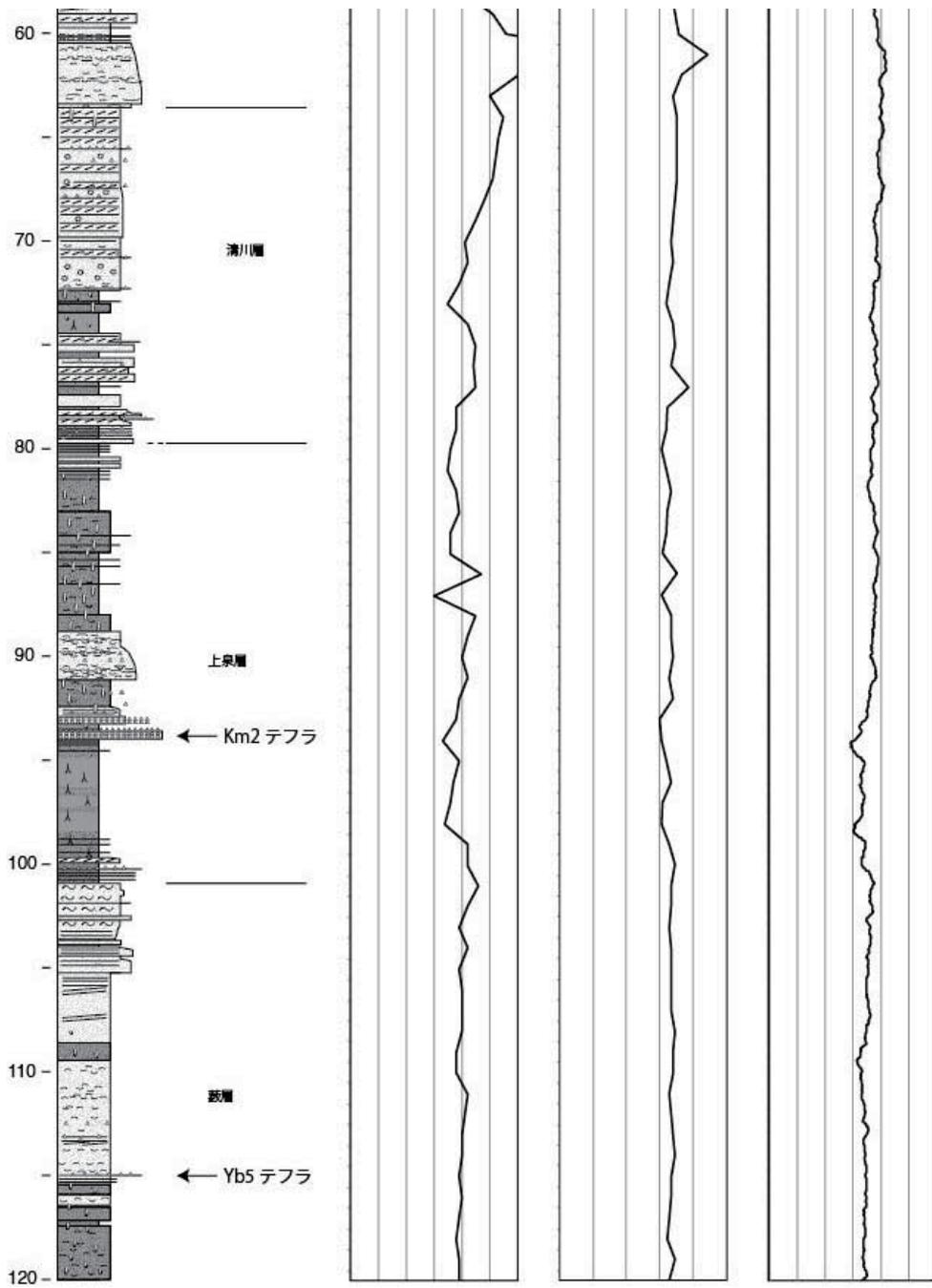


第9図 つづき
Fig.9 Continued.

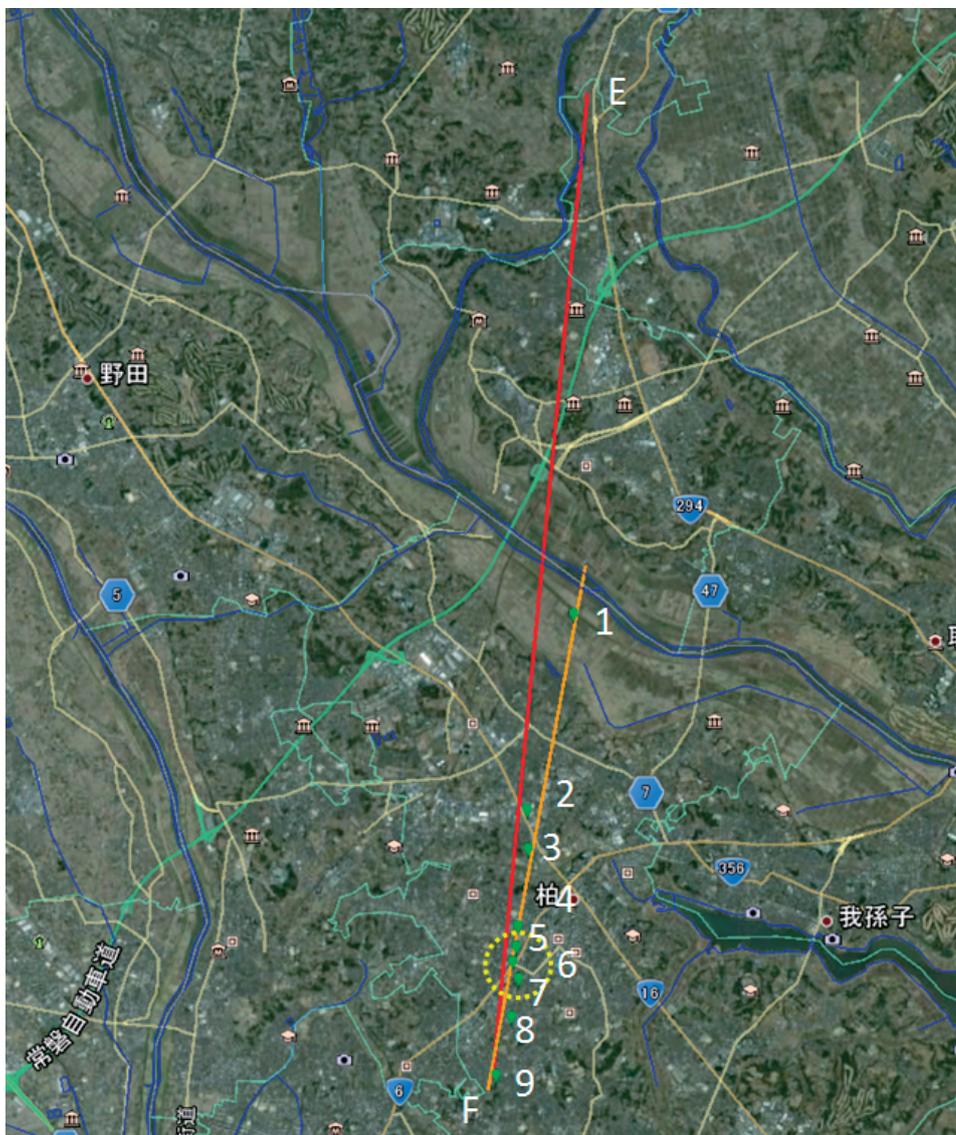


第10図 千葉市稲毛区GS-CB-1 ボーリングの柱状図と検層結果.
凡例は第5図を参照のこと.

Fig.10 Log data of GS-CB-1 borehole, Inage, Chiba.
See Fig.5 for legend.



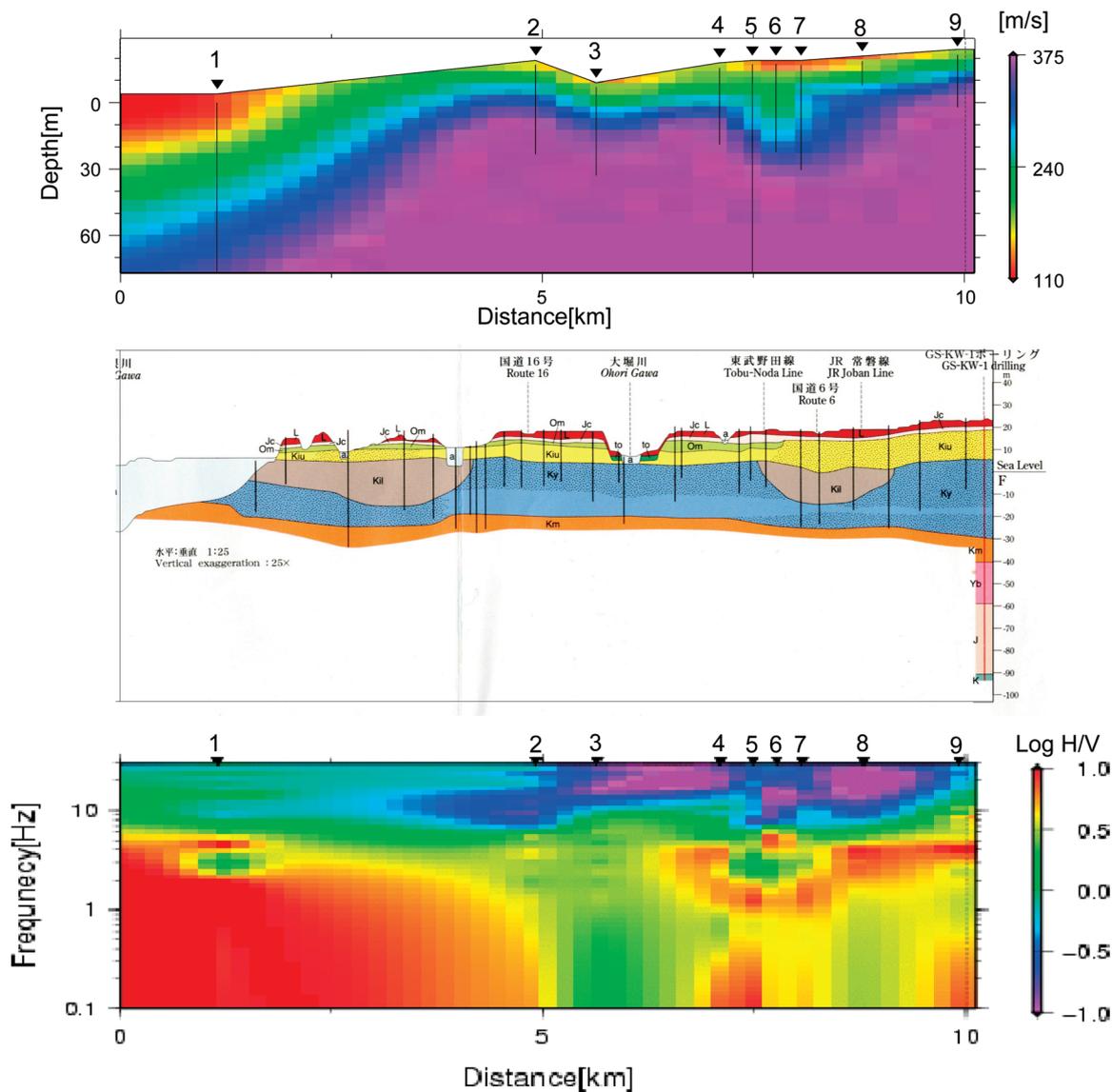
第10図 つづき
Fig.10 Continued.



第 11 図 野田図幅（中澤・田辺，2011）の測線 EF（赤線）と微動アレイ探査測線（オレンジ線），探査実施地点（緑マーク）。

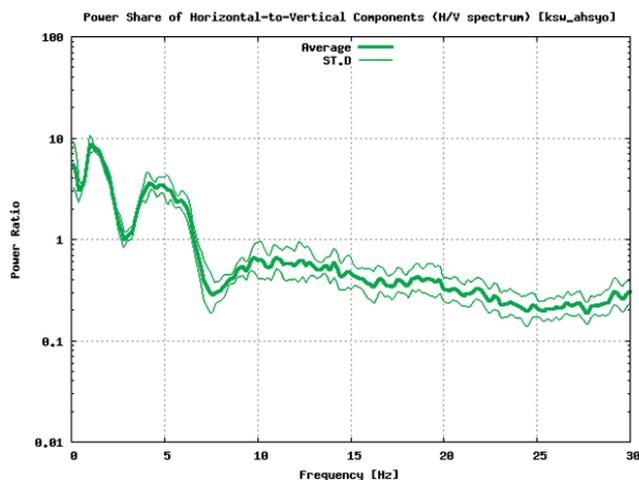
黄色丸はボーリング実施点。基図は Google 社の Google Earth（2014-4-1 現在）を利用。

Fig.11 Line EF (a red line) shown in the geological map of the Noda district (Nakazawa and Tanabe, 2011) and a measurement line (an orange line) of microtremor-array observations (green marks). A yellow circle indicates a place where a boring survey will be conducted. Google Earth (Google Inc.) is used as a base map as of April 1, 2014.

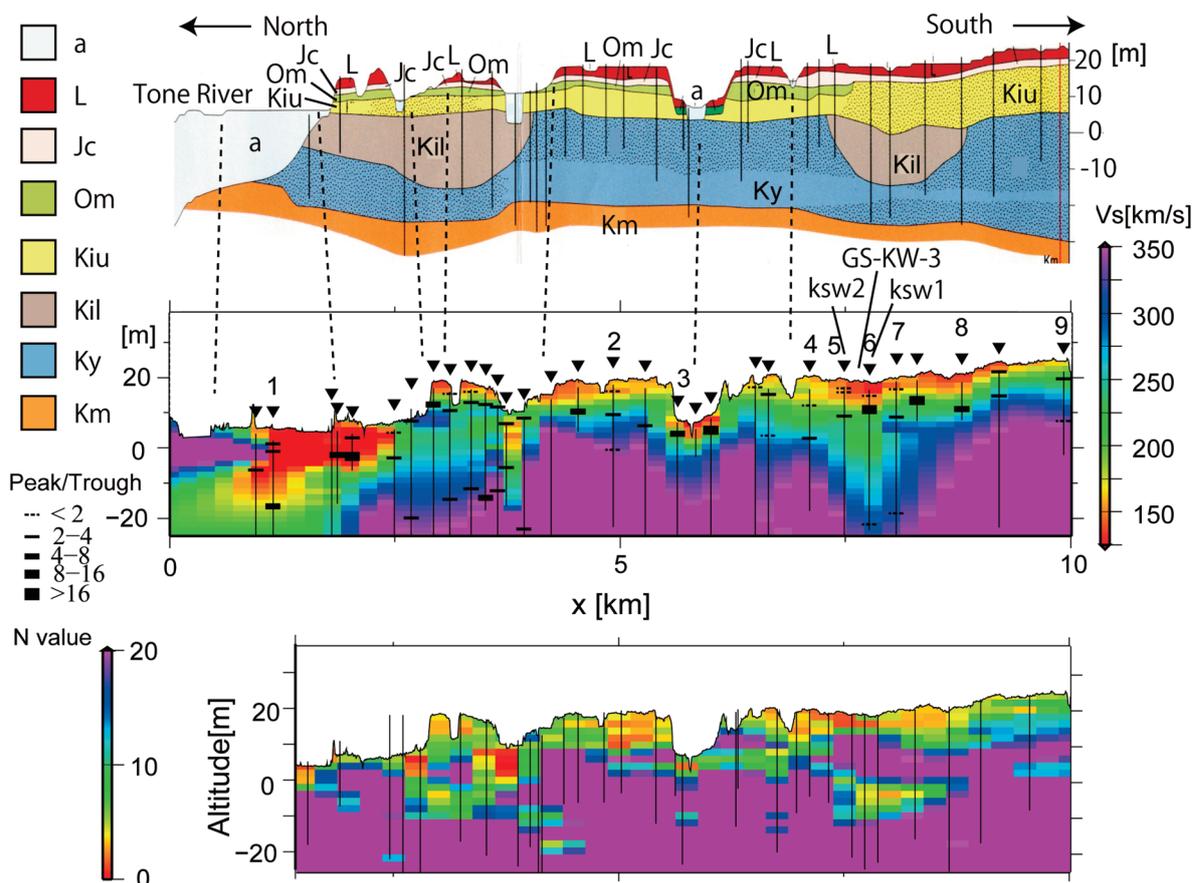


第12図 (上) S波速度断面(単位は[m/s])。Distance 0 kmは測線北端に対応する。逆三角形は観測点位置を表す。その直下の線分はS波速度データが存在する範囲を示す(それ以外の部分は空間補間)。(中)野田図幅EF測線の地質断面(中澤・田辺, 2011)の一部。上のS波速度断面に対応する領域をスケールを合わせて示す。(下)探査測線に沿うH/Vスペクトルの空間変化。

Fig.12 (top) Vertical section of the S-wave-velocity structure. The northern edge of the measurement line corresponds to the distance at 0 km. Inverse triangles indicate the observation locations. A segment beneath an inverse triangle indicates a range where S-wave-velocity data exist, while the other regions are painted by an interpolation. (middle) Vertical section of the geological structure along a southern part of Line EF, which is drawn in the geological map of the Noda district (Nakazawa and Tanabe, 2011). (bottom) The spatial variation of H/V spectra along the microtremor measurement line.

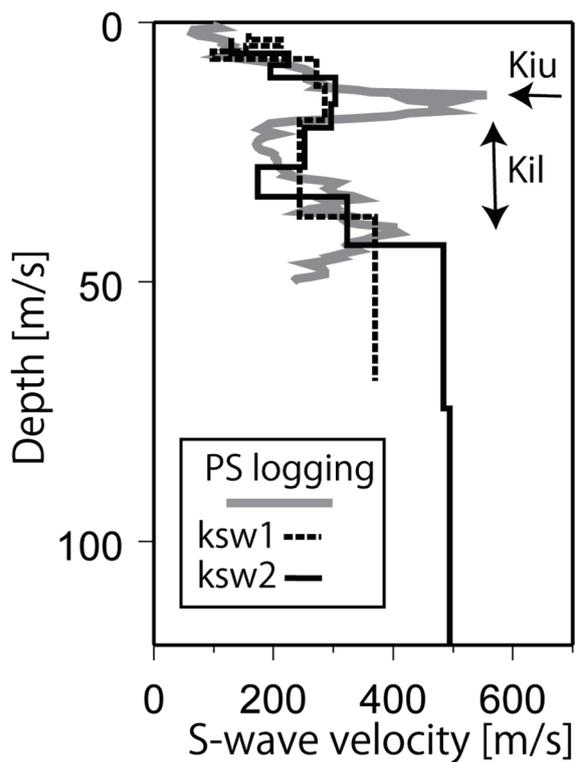


第13図 H/V スペクトル (地点5の場合)
Fig.13 H/V spectrum (Observation point 5).



第14図 (上) 野田図幅 EF 測線南部の地質断面 (中澤・田辺, 2011)。(中) 第12図に22観測点を追加して得られたS波速度断面。横棒はH/V深度変換により示される不連続深度。(下) N値分布 (中澤・田辺, 2011)。

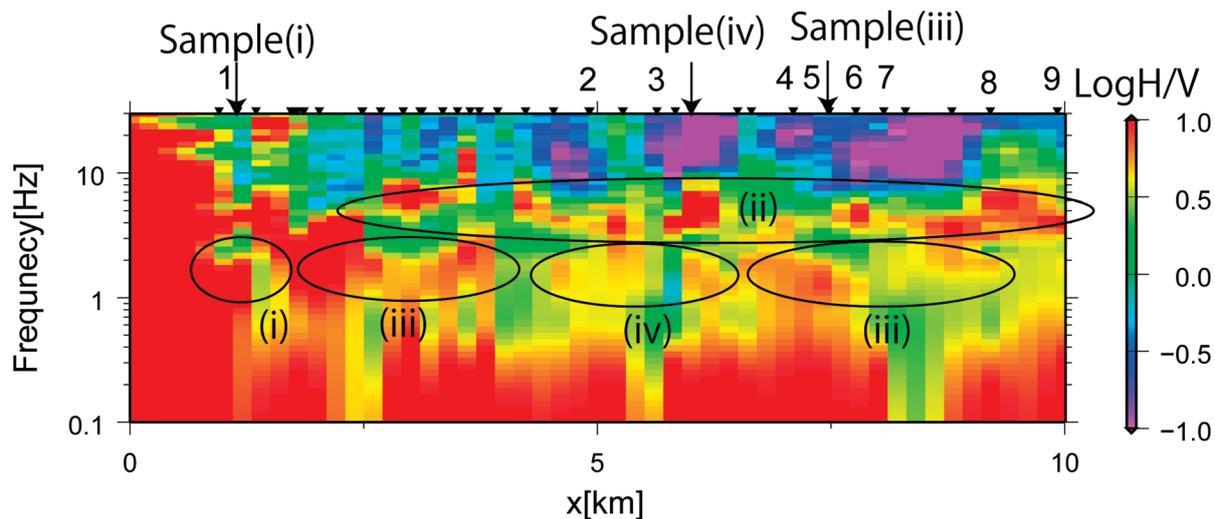
Fig.14 (top) Vertical section of the geological structure along a southern part of Line EF (Nakazawa and Tanabe, 2011). (center) Vertical section of the S-wave velocity structure obtained by adding 22 observation points to that depicted in Fig. 12. The horizontal bars represent the discontinuity depths. (bottom) N-value distribution after Nakazawa and Tanabe (2011).



第 15 図 微動による S 波速度構造と PS 検層データ。

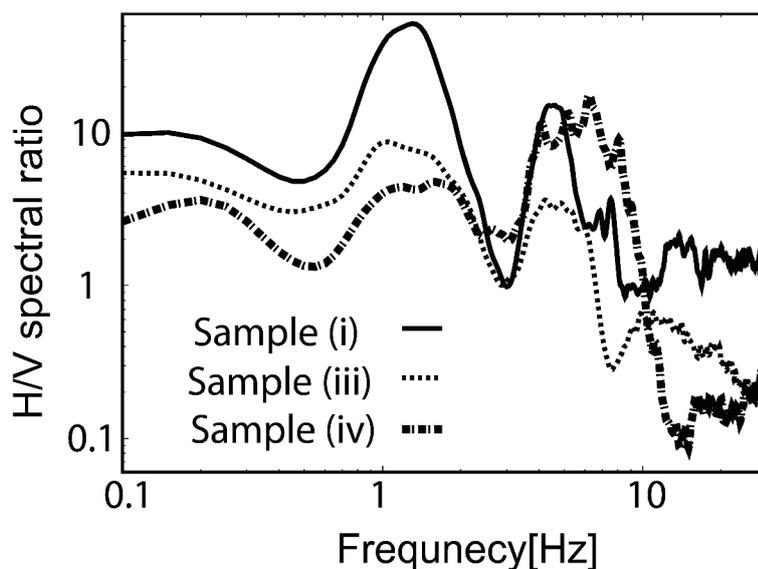
ksw1, ksw2, PS 検層 (GS-KW-3) の位置は第 3, 11, 14, 18 図に示されている。

Fig.15 S-wave velocity structures by microtremors and PS log. The locations of ksw1, ksw2, and PS log (GS-KW-3) are shown in Figs. 3, 11, 14 and 18.



第 16 図 探査測線に沿う H/V スペクトルの空間変化

Fig.16 The spatial variation of H/V spectra along the microtremor measurement line.



第 17 図 H/V スペクトルの比較.

観測点 Sample (i), (iii), (iv)の位置は第 14 図に示されている.

Fig.17 Comparison among H/V spectra.

The locations of the observation points, Sample (i), (iii), and (iv), are shown in Fig.14.



第 18 図 微動観測実施点 (赤マーク).

青丸は基準ボーリング実施点(第3~6図). 基図は Google 社の Google Maps (TM) (2014-4-1) を利用.

Fig.18 Microtremor observation points (Red marks).

Blue circles represent the reference boring points in Figs. 3-6. Google Maps (TM) (Google Inc.) is used as a base map as of April 1, 2014.

東日本地域の変形構造評価のための基礎データ整備 -首都圏周辺域の詳細地形データ整備と 東北地方の地層走向・傾斜データのデジタル化- Archiving fundamental data for active tectonics of east Japan: Collecting high-resolution topography data in/around Tokyo Metropolitan area and digitizing orientation data in Tohoku area

吉見雅行^{1*}
Masayuki Yoshimi^{1*}

Abstract: High-resolution topography data with air-borne LiDAR by mainly MLIT (Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism) are collected and archived in/around Tokyo metropolitan area. In addition, air-borne LiDAR surveys with one-meter resolution are conducted in two areas: northeast of Ibaraki Prefecture and area around Fukaya fault system. All the data collected in this work have also been archived in a newly developed data distribution system, which utilize Google API for data selection.

Geological orientations shown in geological maps have been digitized for active folding area of Tohoku region.

Keywords: Digital Elevation Model (DEM), Air-borne LiDAR, archive, Kanto, Yamanashi Pref., Nagano Pref., Shizuoka Pref., orientation, dip, digitize, fold

1. 調査目的

航空レーザ計測による詳細な地形データは、活断層調査、断層変位量の抽出などに活用されている。我が国では、主要河川の洪水氾濫対策や砂防分野での基礎データとして、国土交通省や地方自治体を中心に標高データが蓄積され、5m メッシュの標高データが基盤地図情報として国土地理院のウェブサイトから公開され始めている。しかし、公開データのメッシュサイズは5m であり、活断層や活構造の調査用途には詳細さに欠ける。また、航空レーザ測量が未実施の場所も多く存在する。そこで、首都圏周辺を対象として、活断層調査等に詳細な地形データを活用できるようデータを整備した。

2. 詳細地形データの収集対象地域と実施方法

対象地域は首都圏周辺であり、特に主要活断層帯周辺域（関東平野北西縁断層、立川断層帯、糸魚川-静岡構造線断層帯）および東北地方太平洋沖地震にて正断層の内陸地震が発生した茨城県北部地域を重点地域とした。国土交通省により取得された航空レーザ測量データを借り受け、既存データについては、東北地方太平洋沖地震の地殻変動を考慮して補正し、新たに詳細標高データを作成する。既存データの空白域については、新規の航空レーザ計測を行い、詳細な標高データを得る。収集データ、加工データを活断層調査へ活用できるようアー

カイブ化するシステムを作成する。

3. 詳細地形データの収集結果

3. 1 既存データのアーカイブ化および詳細地形データの作成

3. 1. 1 データの収集

国土交通省からグラウンドデータを借受けた地域を第1図に示す。計測密度は提供元の業務により異なり、概ね河川関連調査では2m メッシュ、砂防調査では1m メッシュの標高データが作成できる程度である。

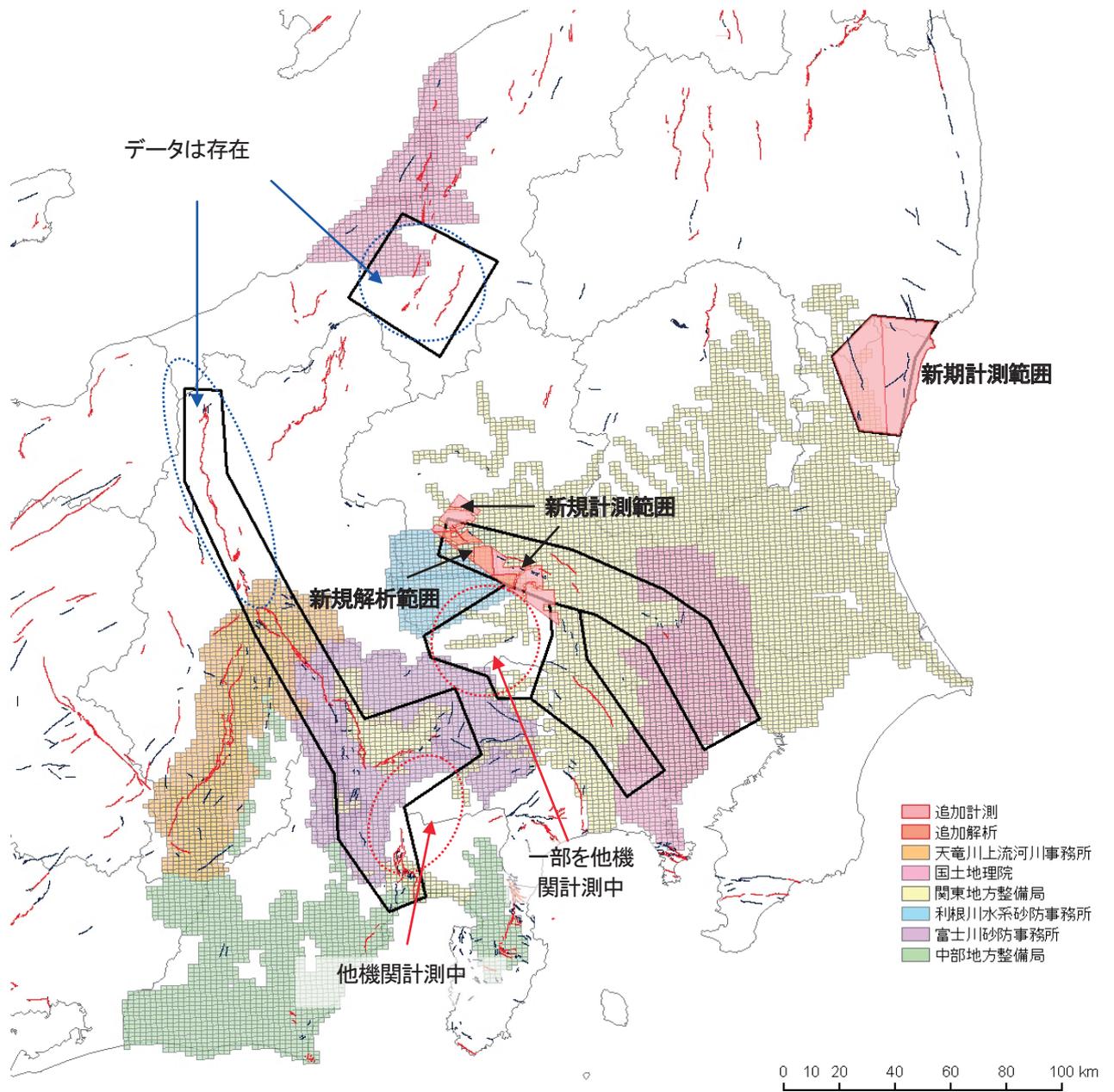
収集した計測データは、全て平成23年東北地方太平洋沖地震以前に計測されたものである。当該地震では東日本地域の広域で地殻変動が生じたため、地震前の計測データを現在の地形（新規計測データ）と整合させるためには、座標および標高の補正が必要である。そこで、「公共測量成果改訂マニュアル・平成20年4月（国土地理院技術資料A・1-No337）」に基づいて座標補正・標高補正を行なった。この際、既存データのうちグラウンドデータ（フィルタ済みの地表点群データ）を補正し、再度グリッドデータを作成した。なお、収集資料のうち利根川水系砂防事務所のデータは、オリジナルデータのみで構成されていたため、必要範囲についてフィルタリング作業を実施する必要があることがわかった。

他の詳細地形データや他機関の新規計測予定情報を収集した結果、茨城県北部地域および深谷断層帯周辺部

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」の修正である

*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))



第1図 詳細地形データアーカイブ対象地域

Fig.1 Area for high-resolution topography data archive.

(南西部)はデータが存在しないか既存データのフィルタリングが必要であることが判明した。これらの地域については、新規に航空レーザ計測を実施することとした。第2図に深谷断層南西部でのデータ空白域およびフィルタリングが必要な範囲を示す。

3.1.2 詳細グラウンドデータからの詳細地形データの作成

収集した既存計測データのうち詳細グラウンドデータが存在する地域について2mの標高データ(2mDEM)を作成した。東北地方太平洋沖地震の地殻変動を考慮してグラウンドデータの座標・標高補正を実施した後、Kriging法を用いて補間計算を実施し、2mグリッドデータとした。補間計算には、Surfer 10 (Golden Software)を用いた。

3.2 航空レーザ計測

3.1にて新規の航空レーザ計測が必要と判断された2地域(深谷断層帯周辺部、茨城県北東部)について、航空レーザ計測を実施した。計測密度は1mメッシュの標高データが作成できる密度(数値標高モデルの「地図情報レベル1000」)とした。作業は「公共測量作業規程の準則」の航空レーザ測量に準拠して実施した。また、計測は植生の影響を極力減らすため、できる限り落葉を待って実施した。

3.2.1 深谷断層帯周辺における航空レーザ計測および既存データとの結合結果

第3図に深谷断層帯周辺における2mDEMデータから作成した地形陰影図を示す。第2図の空白域およびフィルタリングを要する地域の双方について、新規データの取得およびフィルタリングを実施し、既存データの地殻変動補正を行った後、点群を統合して内挿・補間処理を行い、2mメッシュのDEMデータとした。これにより、平野部から丘陵部、山地にかけて連続した地形データが得られた。今後は、山地部での変動地形の把握や断層周辺域での段丘面分類に基づく変動量推定等に取得データを用いる予定である。

3.2.2 茨城県北東部における航空レーザ計測および計測結果

第4図、第5図に茨城県北東部における暫定2mDEMデータから作成した地形陰影図を示す。作業日程の短縮のため茨城県北東部を棚倉構造線沿いと海岸周辺の2地域に分割した。両者の接合部には200m以上の計測重複域を設け、データに食い違いが生じないようにしている。第4図では北西-南東走向の棚倉構造線沿いに2本の明瞭な谷が認識でき、とくに西側の細い谷では山地-低地境界が直線的であることがわかる。第5図では平野、

丘陵、山地の地形の遷移が認識できる。山地には多数の直線的な谷がみられる。

3.3 航空レーザ計測データアーカイブの構築

3.1および3.2にて収集、取得したデータのうち、オリジナルデータ、グラウンドデータ、DEMデータ、オルソ画像について、ウェブベースでデータを管理・取得できるアーカイブシステムを構築した(第6図)。航空レーザデータおよびオルソ画像は、国土基本図の図郭名(7桁の英数字から成る名称)とデータ内容を示す拡張子で整理されている。この特徴を生かし、データの管理では、通常のデータベースソフトを使わず、オペレーティングシステムの基本機能だけで動作するアーカイブシステムを作成した。一方、ユーザーインターフェースにはGoogle APIを用い、場所を視覚的に確認しながらウェブベースでデータがダウンロードできるようにした。データの貸与条件に応じて、データを閲覧・取得できるユーザを限定する機能も実装した。

4. 地層走向・傾斜データのデジタル化

4.1 対象地域

産業技術総合研究所(旧地質調査所含む)以外の主体が整備した地質図に記載されている走向・傾斜データをデジタル化する。対象は東日本の褶曲地域とし、秋田県発行の秋田県総合地質図幅および既往地質文献(北村信編、新生代東北本州弧地質資料集)の1/5万地質図幅を用いる。

4.2 作業方法

標準的な作業は以下の通りとした。第7図にデジタル化の例を示す。

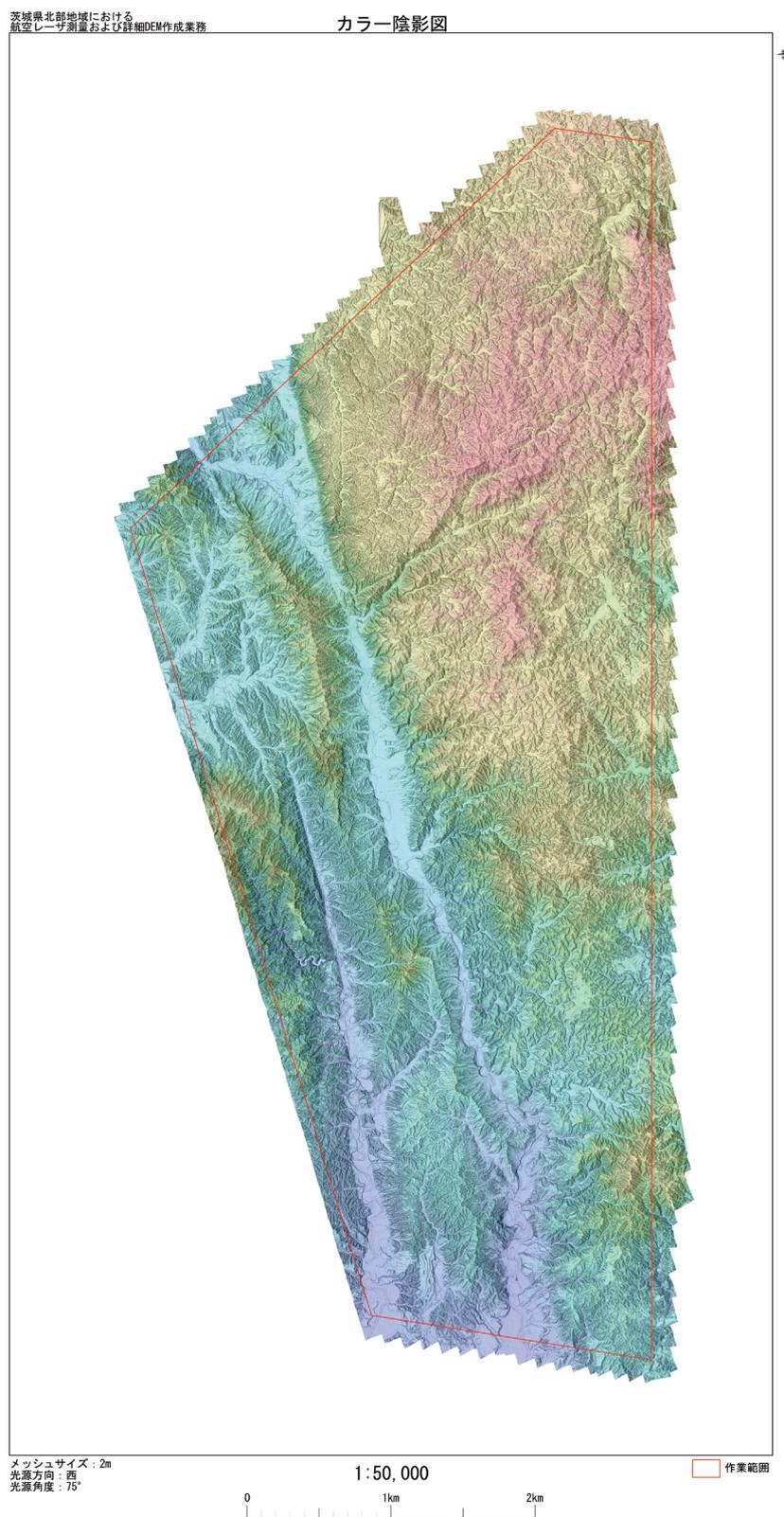
1) 既存地質図幅をスキャンし、国土地理院発行の地形図等と重ね合わせ、既存地質図幅を正確に位置決めする。

2) ポジショニングに基づいて、地質図幅内に記入されている走向・傾斜値をデジタル化する。この際、標高の決定には国土地理院の10mグリッドDEMを用いる。また、地質の凡例は図幅および20万分の1シームレス地質図の双方の凡例に基づくものとした。

3) 図幅内の断層線(地質断層、活断層)および褶曲軸をデジタル化する。1本の断層線・褶曲軸につき、1/5万の地質図幅に表示するに必要な十分な数のポイントをつないだデータとして整理する。

4.3 結果

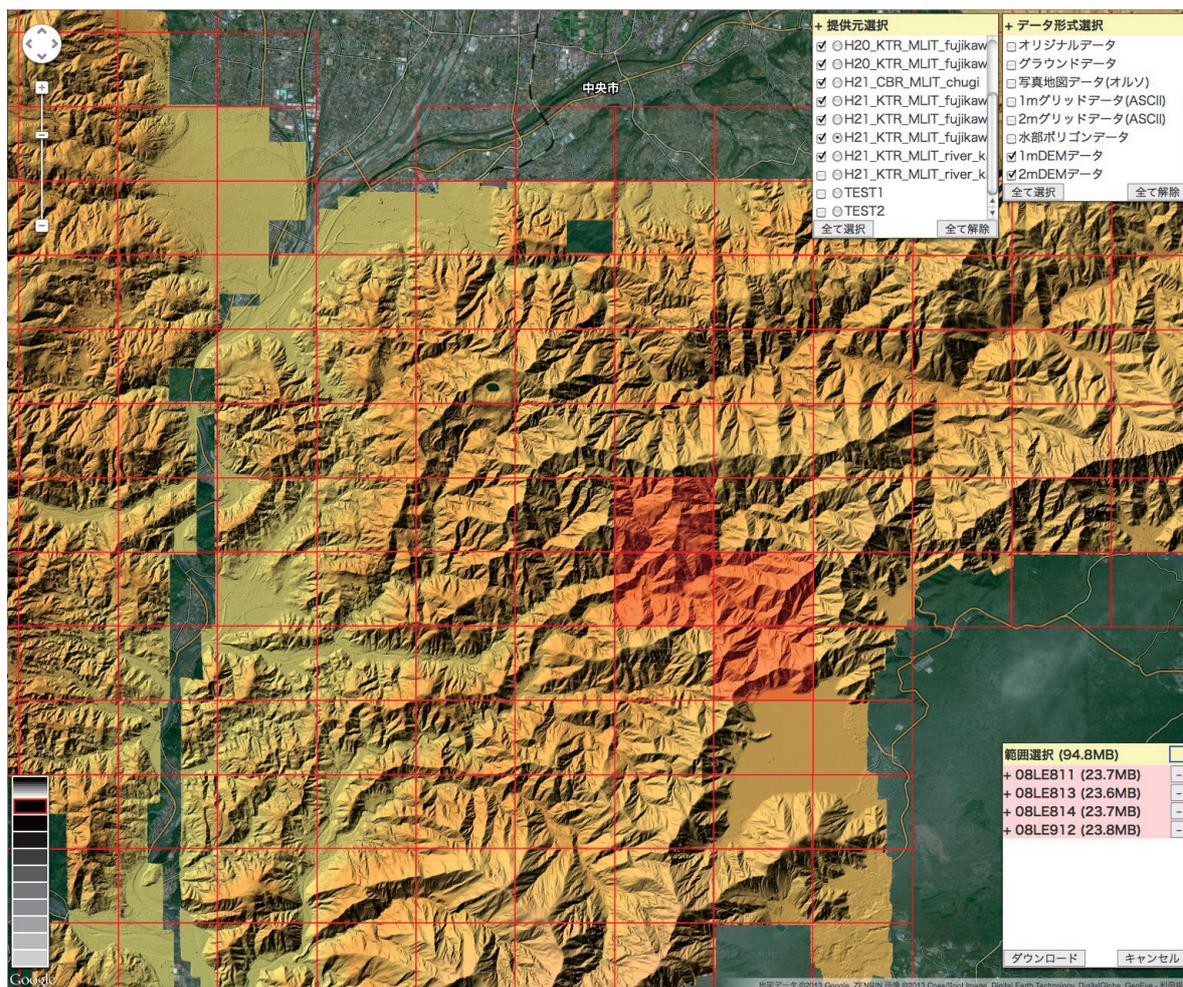
秋田県総合地質図幅(秋田県、1973-1985、十和田湖、碓ヶ関、花輪、大館、田山、大葛、岩館・中浜、刈和野、田沢湖、角館、大曲、六郷、横手、稲庭、秋ノ宮・栗



第4図 茨城県北東部棚倉構造線周辺の暫定2m DEMから作成したカラー陰影図
Fig.4 Topographic shade map drawn using 2 m grid digital elevation data around south of the Tanakura geotectonic line.

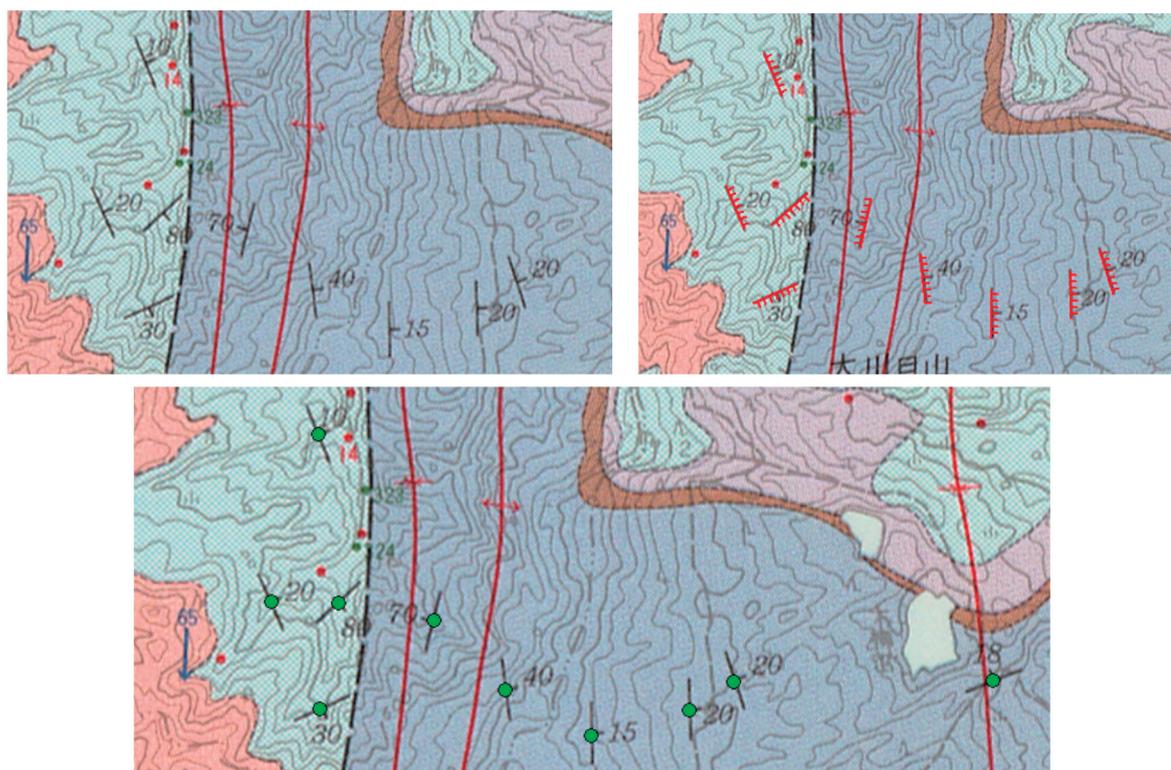


第5図 茨城県北東部海岸周辺の暫定2m DEMから作成した陰影図
Fig.5 Topographic shade map drawn using 2 m grid digital elevation data in north-east of Ibaraki Prefecture.

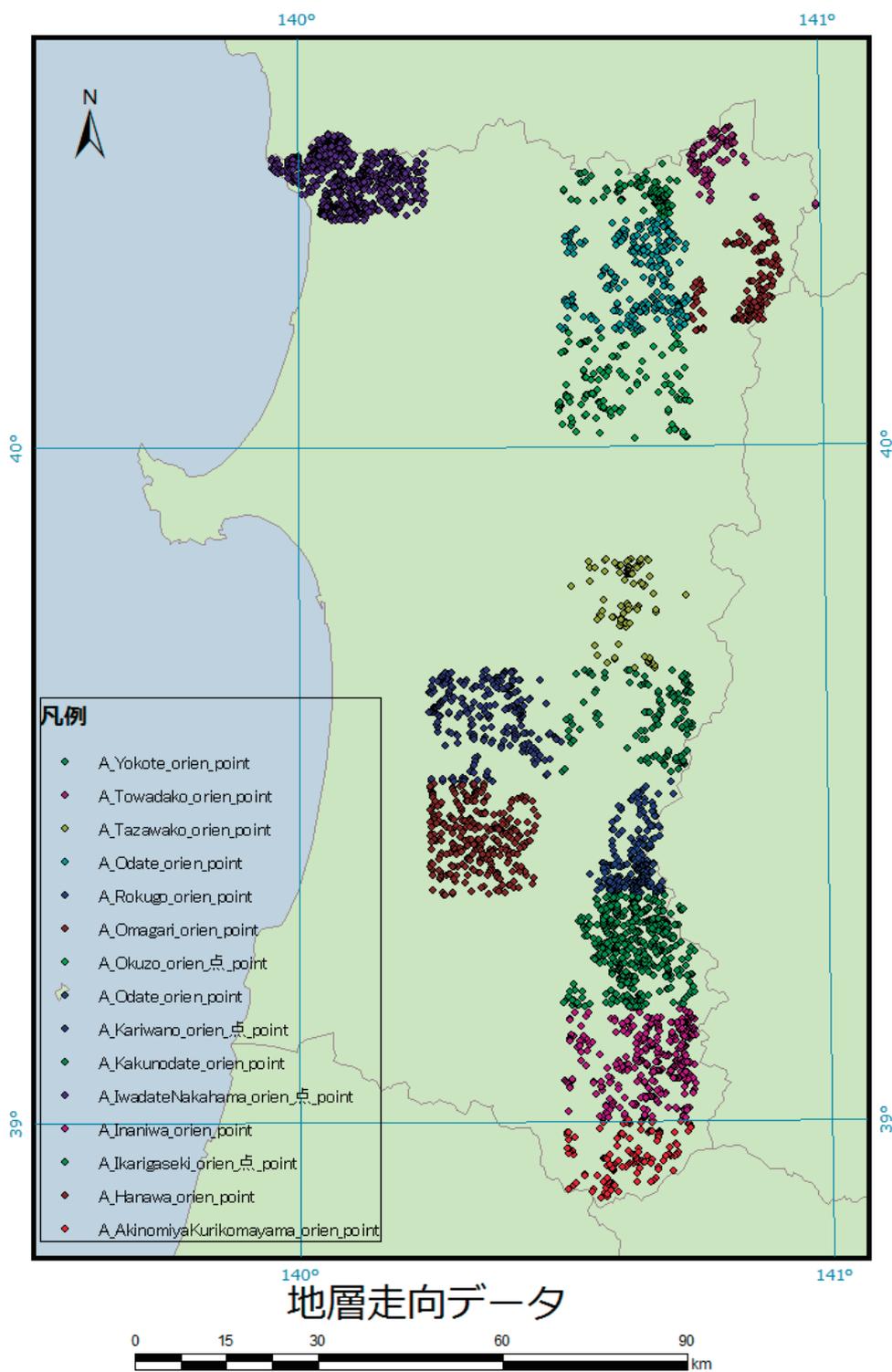


第6図 アーカイブシステム画面の例

Fig.6 Snapshot of newly created LiDAR data archive system.



第7図 走向・傾斜のデジタル例
Fig.7 Digitizing of orientation/dip data.



第8図 秋田県地質図幅からデジタル化した走向データ分布図
 Fig.8 Distribution of orientation data digitized from geological maps by Akita Prefecture.

駒山)の走向・傾斜データのデジタイズを完了した(第8図)。データ数は走向・傾斜:3,673点,断層:327本,褶曲軸:122本である。

北村編(1986)の地質図幅については,デジタイズ作業は完了したが,図幅に示されている地質凡例が非常に細かいため,産総研の20万分の1シームレス地質図の地質凡例との対応付けは今後の課題となった。データ数は走向・傾斜:1,861点,断層:903本,褶曲軸:172本である。

5. おわりに

東日本地域の変形構造評価に資するため,首都圏周辺地域の航空レーザ計測による詳細地形データの整備・アーカイブ化,アーカイブシステムの開発と,東北地方の地層走向・傾斜データのデジタイズを行った。今後は,詳細地形データと段丘面判読結果を組み合わせた首都圏周辺の変形構造の把握,ならびに,褶曲地域の地層走向・傾斜データ等を用いた3次元地質変形モデリングをおこなっていく予定である。

謝辞

航空レーザ測量データは国土交通省関東地方整備局(河川部、富士川砂防事務所、利根川水系砂防事務所)および国土交通省中部地方整備局(本局、天竜川上流河川事務所)から貸与いただきました。座標変換・陰影図作成にはGDAL(Geospatial Data Abstraction Library: <http://www.gdal.org/>)を利用しました。航空レーザ計測は,深谷断層帯周辺域は株式会社パスコ,棚倉構造線周辺は国際航業株式会社,茨城県北東部は朝日航洋株式会社が行いました。アーカイブシステムの開発は株式会社創夢によるものです。

文献

秋田県(1973-1985)秋田県総合地質図幅.全15図.
北村 信編(1986)新生代東北本州弧地質資料集.全3巻,宝文堂.