

立川断層帯における重点的な調査観測

平成 2 6 年度

成果報告書

平成 2 7 年 5 月

文部科学省研究開発局

国立大学法人東京大学地震研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人東京大学地震研究所が実施した平成 26 年度「立川断層帯における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

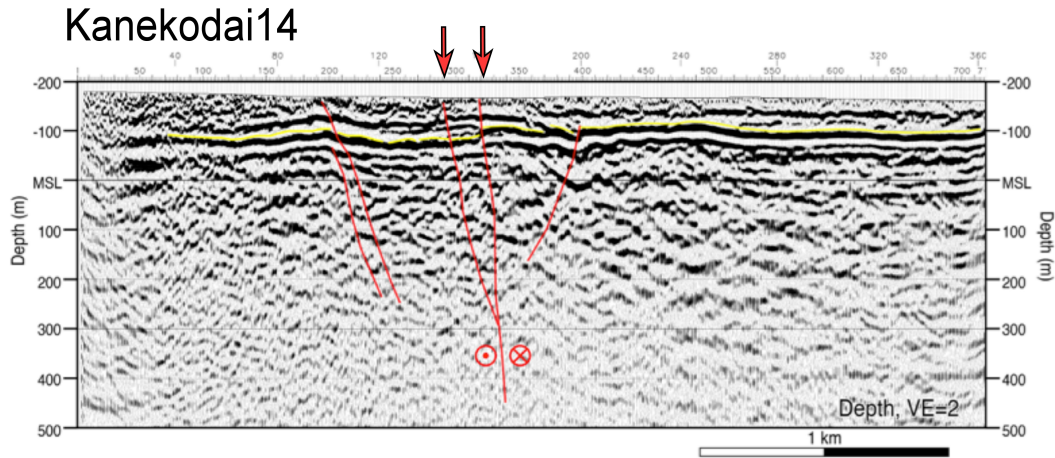
目 次

グラビア

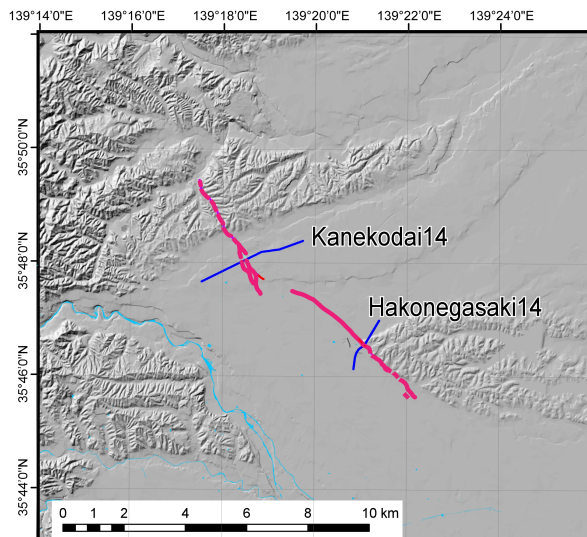
1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	2
3. 研究報告	
1. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測	
1.1 制御震源地震探査等による断層形状の解明.....	5
1.2 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査.....	63
2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測	
2.1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明.....	75
2.2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査....	95
2.3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明.....	115
3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究.....	127
4. 全体成果概要.....	153
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	155
6. むすび.....	158
7. 運営委員会.....	161

1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明

立川断層北部の反射法地震探査



(上) 金子台測線の深度変換断面

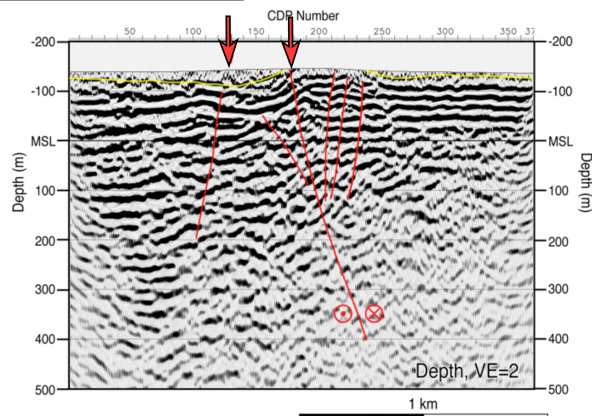


検討後の活断層トレース

マゼンダ実線：活断層トレース、

紺色実線：反射法地震探査測線

Hakonegasaki14



箱根ヶ崎測線の深度変換断面

金子台測線の深度変換断面（上）、検討後の活断層トレース（中）、箱根ヶ崎測線の深度変換断面（下）

断層は高角度で、横ずれ断層に特徴的な花弁状構造を示す。

1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査

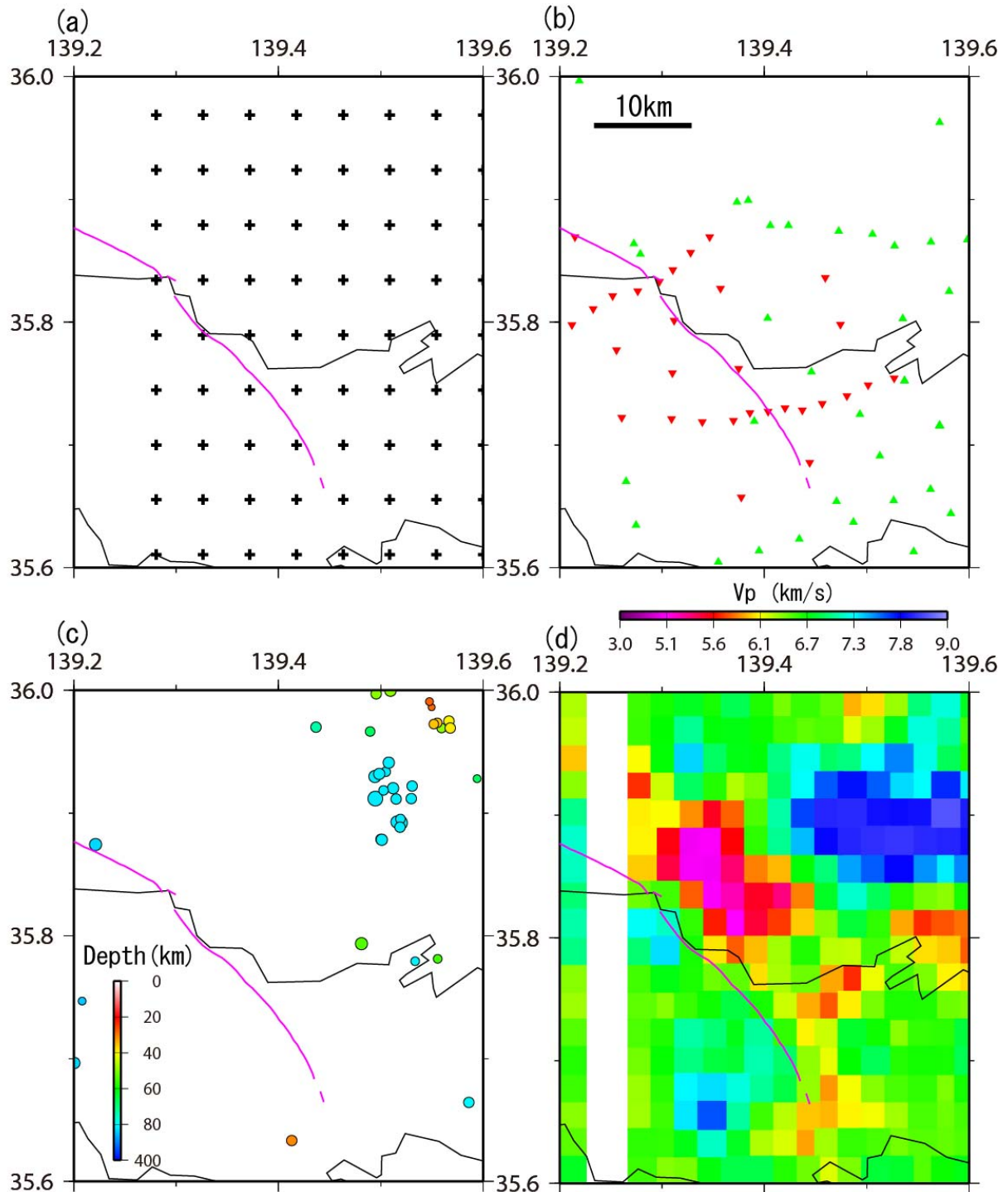
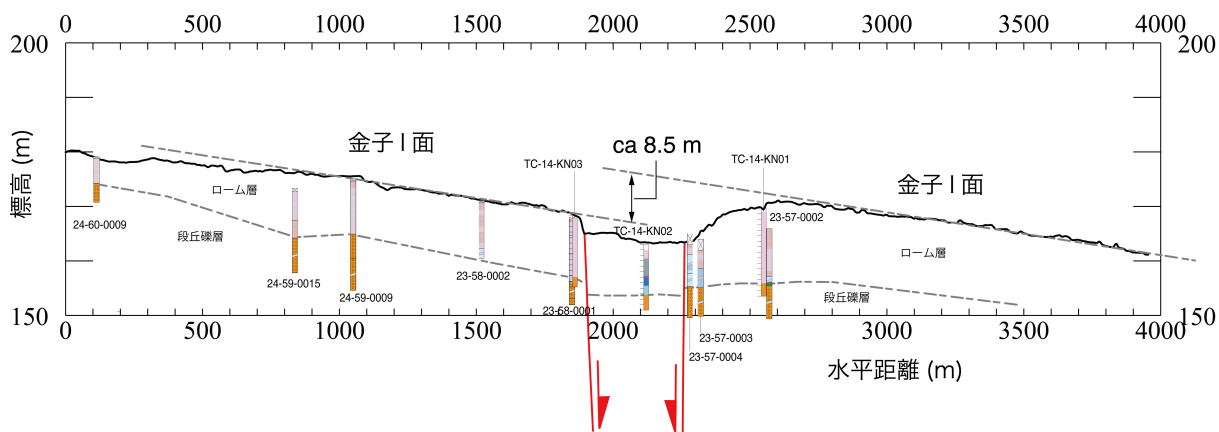
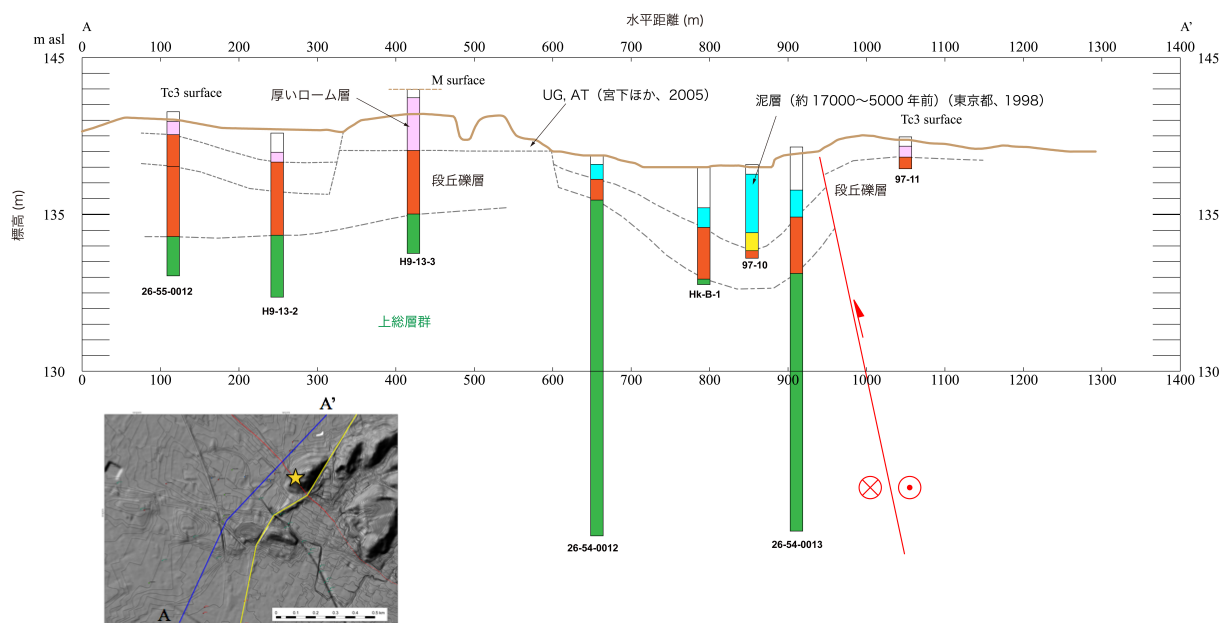


図 地震波トモグラフィ解析による結果。(a) 5km 間隔の格子点分布。桃色線：立川断層帯。(b) 観測点分布。▼：立川断層帯臨時観測点、▲：既存テレメータ観測点。(c) 震源分布。色は震源の深さ。(d) 深さ 15 km における P 波速度構造。速度が遅いことを暖色系で示す。立川断層北部の東側に、局所的に低速度の領域が見られるが、他の深さには見られない。立川断層南部では、顕著な速度異常は見られない。

2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明



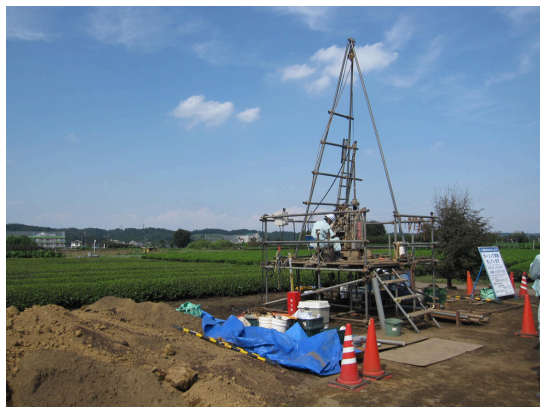
金子台地区の地形・地質断面図。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の5 m DEMを使用した。ローム層のうちピンク色は風成火山灰層を、水色の部分は火山灰質シルトを示す。



箱根ヶ崎台地区の地形・地質断面図。断面図の位置はインセットの青色の線で示す。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の5 m DEMを使用した

2.2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰

編年調査



東京都青梅市内の金子台（河成段丘）におけるボーリング（TC-14-3）掘削。

2014年9月16日撮影。

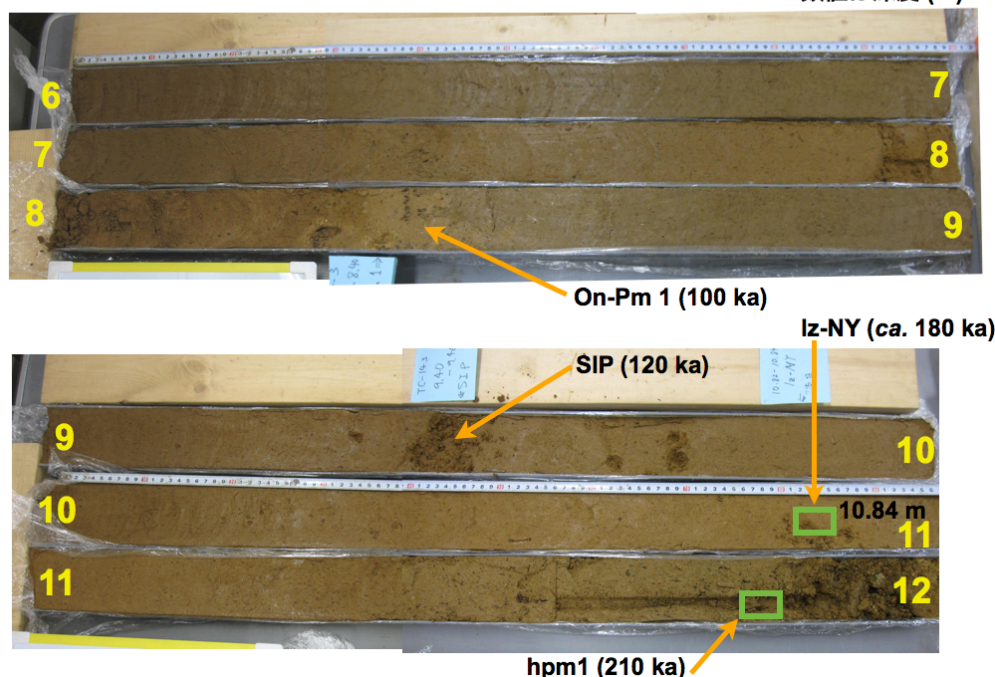


金子台でみられる変位地形。

前方から手前にかけて、西側に低下する比高 6～8 m の緩やかな撓曲崖が発達する。TC-14-3 ボーリング地点は撓曲崖の後方（東側）約 400 m に位置する。

TC-14-3（青梅市今井四丁目1455 番1）

数値は深度 (m)



金子台で得られたボーリングコア（TC-14-3）中のローム層（段丘被覆層）。段丘構成層直上（深度約 11.80 m）付近に 210 ka に噴出した hpm1 がクリプトテフラとして検出された。

金子台には立川断層帯北部の活動により形成された西側落ちの変位地形（右上写真）が認められる。高精度火山灰編年により金子台の形成年代は従来よりも古く修正された。これにより同断層帯北部における平均変位速度（鉛直成分）は、従来の 0.05～0.06 m/ky から 0.03～0.04 m/ky に修正された。これは従来の推定値の 3 分の 2 程度である。

2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明

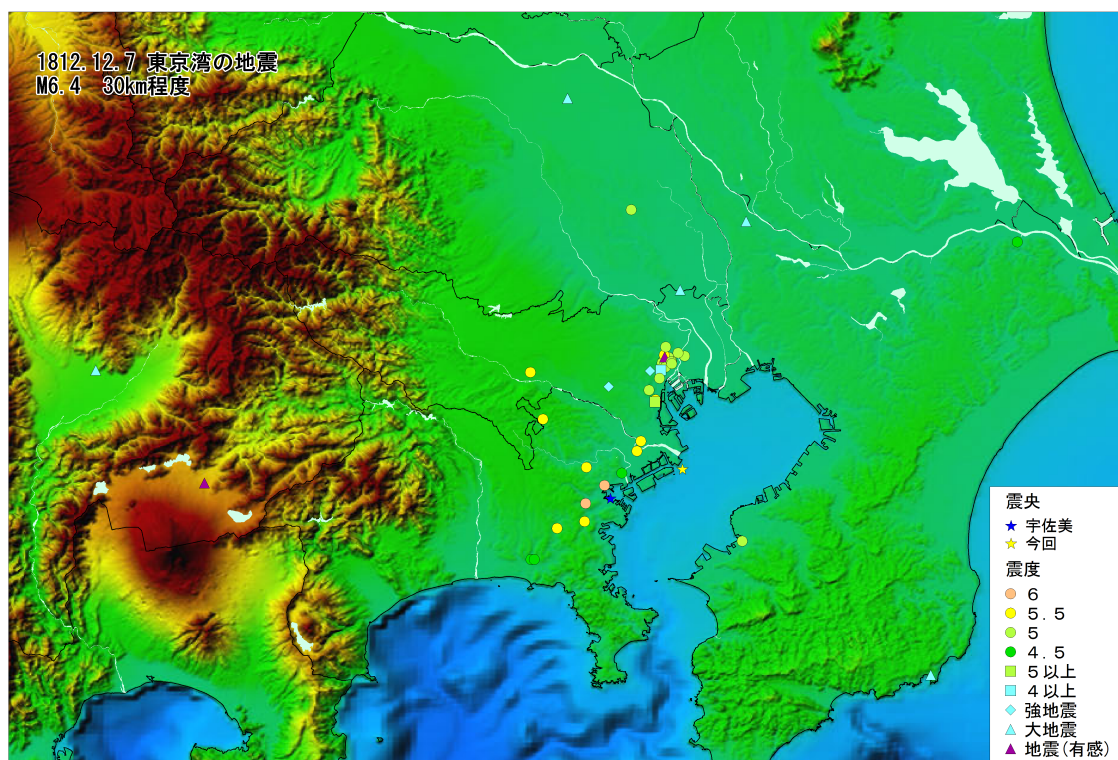


図 1812 年文化神奈川の地震の東京湾付近の震度分布図

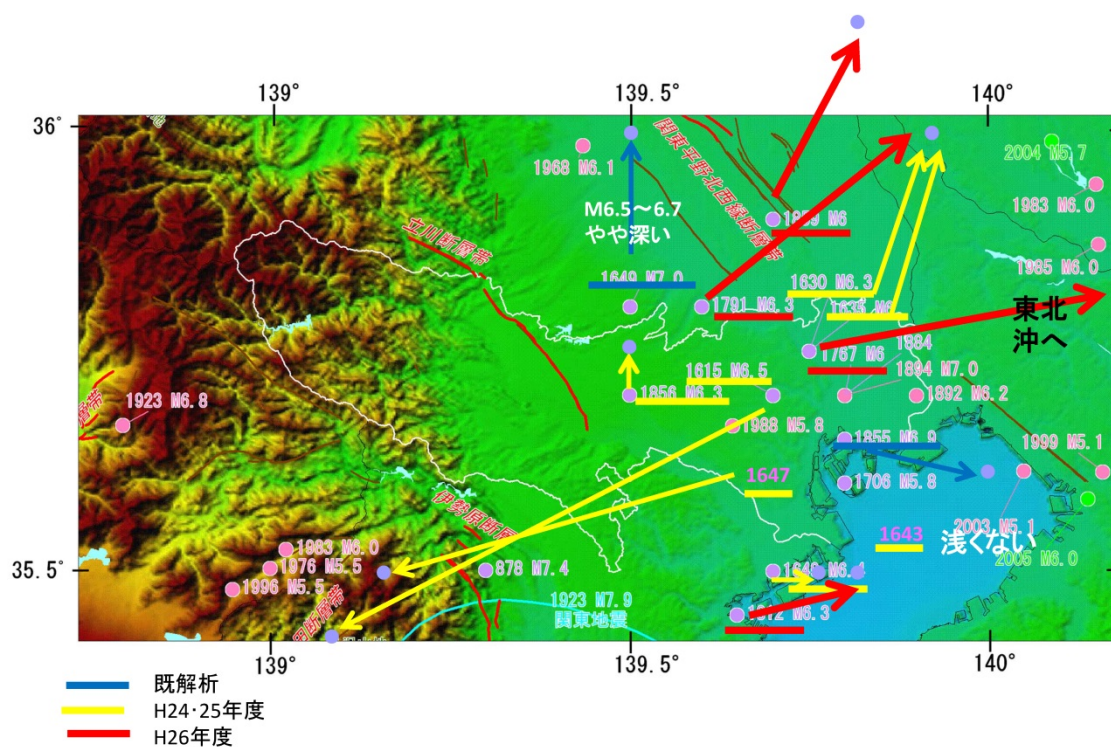
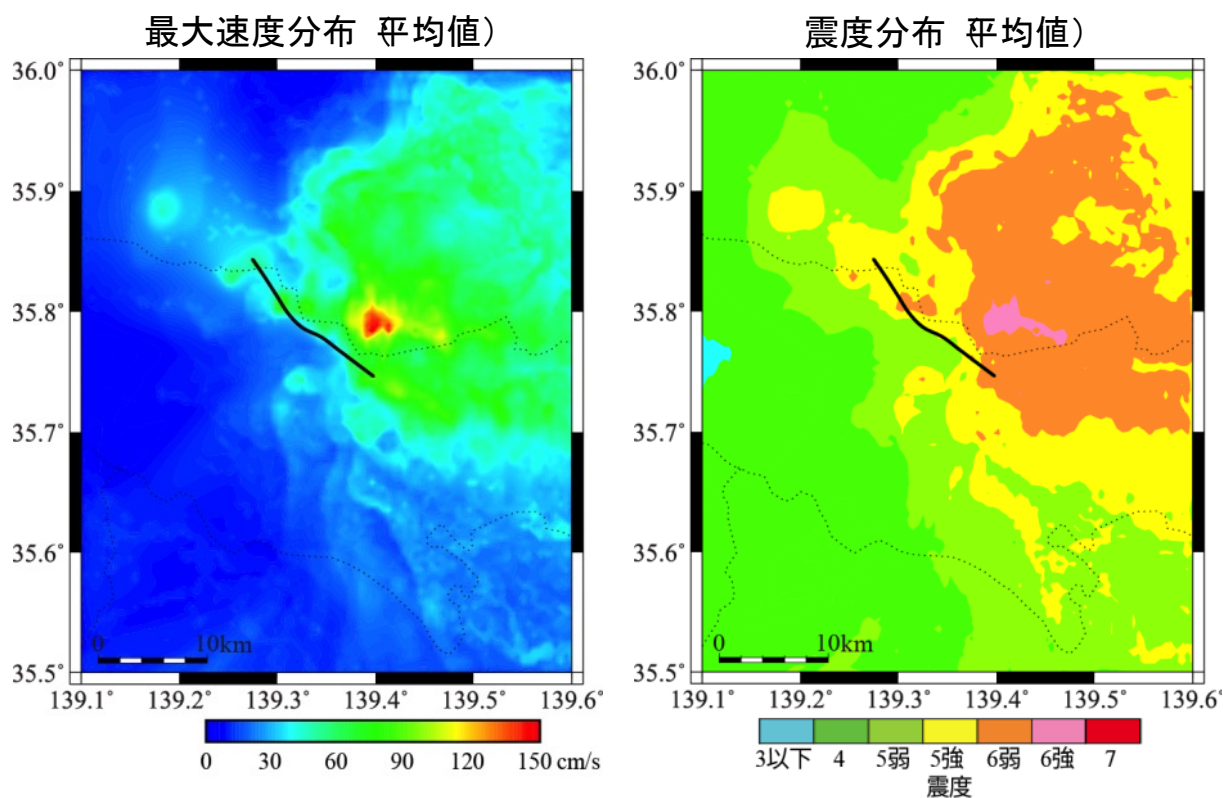
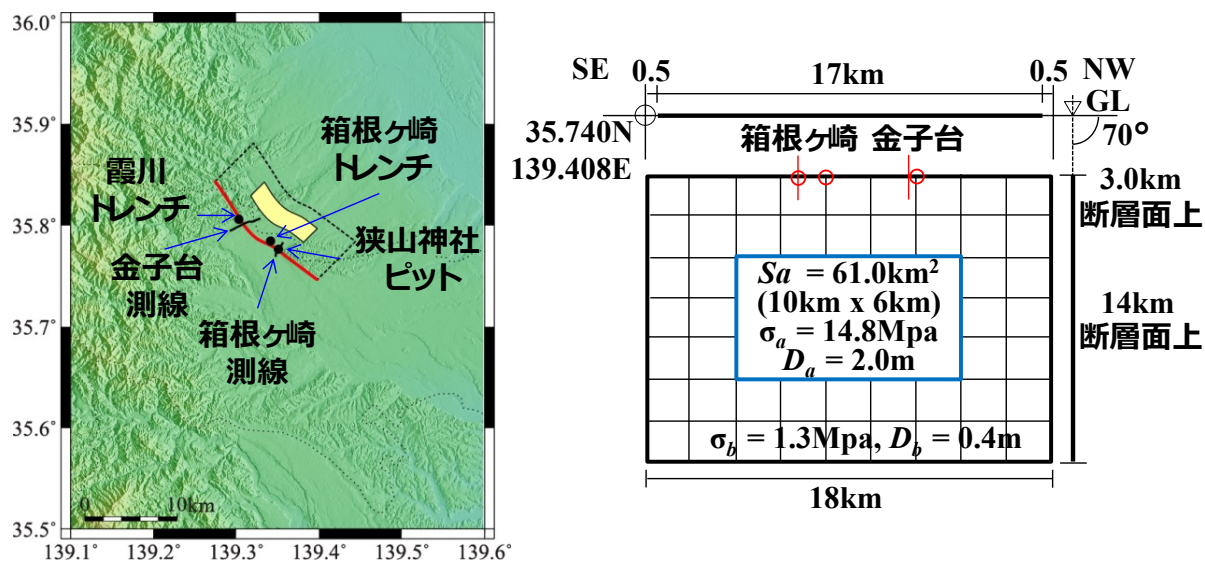


図 立川断層帯周辺の被害地震の震央分布矢印は本プロジェクト等による
従来カタログからの震央移動を示す

3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究



上図：本断層帯における特性化震源モデル。

下図：81シナリオによる強震動予測シミュレーション結果（平均値）。

1. プロジェクトの概要

立川断層帯は首都圏の人口稠密地域に位置する。2011 年東北地方太平洋沖地震後、首都圏の地震活動は活発化しており、本断層帯を震源とする将来の地震発生についても危惧されている。本断層帯については、変化する応力状態に対応した地震発生の評価に重要な震源断層の形状については不明な点が多く、また長期評価に重要な活動履歴の信頼性は低いとされ、過去の活動時期についてさらに精度良く絞り込む必要がある。また、断層帯の走向から相当程度あると想定される横ずれ成分の平均的なずれの速度は全く不明である。さらに想定震源域が人口稠密地に位置することから、より精度の高い強震動予測が必要になる。こうした背景から、本調査観測では震源断層の形状の解明、断層の詳細位置と活動履歴・平均変位速度の解明、強震動予測高度化を目的として、下記の 3 つのサブテーマを有機的に連携させて実施することとする。

○ サブテーマ 1：断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

断層形状把握のために、断層の中央部で制御震源による三次元反射法地震探査・二次元深部反射法探査を行い、断層帯の形状・構造を解明する。断層帯南部においては、伏在部を含めて断層の広がりと形状を明らかにするために、稠密重力探査を行う。また、臨時地震観測を行い、首都圏に展開している稠密中感度自然地震観測網 (MeSO-net) の観測データと併せて、発震機構などを明らかにするとともに、広域的な三次元構造を明らかにする。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ 3（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

○ サブテーマ 2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測

変動地形学的手法と第四紀地質学、特に高精度火山灰編年に基づき、本断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図る。さらに史料地震学的手法で、歴史時代における本断層帯の活動の有無を検討する。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ 3（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

○ サブテーマ 3：断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

サブテーマ 1 および 2 で得られた成果および既存の調査研究の結果を基に、立川断層帯における震源断層モデルおよび地下構造モデルを構築し、本断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図る。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、東京大学地震研究所、首都大学東京、地震予知総合研究振興会、東京工業大学の4機関が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、東京大学地震研究所（研究代表者：佐藤 比呂志）とする。

調 査 観 測 項 目	担 当 機 関	担 当 責 任 者
研究代表者	国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志
1. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測		
1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明	国立大学法人東京大学地震研究所 同 同	佐藤 比呂志 石山 達也 蔵下 英司
1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査	国立大学法人東京大学地震研究所 同 同	酒井 慎一 蔵下 英司 平田 直
2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測		
2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明	国立大学法人東京大学地震研究所 同 国立大学法人信州大学教育学部 学校法人明治大学文学部 東京都土木技術支援・人材育成センター	石山 達也 佐藤 比呂志 廣内 大助 近藤 玲介 中山 俊雄
2. 2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査	公立大学法人首都大学東京	鈴木 毅彦
2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明	公益財団法人地震予知総合研究振興会 同 同 同 同	松浦 律子 岩佐 幸治 田力 正好 松田 時彦 津村 建四朗
3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究	国立大学法人東京工業大学 同 同	山中 浩明 佐口 浩一郎 地元 孝輔

また、研究を効果的に実施するために、上記4機関に加えて関係する研究機関（者）等により構成する「立川断層帯における重点的調査観測 運営委員会」（事務局は東京大学地震研究所）を設置する。

国立大学法人東北大学 大学院理学研究科 今泉 俊文（委員長）

国立大学法人京都大学防災研究所 地震災害研究部門 岩田 知孝

公立大学法人横浜市立大学 大学院国際総合科学部 吉本 和生
国立大学法人千葉大学 大学院理学系研究課 宮内 崇裕
東京都総務局企画調整担当部長 裏田 勝己
国立大学法人東京大学地震研究所 佐藤 比呂志 (研究代表者、サブテーマ①a 代表)
国立大学法人東京大学地震研究所 酒井 慎一 (サブテーマ①b 代表)
国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也 (サブテーマ②a 代表)
公立大学法人首都大学東京 鈴木 毅彦 (サブテーマ②b 代表)
公益財団法人地震予知総合研究振興会 松浦 律子 (サブテーマ②c 代表)
国立大学法人東京工業大学 山中 浩明 (サブテーマ③代表)

3. 研究報告

3. 1. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

3. 1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施計画
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法と成果
 - 1) 重力解析による立川断層帯周辺の地下構造の検討
 - 2) 箱根ヶ崎・金子台地区における高精度反射法地震探査
 - 3) 立川断層南部三次元反射法地震探査の高精度処理と解釈
 - 4) 東京都(2004)「平成15年度関東平野地下構造調査」に関わる屈折トモグラフィ解析
 - 5) 立川市泉地区における東京都(1998)の反射法地震探断面の再検討
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 制御震源地震探査等による断層形状の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	蔵下 英司

(c) 業務の目的

断層形状把握のために、断層の中央部で制御震源による三次元反射法地震探査・二次元深部反射法探査を行い、断層帯の形状・構造を解明する。断層帯南部においては、伏在部を含めて断層の広がりと形状を明らかにするために、稠密重力探査を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：立川断層が通過する真如苑プロジェクト用地(旧日産自動車工場跡地)において、断層の三次元形状・三次元的な変位量を明らかにするために、300 m×660 m 領域で、受振・発震点の間隔が約 10 m の高分解能三次元反射法地震探査を行った。
- 2) 平成25年度：立川断層帯周辺において重力探査を行い、断層の位置と大局的な地下構造を明らかにした。断層帯南部において高分解能反射法地震探査を行い、断層の存否についての検討を行った。
- 3) 平成26年度：立川断層中北部において浅層反射法地震探査を実施し、断層の浅部形状を明らかにした。立川断層南部における三次元探査、既存の反射法地震探査データを再検討し、断層周辺の地下構造を明らかにした。重力データから断層帯周辺の密度構造モデルを作成し、断層の広がりと形状を拘束する資料を提示した。

(e) 平成26年度業務目的

立川断層中北部において反射法地震探査を実施し、断層の形状を明らかにする。断層帯周辺の密度構造モデルを作成し、断層の広がりと形状を明らかにする。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

平成25年度に取得した重力値の測定結果と、断層帯周辺の既存の重力データのコンパイル結果をもとに、断層周辺の密度構造解析を行い、震源断層の姿勢と広がりについて検討した。断層による変位地形が明瞭な立川断層北部で浅部での断層形状を明らかにするために、武蔵村山市の箱根ヶ崎測線と、入間市の金子台において、10 m間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行った。これらの反射法地震探査断面では、断層に伴う花卉状構造が確認できた。断層帯南部で平成24年度の三次元反射法地震探査の再解析とボーリング層序との対比を行い、青梅砂礫層基底に顕著な変形がないことを明らかにした。また、東京

都が断層南部で取得した既存反射法地震探査データの再解析を行い、上総層群の撓曲構造が不整合面に切られ、それより上位には明確な変形の証拠がないことを示した。

(b) 業務の方法と成果

1) 重力解析による立川断層帯周辺の地下構造の検討

a) 既存研究と研究目的

関東平野のような厚い堆積物に覆われた地域では、断層の広がりや傾斜・変位量を明らかにするために、重力探査が有効である。立川断層帯周辺では、産業技術総合研究所（旧地質調査所）、国土地理院、防災科学技術研究所、石油資源開発（株）、国際石油開発帝石（株）などによって重力値が計測されている。平成25年度には、詳細な断層帯周辺の密度構造を推定するための基礎資料として、新たに133点での観測を行い、既存データとともにブーゲー異常値を求め初歩的な解析を行った（佐藤ほか，2014）。立川断層帯周辺では、東京都（2004）や東京大学地震研究所などによって、深部反射法地震探査が実施され（佐藤ほか，2006）、防災科学技術研究所によってボーリング調査も実施されている（鈴木・高橋，1985）。こうした調査によって明らかにされている先新第三系上面深度のデータも合わせて、得られている重力値を元に、三次元密度構造モデルを作成し、断層の位置・形状の推定精度を向上させる。

b) 重力異常値と傾向面解析の更新

平成 25 年度解析にて得られたブーゲー異常図ならびに傾向面解析について、当該範囲（図 1）において追加可能なデータの検討を行い、必要に応じてデータを追加，異常図の更新を実施した。傾向面解析は平成 25 年度の検討結果と整合することを第一選択肢とし、昨年度採用したパラメーターが適切でない場合は、パラメーターの最適化を行った。

解析範囲：立川断層を含む以下の範囲とした。

東経 139°10'～139°35'，緯度 35°35'～35°55'

三次元解析範囲 東経 139°15'～139°30'，緯度 35°40'～35°52'30"

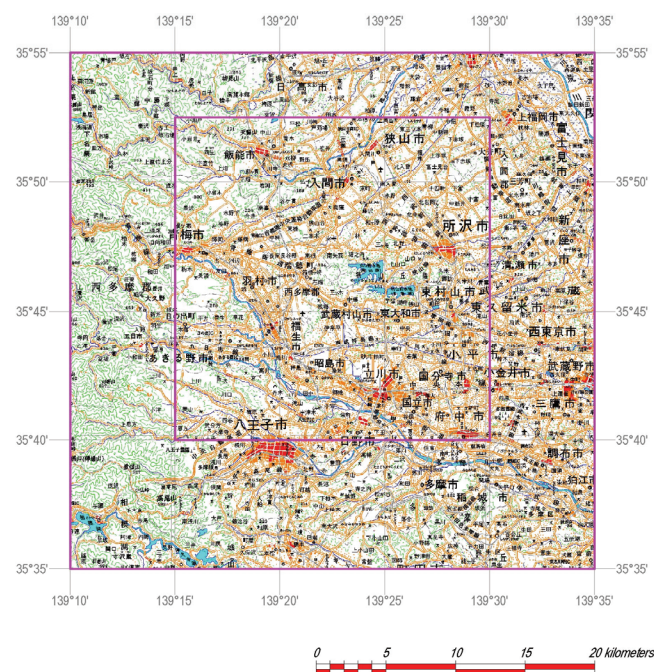


図 1 解析対象位置図。内側の枠は、三次元解析範囲。

使用データは、産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編)(2013)、ここでは実測値が公表されていない国土地理院、防災科学技術研究所、石油資源開発(株)、国際石油開発帝国(株)などによる重力値、Yamamoto et al. (2011)、平成 25 年度の本プロジェクトでの計測値などである。昨年度は、解析範囲内のみの重力測定データを使用していたが、今年度は 3 次元解析を行う上でより広範な傾向を捕えるために、計算範囲は解析対象範囲よりも周囲 10km 以上に拡張した。ブーゲー密度の推定に使用した重力測定点位置図を図 2 に示す。尚、平成 25 年度に測定した重力値については表 1 に、測定点の位置は図 3 に示す。

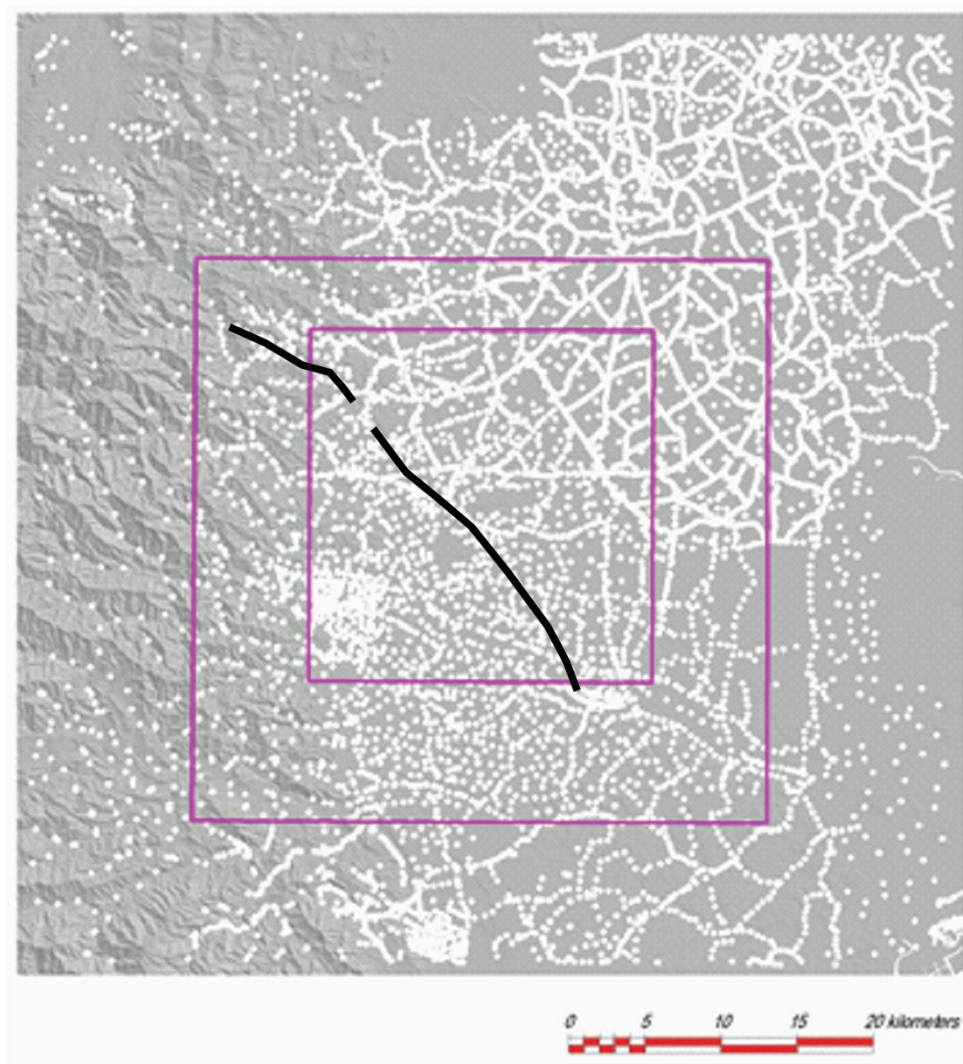


図 2 ブーゲー密度の推定に使用した重力測定点位置図。
(外側の四角形内が拡張した計算範囲、内側が解析範囲、黒の実線は立川断層帯のトレース。
断層トレースは、地震調査推進本部地震調査委員会(2003)による)。

表 1 測定重力データ (1)。

測点番号	緯度	経度	地盤標高 (m)	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	地形補正值 (mGal)	ブーゲー異常値 (mGal)
1	3549.59	13919.00	139.578	979,812.562	979,804.297	0.753	38.288
2	3553.24	13912.43	265.139	979,792.376	979,809.524	3.797	42.127
3	3551.92	13911.20	228.287	979,793.506	979,807.627	4.257	38.266
4	3548.19	13916.89	182.464	979,797.748	979,802.290	0.664	34.036
5	3547.98	13915.26	198.088	979,792.809	979,802.000	1.425	33.521
6	3547.71	13915.22	229.015	979,784.388	979,801.617	1.450	31.757
7	3548.22	13919.06	168.488	979,799.336	979,802.336	0.439	32.445
8	3548.42	13919.74	161.976	979,797.643	979,802.623	0.403	29.109
9	3548.02	13919.68	166.284	979,795.017	979,802.047	0.420	27.948
10	3548.50	13920.89	149.787	979,792.131	979,802.736	0.358	20.973
11	3548.58	13920.52	154.702	979,794.465	979,802.849	0.377	24.189
12	3547.90	13922.75	118.424	979,785.333	979,801.883	0.318	8.628
13	3548.07	13919.32	167.104	979,797.467	979,802.131	0.417	30.477
14	3548.21	13919.85	162.471	979,795.740	979,802.322	0.395	27.624
15	3546.74	13917.51	175.410	979,793.749	979,800.220	0.613	30.617
16	3546.69	13917.82	172.566	979,793.548	979,800.158	0.519	29.808
17	3547.01	13917.20	181.076	979,794.106	979,800.603	0.565	31.691
18	3548.89	13917.56	154.745	979,807.739	979,803.301	0.710	37.488
19	3545.95	13919.14	156.597	979,793.945	979,799.102	0.424	27.891
20	3545.85	13919.84	149.820	979,793.481	979,798.949	0.390	26.182
21	3545.19	13919.48	142.510	979,796.820	979,798.014	0.419	28.997
22	3545.32	13920.50	141.649	979,792.661	979,798.196	0.367	24.447
23	3545.54	13921.97	127.573	979,787.965	979,798.507	0.337	16.499
24	3545.35	13922.29	127.209	979,785.481	979,798.240	0.318	14.235
25	3545.30	13921.60	129.933	979,789.258	979,798.164	0.331	18.623
26	3545.06	13922.17	123.917	979,786.671	979,797.822	0.316	15.169
27	3544.32	13916.22	175.140	979,784.317	979,796.769	0.685	24.674
28	3544.28	13916.72	168.037	979,787.346	979,796.714	0.626	26.282
29	3544.37	13917.07	162.822	979,789.871	979,796.832	0.683	27.671
30	3544.34	13918.01	136.599	979,795.192	979,796.800	0.594	27.613
31	3544.35	13917.74	139.550	979,794.761	979,796.815	0.610	27.777
32	3544.62	13918.35	154.305	979,792.038	979,797.192	0.593	27.666
33	3544.85	13918.58	160.902	979,790.954	979,797.523	0.920	27.96
34	3544.33	13918.87	139.288	979,793.452	979,796.783	0.566	26.385
35	3544.02	13919.35	119.937	979,796.035	979,796.337	0.503	25.462
36	3543.65	13919.84	110.355	979,796.509	979,795.806	0.448	24.421
37	3543.81	13920.06	125.118	979,793.976	979,796.036	0.416	24.636
38	3543.26	13921.39	118.839	979,787.066	979,795.258	0.345	17.125
39	3543.60	13919.40	116.991	979,794.913	979,795.736	0.493	24.328
40	3548.11	13923.05	114.296	979,785.978	979,802.177	0.308	8.168
41	3549.97	13917.52	140.660	979,815.092	979,804.846	0.965	40.732
42	3536.75	13925.62	129.929	979,733.813	979,785.968	0.275	-24.681
43	3548.28	13923.34	109.975	979,786.678	979,802.431	0.302	7.732
44	3540.46	13919.56	122.934	979,782.524	979,791.256	0.455	17.527
45	3540.59	13919.29	128.123	979,783.572	979,791.446	0.465	19.466
46	3540.93	13919.99	124.521	979,780.468	979,791.932	0.563	15.252
47	3540.04	13920.26	113.546	979,779.170	979,790.661	0.461	12.924
48	3539.94	13920.75	107.136	979,777.164	979,790.514	0.418	9.717
49	3540.18	13921.61	119.846	979,770.859	979,790.860	0.346	5.54
50	3540.42	13922.17	113.774	979,770.355	979,791.193	0.330	3.449

表 2 測定重力データ (2)。

測点番号	緯度	経度	地盤標高 (m)	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	地形補正值 (mGal)	ブーゲー異常値 (mGal)
測点番号	緯度	経度	地盤標高 (m)	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	地形補正值 (mGal)	ブーゲー異常値 (mGal)
51	3539.93	13922.04	115.431	979,768.673	979,790.503	0.326	2.792
52	3539.91	13922.57	108.516	979,767.285	979,790.473	0.317	0.036
53	3539.42	13923.06	84.826	979,767.759	979,789.771	0.378	-3.538
54	3539.68	13923.48	78.971	979,768.370	979,790.141	0.338	-4.517
55	3539.85	13925.13	64.397	979,764.404	979,790.388	0.295	-11.759
56	3540.83	13927.38	68.617	979,759.084	979,791.778	0.209	-17.726
57	3541.21	13927.82	67.093	979,759.281	979,792.326	0.203	-18.397
58	3545.66	13923.27	132.080	979,773.805	979,798.683	0.435	3.238
59	3549.12	13917.00	153.269	979,807.366	979,803.625	0.791	36.588
60	3538.19	13923.06	118.917	979,753.524	979,788.011	0.436	-9.07
61	3536.25	13924.47	99.193	979,743.750	979,785.242	0.442	-20.032
62	3544.21	13919.28	116.744	979,797.519	979,796.603	0.483	25.957
63	3544.91	13919.48	137.769	979,796.701	979,797.607	0.426	28.323
64	3545.91	13922.45	137.568	979,780.028	979,799.043	0.412	10.148
65	3550.12	13916.15	152.516	979,812.371	979,805.057	1.148	40.458
66	3545.75	13922.75	147.127	979,775.906	979,798.813	0.713	8.565
67	3536.49	13924.49	106.986	979,742.695	979,785.594	0.425	-19.882
68	3537.54	13928.02	120.406	979,732.924	979,787.082	0.288	-28.591
69	3537.25	13927.87	90.902	979,738.660	979,786.680	0.301	-28.374
70	3540.51	13920.92	137.624	979,771.667	979,791.327	0.464	9.624
71	3540.28	13920.67	124.159	979,775.450	979,790.996	0.473	10.992
72	3535.59	13926.50	80.592	979,738.561	979,784.312	0.318	-28.193
73	3535.72	13927.23	61.216	979,742.396	979,784.489	0.360	-28.428
74	3537.04	13925.74	122.101	979,736.467	979,786.374	0.270	-24.058
75	3538.88	13921.55	95.179	979,770.997	979,789.001	0.392	2.593
76	3538.78	13924.11	116.643	979,751.701	979,788.863	0.473	-12.137
77	3539.03	13924.36	98.399	979,756.065	979,789.218	0.526	-11.738
78	3538.45	13925.56	65.450	979,755.519	979,788.386	0.372	-18.326
79	3538.67	13925.88	60.404	979,756.695	979,788.700	0.345	-18.506
80	3538.20	13924.87	74.690	979,754.877	979,788.026	0.372	-16.728
81	3537.93	13924.36	79.074	979,754.925	979,787.641	0.377	-15.387
82	3537.79	13924.20	82.344	979,754.245	979,787.442	0.362	-15.234
83	3537.03	13925.20	131.905	979,736.128	979,786.356	0.317	-22.315
84	3537.33	13925.57	100.538	979,742.765	979,786.795	0.320	-22.455
85	3536.89	13924.38	135.416	979,738.237	979,786.164	0.322	-19.275
86	3536.29	13925.24	94.806	979,741.730	979,785.307	0.481	-22.926
87	3536.37	13926.66	83.319	979,739.373	979,785.421	0.531	-27.673
88	3535.93	13926.81	67.550	979,741.344	979,784.794	0.505	-28.326
89	3536.45	13929.99	50.043	979,743.271	979,785.527	0.416	-30.78
90	3551.20	13914.94	186.993	979,805.006	979,806.599	2.428	40.129
91	3535.36	13924.98	81.274	979,743.641	979,783.986	0.435	-22.517
92	3535.45	13925.51	66.130	979,745.053	979,784.108	0.426	-24.279
93	3535.45	13923.82	146.334	979,735.591	979,784.109	0.488	-17.491
94	3535.76	13923.87	104.996	979,744.122	979,784.554	0.442	-17.785
95	3536.90	13927.00	112.579	979,733.990	979,786.171	0.257	-28.237
96	3549.92	13915.62	167.750	979,807.313	979,804.775	1.491	39.196
97	3548.45	13917.26	215.693	979,791.513	979,802.663	0.807	34.316
98	3548.76	13918.65	169.645	979,802.906	979,803.117	0.551	35.674
99	3548.47	13917.64	175.559	979,800.654	979,802.694	0.624	35.063
100	3549.38	13917.16	132.947	979,814.881	979,804.003	0.874	39.713

表 3 測定重力データ (3)。

測点番号	緯度	経度	地盤標高 (m)	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	地形補正值 (mGal)	ブーゲー異常値 (mGal)
測点番号	緯度	経度	地盤標高 (m)	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	地形補正值 (mGal)	ブーゲー異常値 (mGal)
101	3548.75	13922.77	128.796	979,785.896	979,803.097	0.312	10.064
102	3548.70	13923.12	124.769	979,785.477	979,803.026	0.313	8.948
103	3549.07	13923.44	118.151	979,787.519	979,803.550	0.300	9.064
104	3549.35	13923.11	121.438	979,788.774	979,803.960	0.311	10.592
105	3538.60	13928.06	111.101	979,739.521	979,788.596	0.366	-25.323
106	3544.59	13925.10	104.214	979,766.525	979,797.153	0.244	-8.421
107	3544.09	13925.09	102.526	979,766.267	979,796.436	0.245	-8.297
108	3538.82	13929.00	56.230	979,751.543	979,788.909	0.391	-24.63
109	3537.95	13928.84	114.215	979,735.264	979,787.680	0.317	-28.078
110	3544.85	13924.51	109.602	979,769.523	979,797.520	0.257	-4.687
111	3547.01	13923.37	157.556	979,770.210	979,800.607	0.479	2.89
112	3552.64	13911.14	242.702	979,794.119	979,808.658	3.856	40.27
113	3552.60	13911.82	385.487	979,766.262	979,808.604	2.451	39.581
114	3552.73	13912.46	452.330	979,753.355	979,808.794	3.291	41.126
115	3552.97	13912.67	255.021	979,793.733	979,809.135	4.307	42.486
116	3552.06	13912.56	235.723	979,795.668	979,807.832	3.408	40.683
117	3546.97	13922.64	172.446	979,770.784	979,800.548	0.546	6.667
118	3551.66	13911.32	223.796	979,793.857	979,807.264	4.175	38
119	3552.37	13911.06	250.000	979,791.153	979,808.277	3.656	38.879
120	3551.86	13912.93	207.276	979,801.859	979,807.539	3.274	41.232
121	3551.52	13913.96	183.138	979,806.856	979,807.064	2.530	40.896
122	3539.71	13922.79	107.892	979,765.302	979,790.182	0.329	-1.789
123	3550.77	13916.21	147.411	979,813.435	979,805.986	1.352	39.817
124	3549.42	13917.58	165.467	979,807.731	979,804.060	0.960	39.215
125	3549.62	13916.42	200.387	979,802.150	979,804.342	1.110	40.555
126	3550.51	13916.15	138.924	979,814.086	979,805.619	1.602	39.415
127	3551.52	13915.73	268.995	979,791.166	979,807.056	1.814	41.672
128	3551.11	13916.32	166.424	979,810.795	979,806.468	1.366	40.568
129	3551.49	13913.54	190.077	979,804.442	979,807.021	2.906	40.381
130	3551.44	13911.55	222.459	979,794.255	979,806.945	3.666	37.776
131	3552.42	13912.20	283.249	979,787.460	979,808.349	3.780	42.007
132	3551.59	13915.29	291.318	979,785.877	979,807.162	1.657	40.578
133	3549.97	13918.27	199.639	979,803.216	979,804.843	1.636	41.632

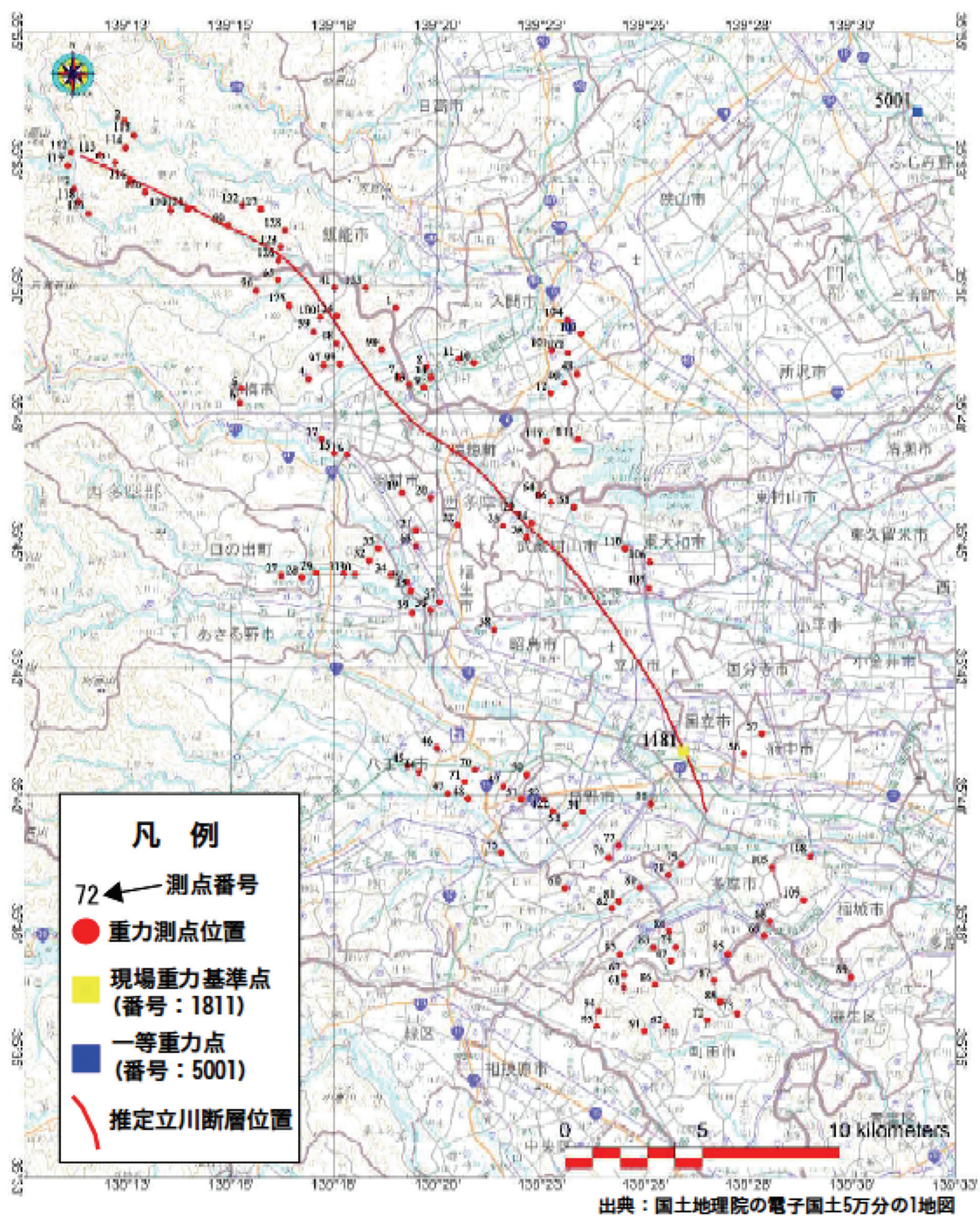


図3 重力測定点位置図。
立川断層のトレースは地震調査推進本部地震調査委員会（2003）による。

i) プーゲー補正の仮定密度の推定

上記データを使用して、仮定密度の再計算を実施した。 g - H 相関法による推定の結果、仮定密度は 2.49 g/cm^3 とした。Rikitake の方法 (Rikitake et al., 1965) による地形補正密度 (ρ_T) と最小自乗法で求めたプーゲー補正の仮定密度 (ρ_B) の関係を図 4 に、また g - H 相関図を図 5 に示す。昨年度の 2.53 g/cm^3 から 2.49 g/cm^3 となったのは、再計算した範囲の平野部の面積が増加したため、若干小さくなったと考えられる。しかしその差異は 0.04 g/cm^3 と僅かであり、大局的には同等な値と判断される。

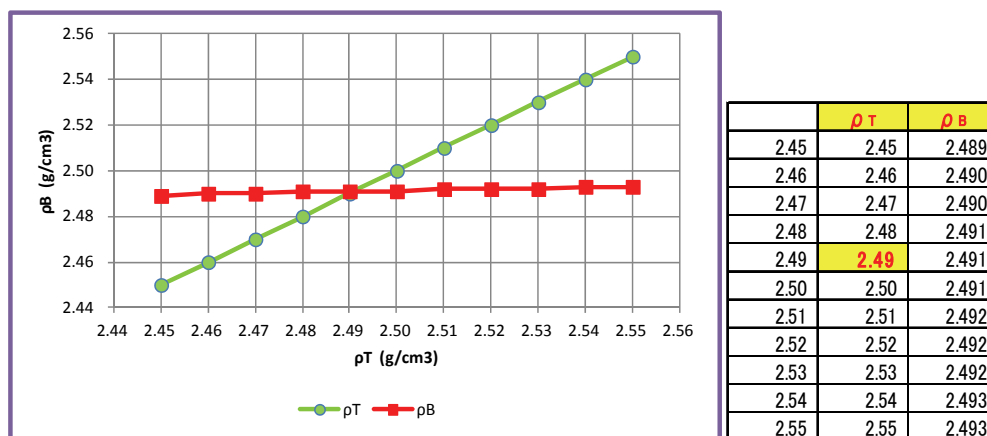


図 4 地形補正密度 (ρ_T) と最小自乗法で求めたプーゲー補正の仮定密度 (ρ_B) の関係。

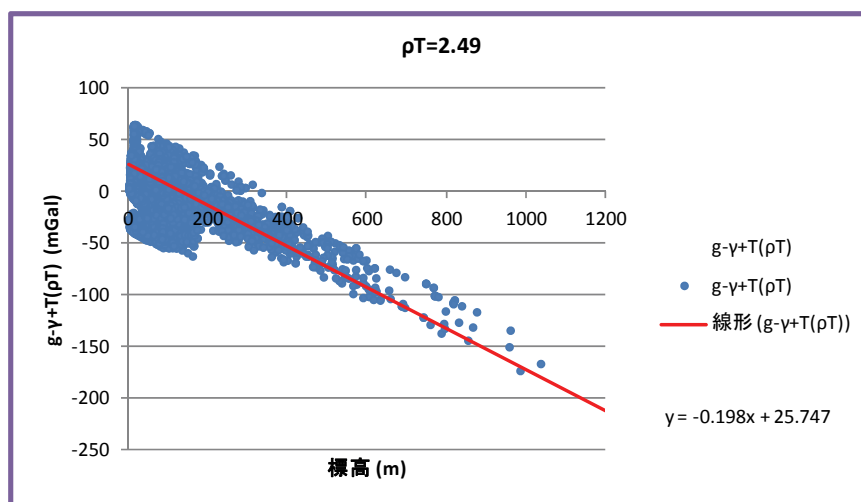


図 5 g - H 相関図 (仮定密度 2.49 g/cm^3)。

ii) ブーゲー異常図の作成

上記の重力測定値データを使用して、解析範囲のブーゲー異常を再計算した。算出に当たっては、産業技術総合研究所 地質調査総合センター(編)(2013) 日本重力 DVD版に収録されている「利用プログラム」を使用し、解析範囲を含む範囲で、仮定密度(2.49g/cm^3)のブーゲー異常の200 mグリッドデータを作成した(図6)。

iii) 傾向面解析

先新第三系基盤の構造の抽出を目的に、長波長のトレンドのみを取り除くこととした。対象地域で北西・南東方向の傾向が強く見られる。基盤構造の把握という目的からは長波長のノイズと考えられるこうした広域の傾向を除去するため、各測定点の座標とブーゲー異常値を用い、最小自乗法により傾向面を求めた。大局的な北西・南東方向のみの一次傾向面ではなく、対象地域南西部の山地での基盤の上昇を表していると考えられる二次傾向面を採用した(図7)。

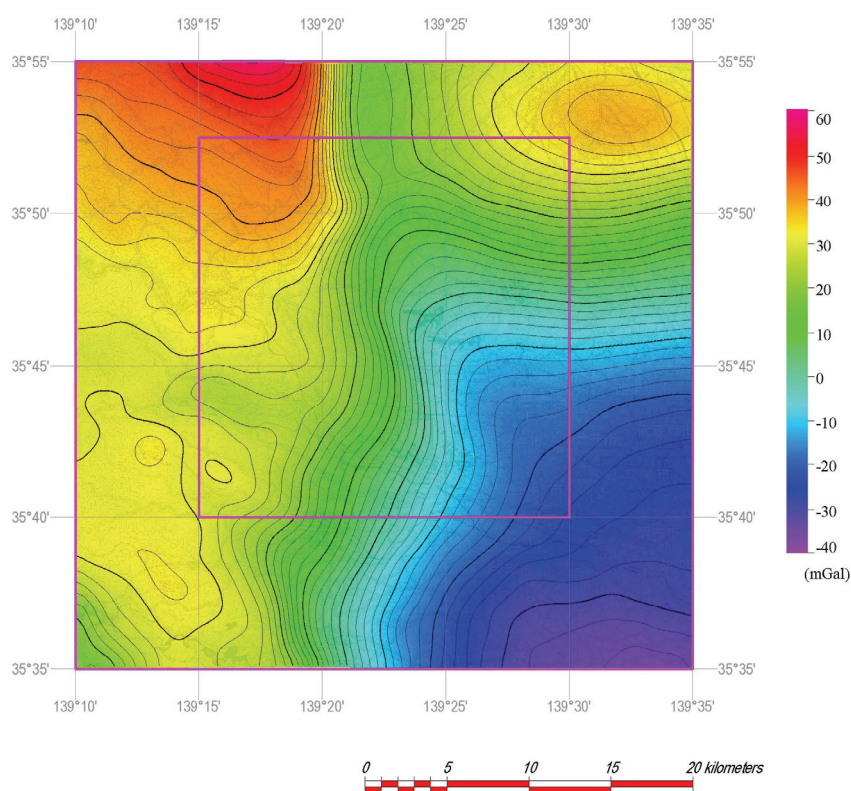


図6 ブーゲー異常図 (仮定密度 2.49g/cm^3)。

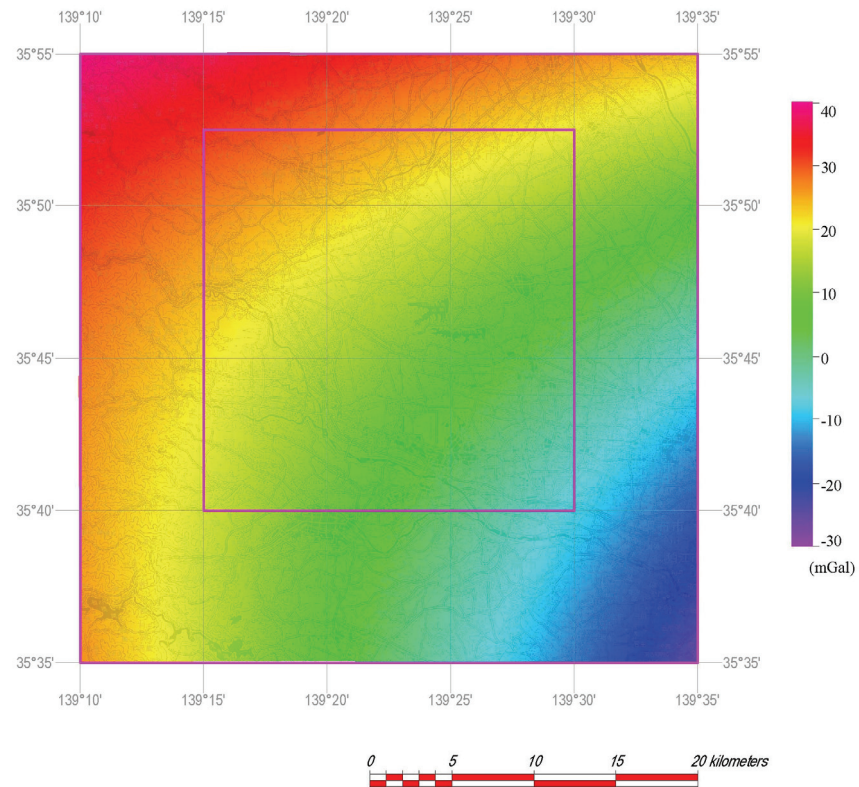


図 7 長波長ブーゲー異常図：二次傾向面（仮定密度 2.49g/cm^3 ）。

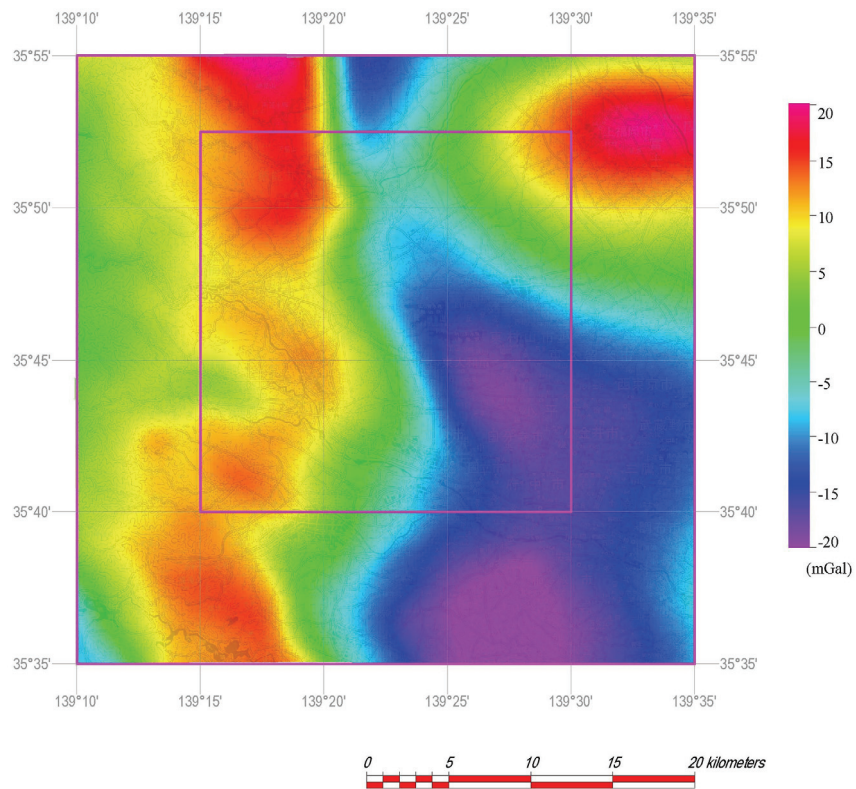


図 8 残差重力異常図（仮定密度 2.49g/cm^3 ）。

iv) 残差重力の算出

ブーゲー異常から、二次傾向面長波長ブーゲー異常を差異引いて、残差重力異常データを算出した（図8）。

c) 二次元重力密度解析

地域内を横切る反射法、屈折法データの解析結果を参照して、初期密度モデルを作成した。初期密度モデルと残差重力異常プロファイルから二次元重力フォワード・モデリングを実施し、密度構造断面を作成した。参照した構造探査測線は、立川断層（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）の北部を横断する文部科学省の「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」北関東測線（佐藤ほか，2006）と、同断層の南部を横断する東京都（2004）の地下構造調査測線である。

i) モデル断面の設定

「大都市圏地殻構造調査 北関東測線」と平行に、また立川断層（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）のトレースと直交するように、間隔5kmでA1～A7の7つの断面線を設定した（図9）。

ii) 断面密度の設定

「府中地殻活動観測井」（鈴木・高橋，1985）の速度検層と密度検層の結果と、「大都市圏地殻構造調査 北関東測線」に沿った屈折法によるP波速度構造モデルを基に，Ludwig et al.(1970)の式で速度-密度変換を実施し、解析対象地域について4層の密度構造を設定した（表4）。

表4. 設定したモデル断面の密度

層名	対応地層	密度 (g/cm ³)
L1	沖積層	1.81
L2	上総層群相当層	1.99
L3	三浦層群相当層	2.26
L4	基盤	2.60

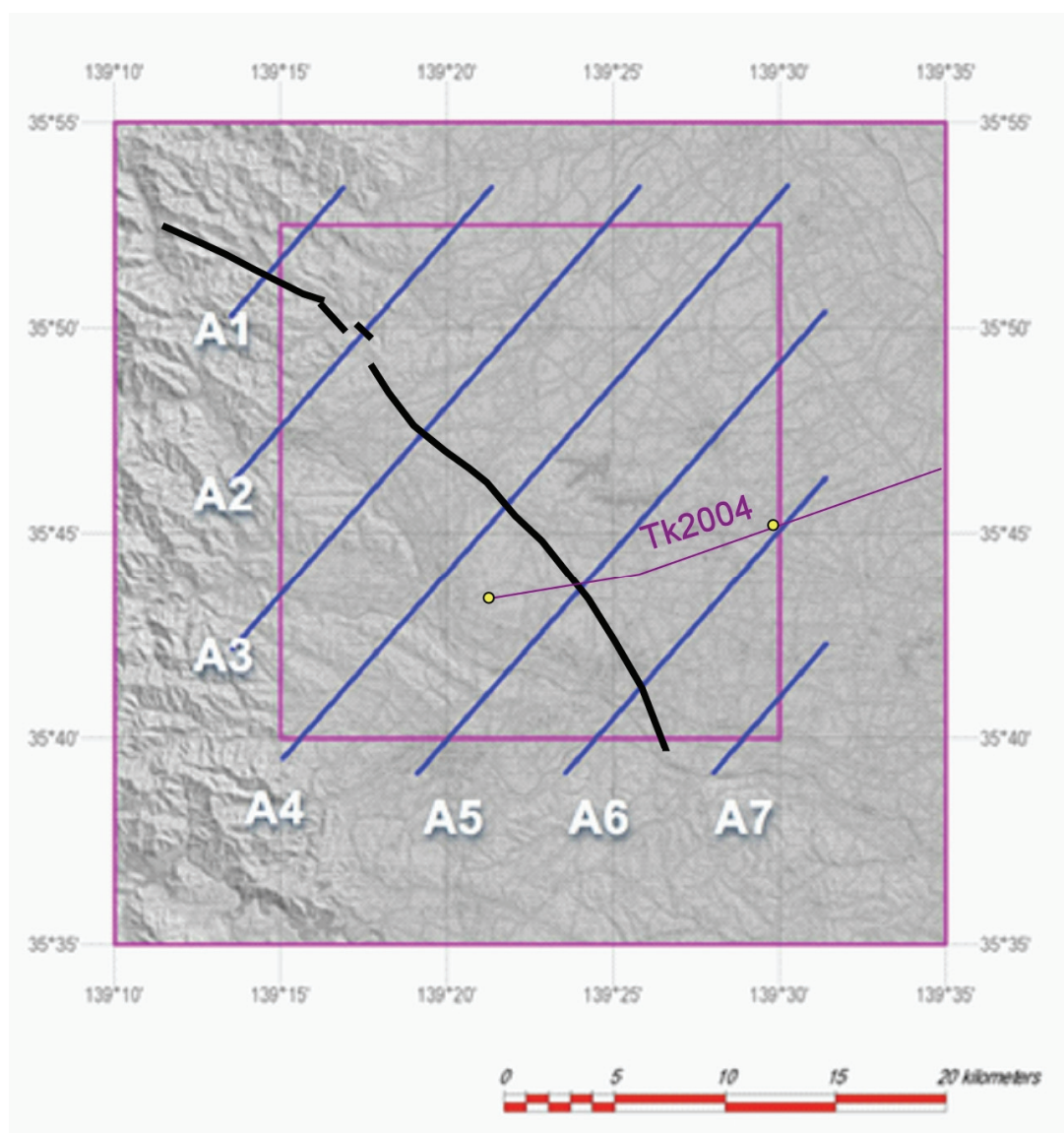


図 9 モデル断面線位置図。

青実線：二次元モデル断面線。A1～7：断面番号。

黒の実線は立川断層帯のトレース。断層トレースは、地震調査推進本部地震調査委員会（2003）による。紫実線は東京都（2004）の反射法地震探査測線。黄色丸で示した区間は、図21に示す反射法地震探査断面の範囲。

iii) 密度構造断面の作成

2次元フォワードモデリングでは、Talwani et al.(1959)およびTalwani and Heirtzler (1964)の方法により、Won and Bevis (1987)のアルゴリズムを利用して計算した。各断面線の密度構造モデルと同モデルによる残差の計算値と観測値を、図10～14に示す。画面の上段が観測値と計算値のフィッティングを示しており、赤線が観測値と計算値の乖離を示す。また、下段がモデルを示す。断面密度はL1～L4の4層を設定したが、沖積層に相当するL1層は層厚が薄いため、フォワードモデリングにおいてはほとんど影響が無かったのでL2～L4の3層とすることとした。図10～図14の赤矢印は、断層の投影位置を示す。

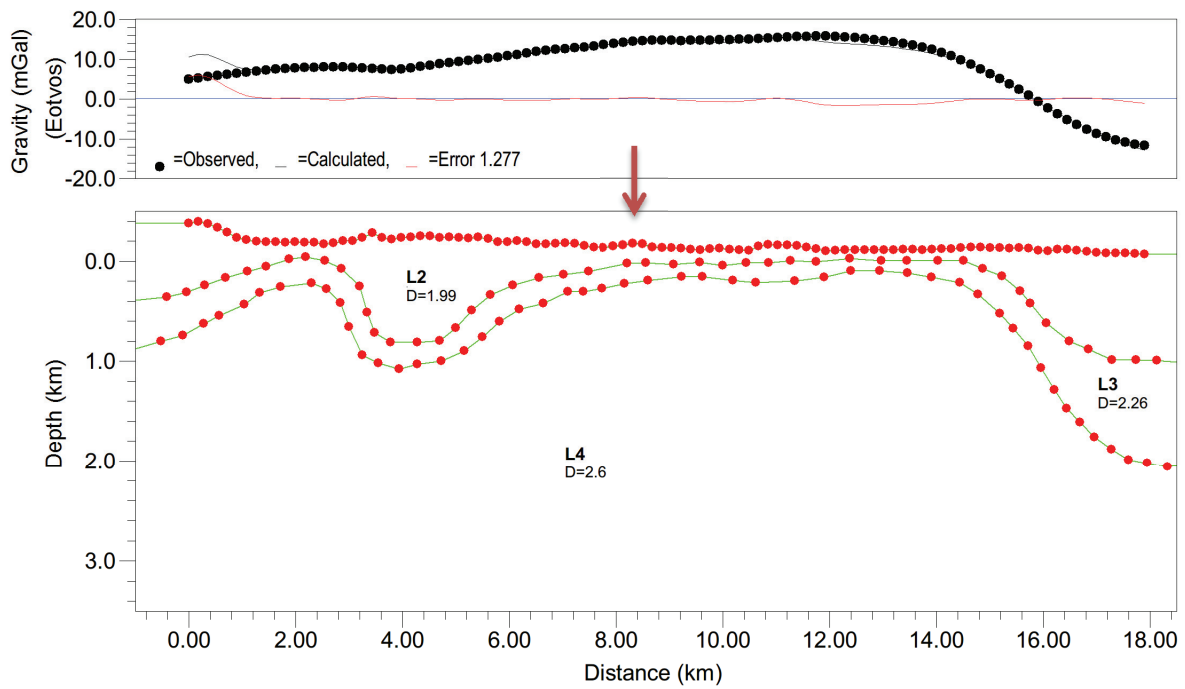


図 10 密度構造断面図 (A2 線)。

赤矢印: 立川断層 (地震調査推進本部地震調査委員会, 2003) の北西延長。

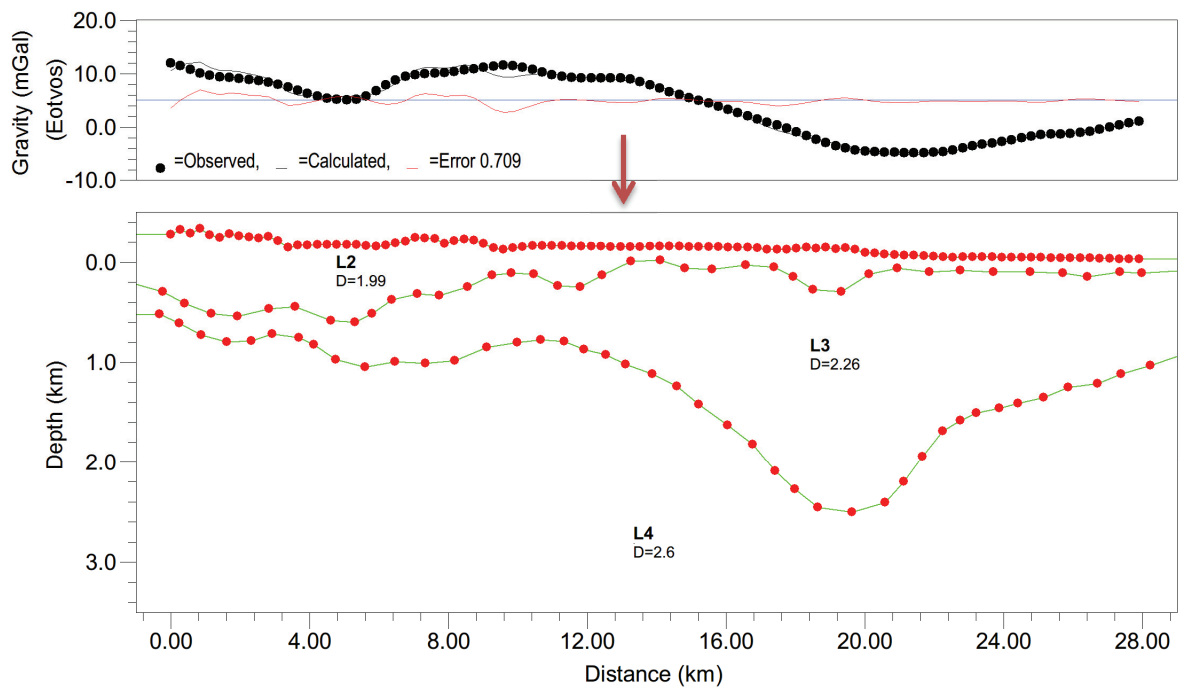


図 11 密度構造断面図 (A3 線)。

赤矢印: 立川断層 (地震調査推進本部地震調査委員会, 2003)。

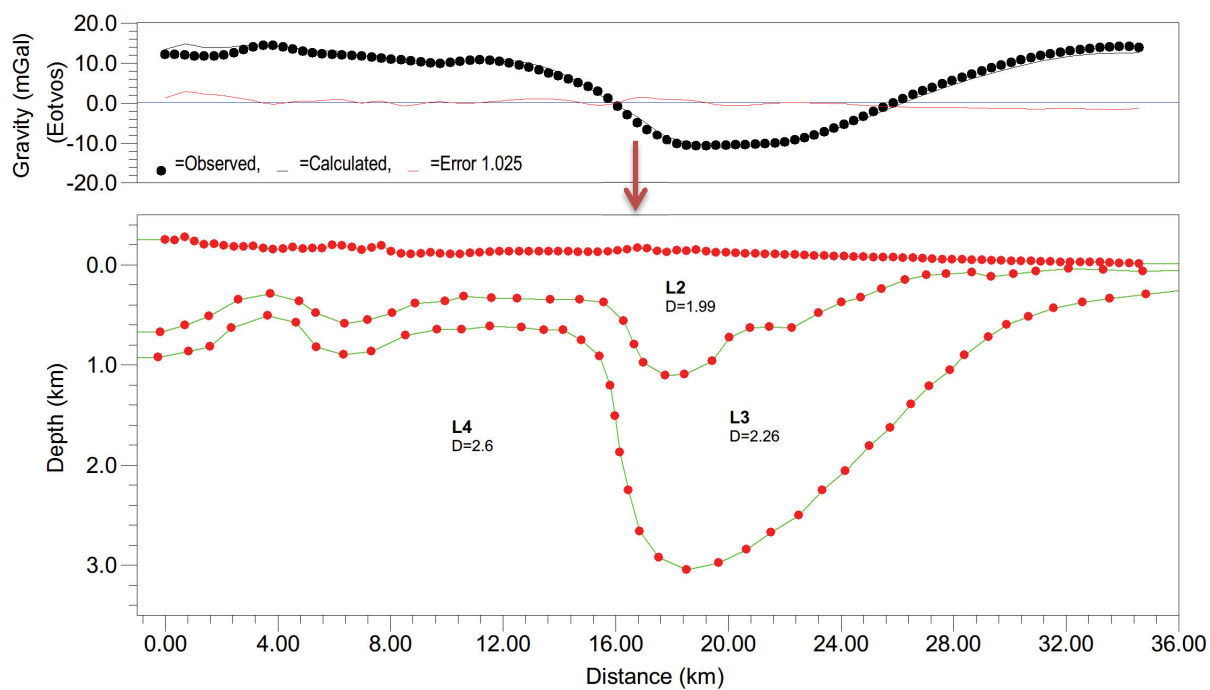


図 12 密度構造断面図 (A4 線)。

赤矢印: 立川断層 (地震調査推進本部地震調査委員会, 2003)。

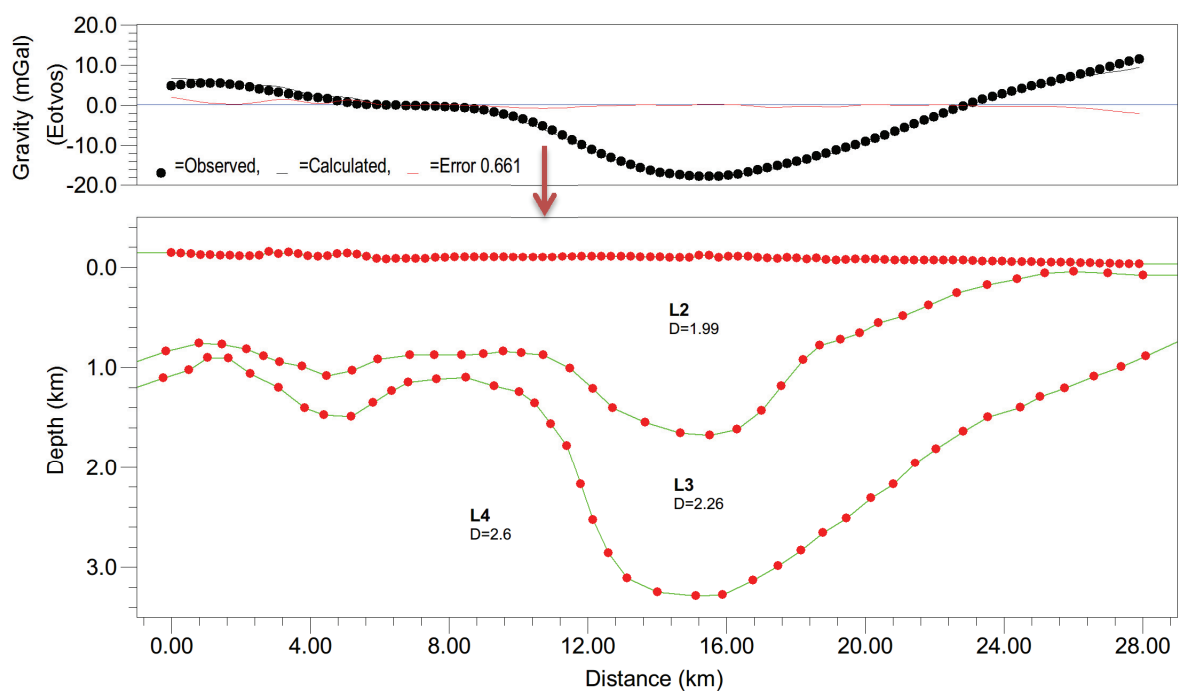


図 13 密度構造断面図 (A5 線)。

赤矢印: 立川断層 (地震調査推進本部地震調査委員会, 2003)。

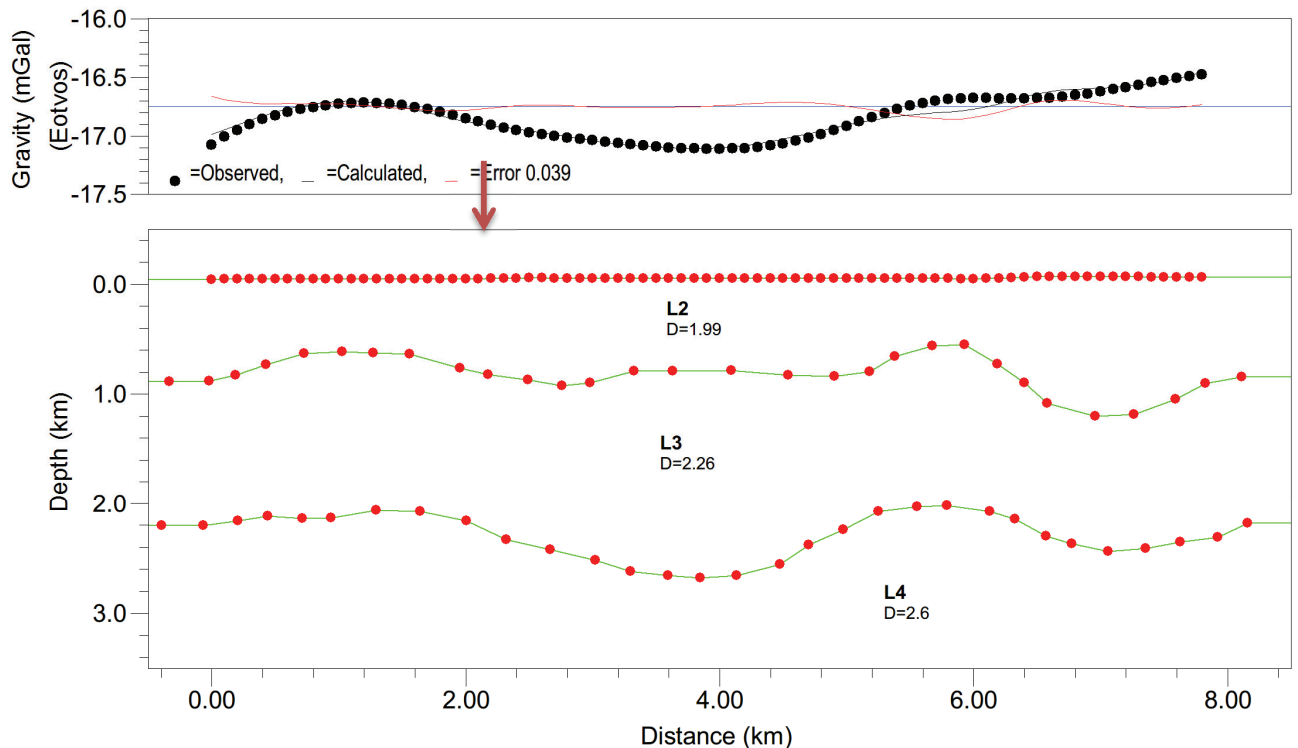


図 14 密度構造断面図 (A6 線)。

赤矢印: 立川断層 (地震調査推進本部地震調査委員会, 2003)。

A2 測線では断層と重力構造との対応は見られないが、A3 から A5 については、断層は東側に基盤 (L4 層、密度 2.6 g/cm^3) 上面が低下し始める位置に相当する。とくに A4 では基盤上面の高度変化の急変帯と断層の位置が重なる。

d) 三次元重力密度解析

c)で作成した二次元密度モデルを参照して、三次元密度構造初期モデルを作成し、インバージョン解析によって三次元密度モデルを得る。

i) 密度構造初期モデルの作成

7つの各断面での各密度境界の (X,Y,Z) 値を元に、層ごとの密度境界面の三次元初期モデルを作成した。平面への展開方法は、Minimum Curvature法およびKriging法を試行した。大局的にはほぼ同等の結果となったが、Minimum Curvature法の結果が不自然な変化が少ないと判断して、今回はMinimum Curvature法による展開結果を採用した。三次元初期モデルのL3, L4層上面の密度境界深度分布図を、図15に示す。この初期モデルを用いた、三次元フォワード計算により得られた計算残差重力異常と、残差重力異常の差を図16に示す。断面線に沿った方向で、-12~12 mGalの系統的誤差が広がっている。A3線、A4線沿いが正の誤差が大きく、A1線、A7線にかけて負の誤差に遷移している。

ii) 密度構造インバージョンモデルの作成

三次元インバージョンでは、各層の密度を固定して、インバージョンにより境界面深度を1層ずつ変化させた。インバージョンは、深度変化量の大きいL4層上面からL3層上面方向に向けて実施した。三次元インバージョンにより得られた各密度境界深度分布図を、図17、図18に示す。また、インバージョンによって得られた計算残差重力異常と、残差重力異常の差を、図19に示す。

三次元インバージョンにはParker (1972)のアルゴリズムを利用した波数領域における理論計算を用いた。この計算では密度境界面の深部分布に対して二次元FFTを行うため、モデル辺縁部の打ち切りによる誤差を避けるため、モデルの周辺を辺長の凡そ50%拡張し、モデルが周期関数的につながるようにデータを補外する前処理を施している。

e) 結果

三次元インバージョンの結果は、計算残差重力異常と残差重力異常の差が、外挿部分も含めて ± 12.0 mGal程度から ± 0.4 mGal程度と大幅に減少しており、誤差も局所的に点在する程度となった。このため、インバージョンは安定的に収束したものと考えられる。各層の計算において、深度の変化に対しては制限を設けずに実施した。L3層上面については初期モデルでの設定深度からの変化は概して少なかった。

解析された基盤としてのL4層上面密度境界深度を、「平成15年度 関東平野（東京都）地下構造調査」（東京都, 2004）と比較した。平成15年度の反射法地震探査のL4層上面密度境界深度断面図を図20に示す。測線の位置は図9に示した。測線の始点付近の深度は、約1,000 m程度となっており立川断層で約3,500 m程度まで下降した後、緩やかに3,000 m程度まで上昇する結果となっている。この測線での反射法深度断面図にL4層上面密度境界をオーバーレイ（オレンジ色）したものを図21に示す。反射面から推定されている基盤面（赤線）と調和的な傾向を示すが、立川断層の西側については、反射法の推定基盤面深度が500 m程度に対して、重力解析からは1,000 m程度と500 mの乖離がある。また、立川断層を隔てて東側への基盤の低下は、重力解析からは反射法断面図からの推定（東京都, 2004）ほどには急傾斜とはなっていない。

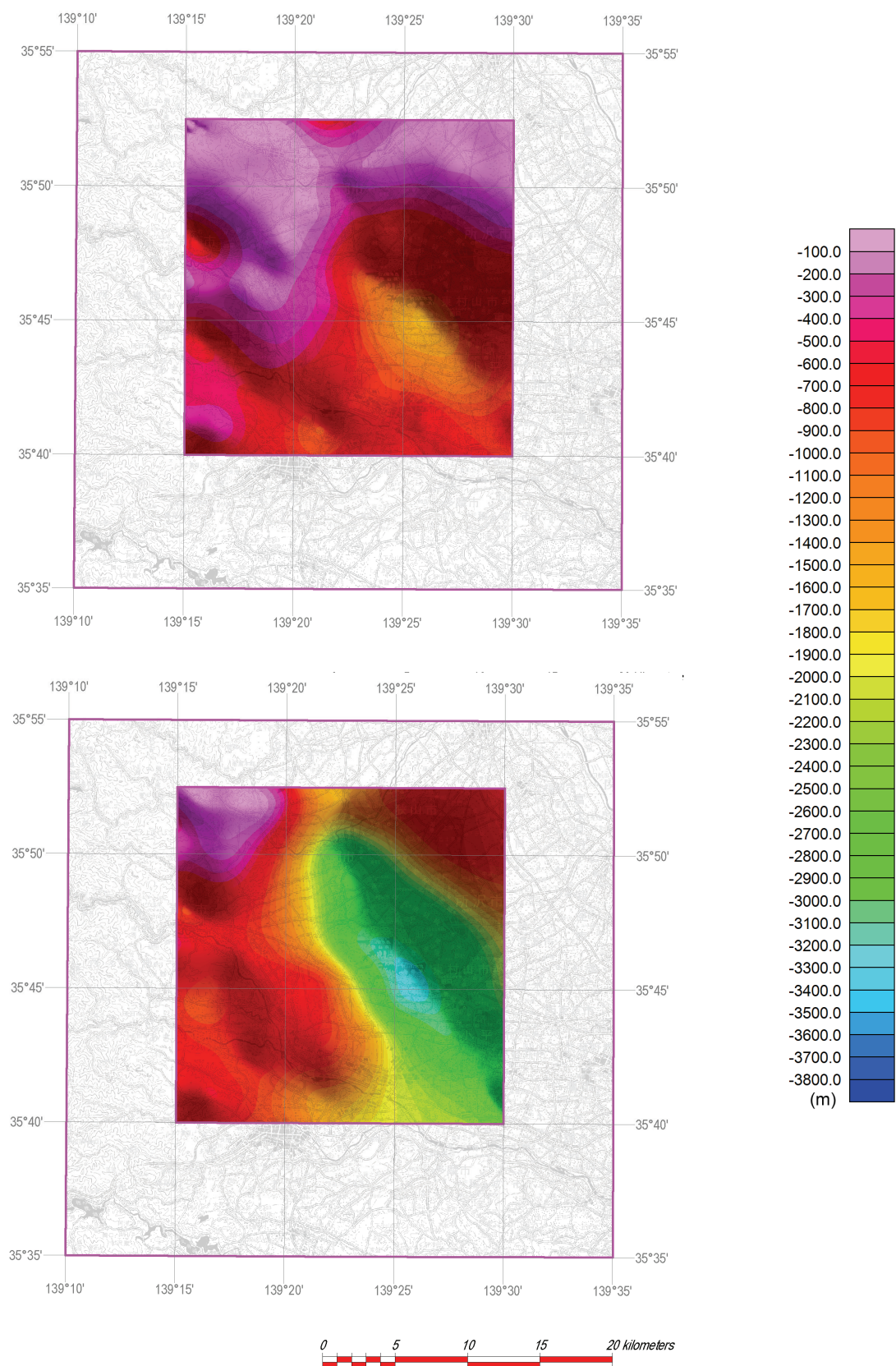


図 15 密度境界面深度分布図 初期モデル。
上: L3 層 (密度 2.26 g/cm³) 上面、下: L4 層(密度 2.6 g/cm³) 上面。

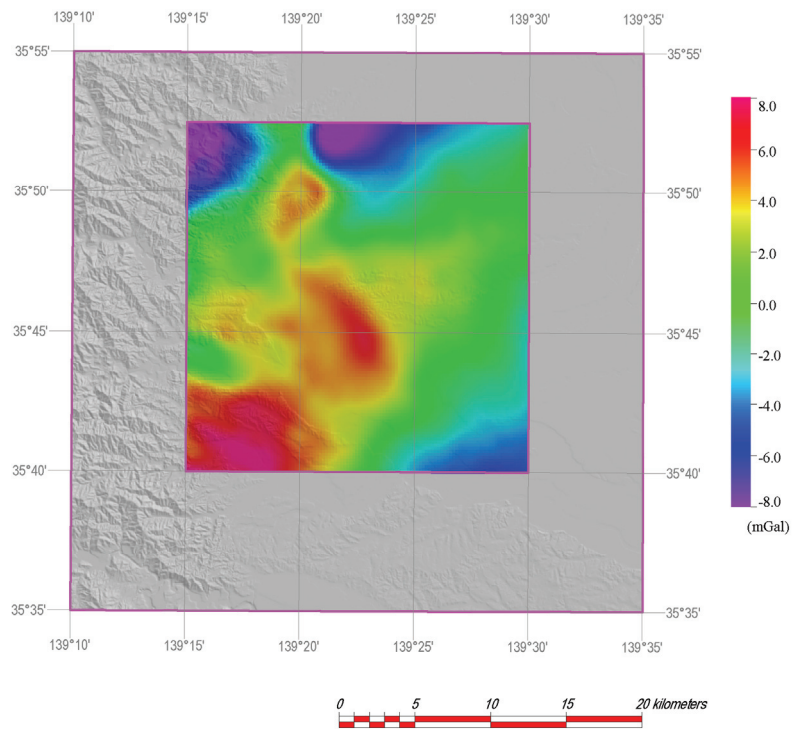


図 16 3次元フォワードモデル誤差分布図。

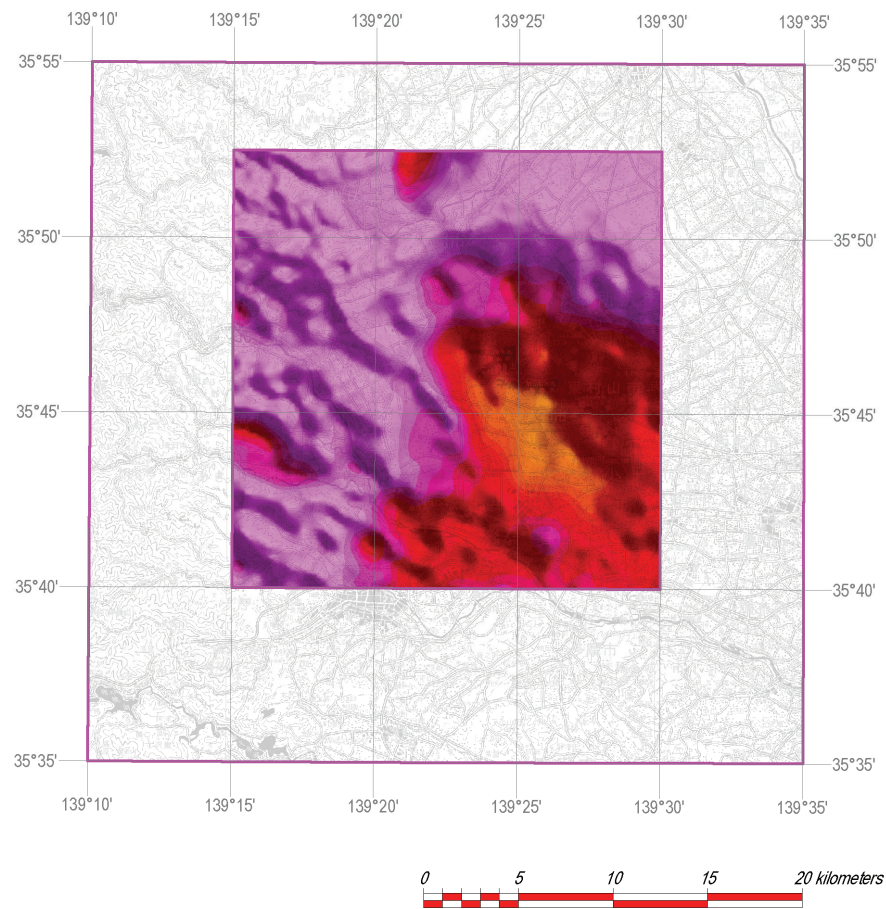


図 17 密度境界面深度分布図。

(L3 層：密度 2.26 g/cm^3 上面 インバージョン結果)。

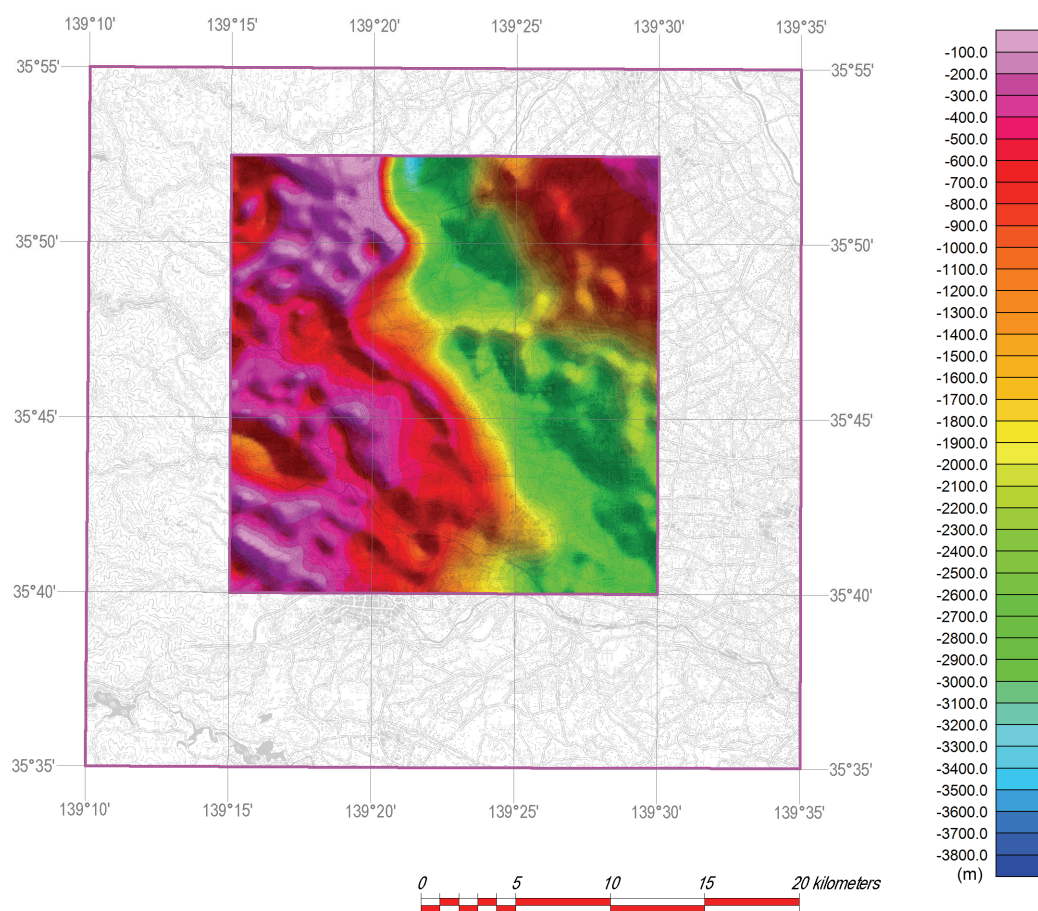


図 18 密度境界面深度分布図 (L4 層：密度 2.6 g/cm^3 上面 インバージョン結果)。

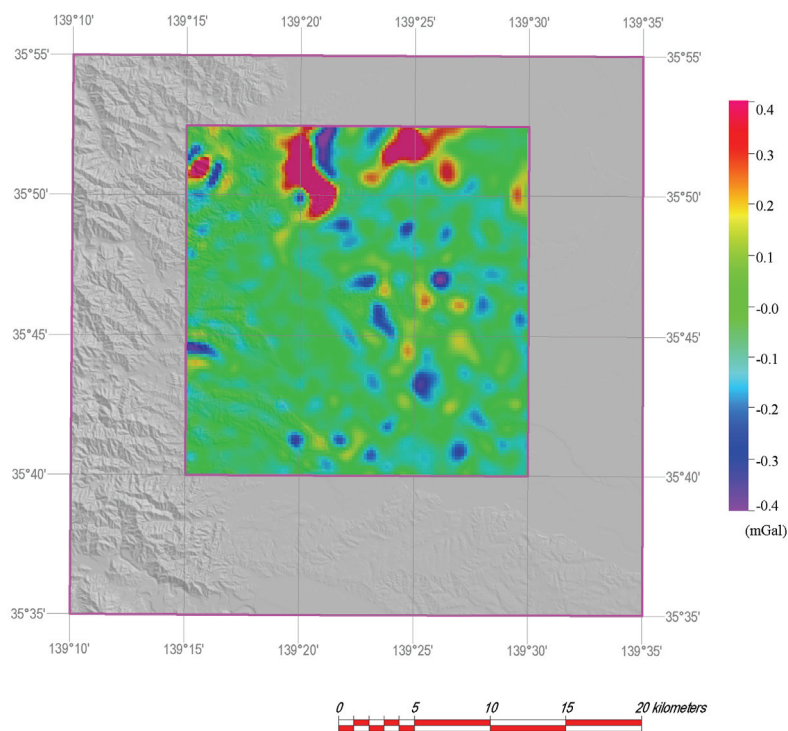


図 19 3 次元インバージョン結果誤差分布図。

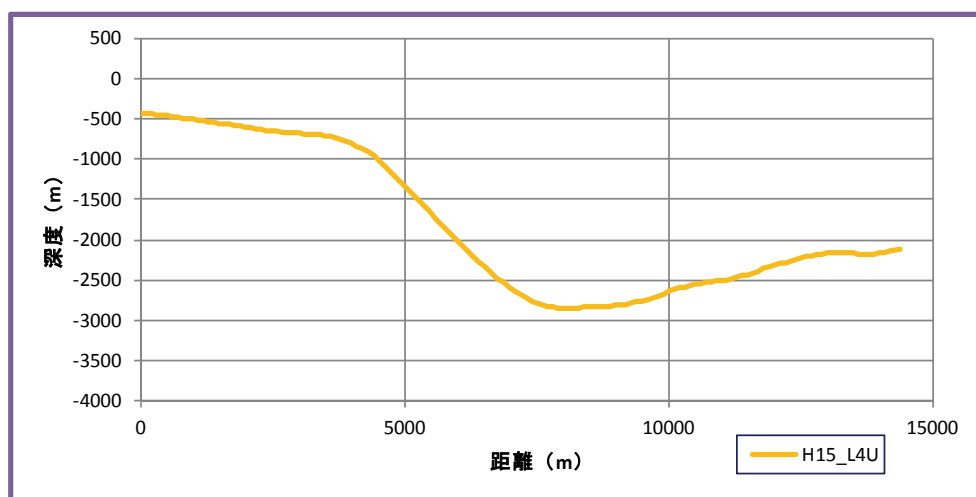


図 20 東京都(2004)「平成 15 年度関東平野地下構造調査」測線での
L4 層上面密度境界面深度断面図。

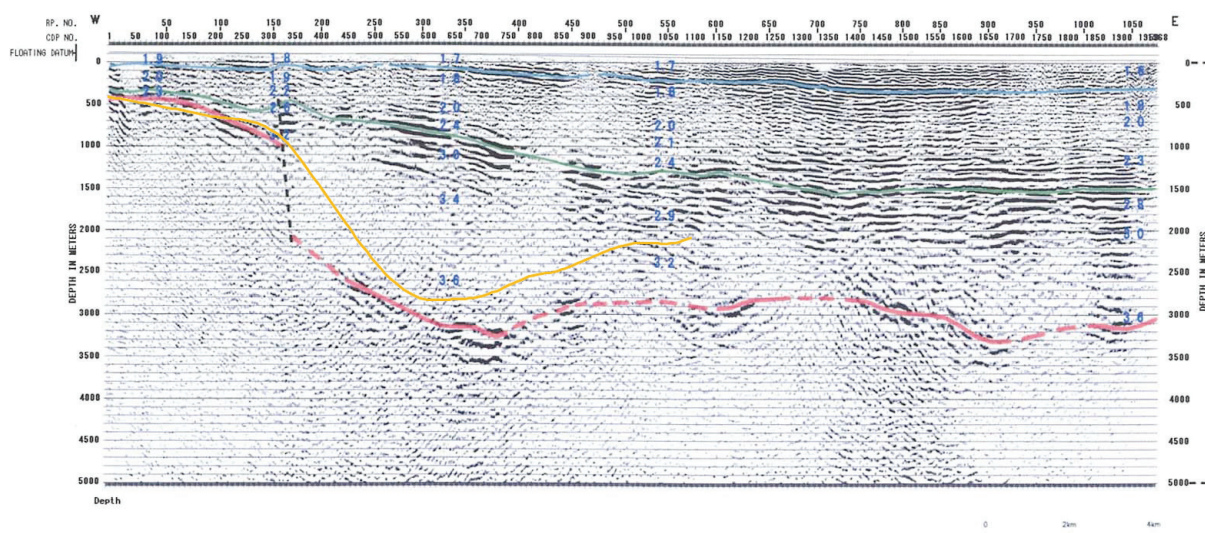


図 21 東京都(2004)「平成 15 年度関東平野地下構造調査」深度変換断面
(L4 層上面密度境界のオーバーレイ)。測線の位置は図 9 に表示。

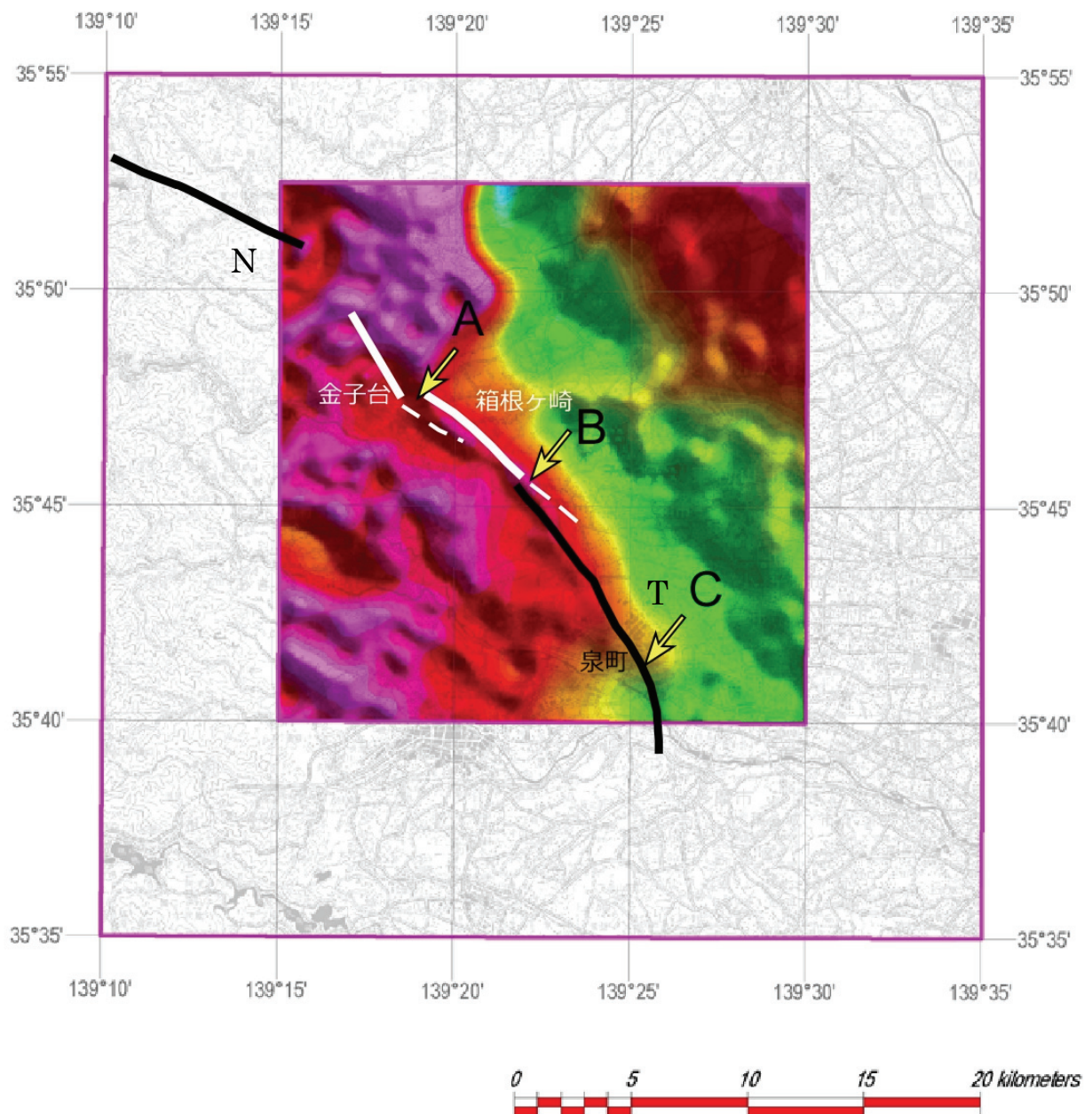


図22 先新第三系基盤上面深度モデルと断層との関係。

白線：立川断層北部（活断層区間）トレース形状は、本報告2.2.1参照、黒線： N 名栗断層、T：立川断層（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）南部。記載上の目印となる地点 A：瑞穂町箱根ヶ崎北西部、B：武蔵村山市三ツ木、C：立川市泉町。

新第三系基盤上面の深度モデルと断層トレースを比較すると、立川断層北端部の金子台周辺では、断層は西側に深くなる先新第三系基盤の境界部に位置している（図22）。この傾斜部は東南方向に延長し、瑞穂断層（遠藤ほか，1989）もしくは立川断層北西セグメント南東端（鈴木ほか，2008）に近い形状を示す。箱根ヶ崎周辺では西側低下の基盤の境界部に位置するが、南東部では東側に低下する基盤の斜面上に位置する。立川市泉町（図22の地点C）より、南方では東西方向に基盤深度が低下した領域が伸び、北北西-南南東方向

に伸びる基盤の高まりは消失する。とくにC地点以南については密度構造との相関は認められない。

f) 広域重力異常図での検討

文部科学省の「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化特別プロジェクト」において新たな重力観測をもとに関東平野中央部のブーゲー異常の検討を行った（佐藤ほか、2015）。この重力異常図は、新たな観測データを含むものであるので、この図に基づいて立川断層トレースと重力異常について検討する。重力異常図（図23、24）は、本プロジェクトと前述の「都市の脆弱性プロジェクト」において取得した重力値と、既存の重力値（地質調査総合センター(編)、2013）を使用して、作成したものである。仮定密度(2.28 g/cm³)、グリッドサイズ200 mのブーゲー異常に、上方接続高度7 kmの上方接続フィルタを適用した。また、上方接続残差重力異常に残存する長波長成分をカットして、さらに上方の浅部構造を抽出するために、カットオフ波数 3.2×10^{-5} cycle/m)、波長31.3 kmでのバンドパスフィルタリングによる残差重力異常を算出した。さらに、残差重力異常に対して、鉛直1次微分、水平1次微分（例えば駒澤、1998）を実施し、ブーゲー異常図を作成した（図23、24）。基盤と堆積層が段差をなしている場合、水平一次微分では段差の部分で最大の値をとるのに比べ、鉛直一次微分では変曲点すなわち微分値がゼロの付近で段差構造が推定される。

図23の鉛直一次微分では、立川断層は地点A（瑞穂町箱根ヶ崎北西部：図23）より北西では、正の一次微分領域の西側に、A-C（図23）では正の領域の東側に異常値とほぼ平行に伸びる。前述の密度構造から求めた基盤深度図からも明らかなように、C地点（立川市泉町）以南では、重力異常との相関は認められない。また、地点B（武蔵村山市三ツ木）-C区間では等微分値をとる領域の走向が北西から北北西に変化する。この傾向は、前節で述べた基盤上面の深度分布とよい一致を示し、断層線はA-C区間では西側の基盤上面が凸型の領域の東端部に近い領域に位置しており、ブーゲー異常値の急変帯の中心部ではない。これに対しA以北では、急変帯に位置している。図24の水平一次微分では、ブーゲー異常値の変化の急な領域は暖色で示され、変化の少ない領域は寒色で示されている。Bを中心として領域で北西方向に変化率の大きな領域がのび、断層は変化率の大きな領域のほぼ西端に位置している。水平微分から見ると、重力異常と整合的に構造が追跡されるのは、C地点よりもやや北西の地点である。また、Aよりも北西の区間については、南端部を除いては、重力異常とよく対応する。以上の特徴を取りまとめると、地表トレースでステップ状の配置を示す断層北西部では、密度構造の上からも重力的な高まりを横断する形状となる。北西部では基盤の高まりの西の急変帯に断層が形成され、南東部では大局的には北西方向に伸びる基盤の肩の部分に断層が位置し、基盤は東側に低下する。南部で走向が北北西-南南東方向に変化するとともに、重力との対応はC地点（立川市泉町）以南では不明瞭となる。

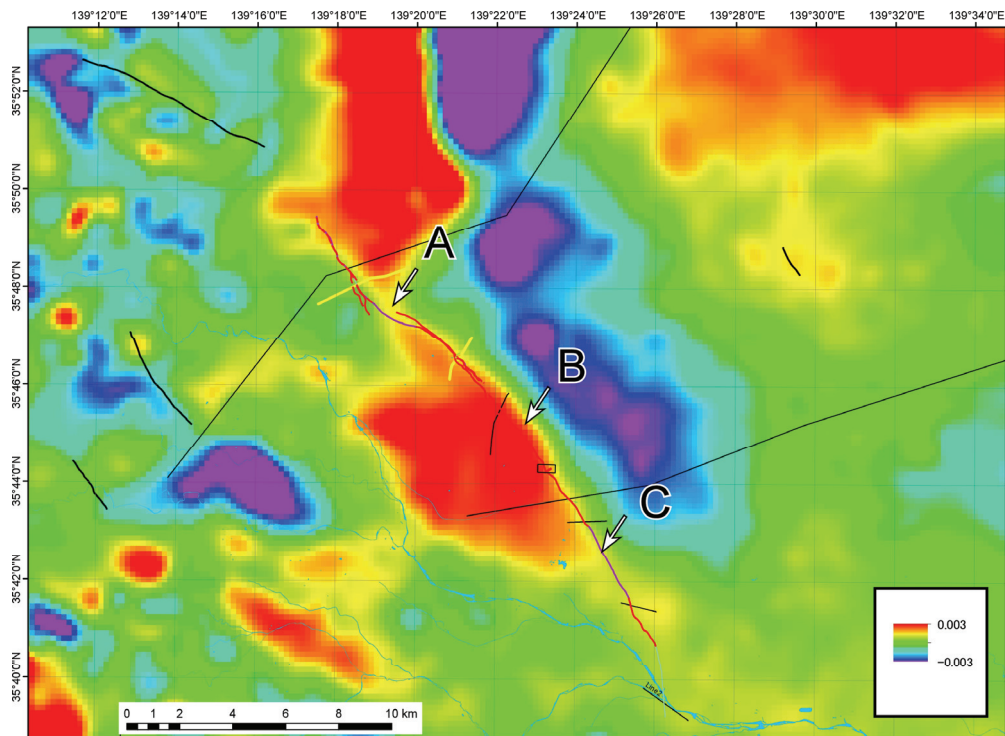


図 23 上方接続残差重力異常の鉛直 1 次微分分布図（仮定密度 2.28g/cm^3 ）。A,B,C:地点番号（本文参照）、立川断層のトレースは、中田・今泉（2002）による。赤実線：立川断層のトレース、紫実線：立川断層の伏在トレース。黒太実線：周辺の活断層（中田・今泉（2002）による）、黒細実線：反射法地震探査測線。

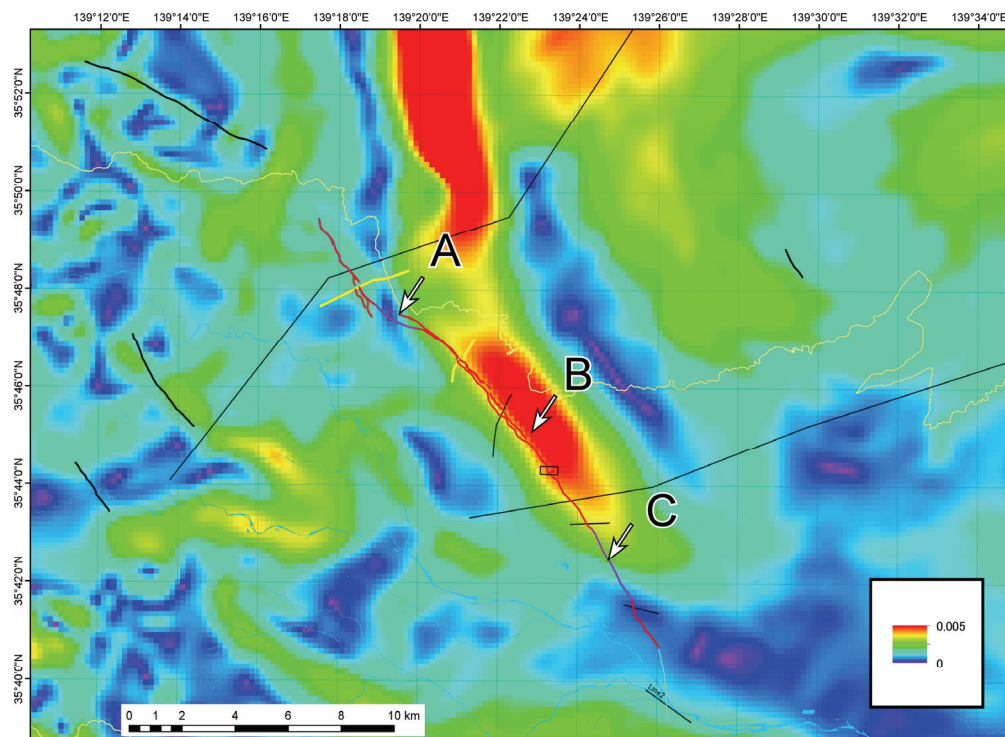


図 24 上方接続残差重力異常の水平 1 次微分分布図（仮定密度 2.28g/cm^3 ）。凡例は図 23 と同様。

2) 箱根ヶ崎・金子台地区における高精度反射法地震探査

立川断層の地下構造については、おもに立川市・武蔵村山市の市街地で実施された反射法地震探査の結果に基づき検討されている（東京都, 1998, 東京都, 2004; 山口ほか, 1998）。一方、立川断層北部について浅層反射法地震探査はこれまで実施されておらず、その地下構造については不明のままである。また、石山ほか（2014）や本報告で、箱根ヶ崎・金子台地区において、立川断層北部が左横ずれ断層であることが示された。そこで、本調査は、西多摩郡瑞穂町の市街地を通る約1.8 kmの測線（箱根ヶ崎測線）と、青梅市及び埼玉県入間市の市街地と茶畑が広がるエリアの約3.6 km（金子台測線）の2測線で実施した（図25）。

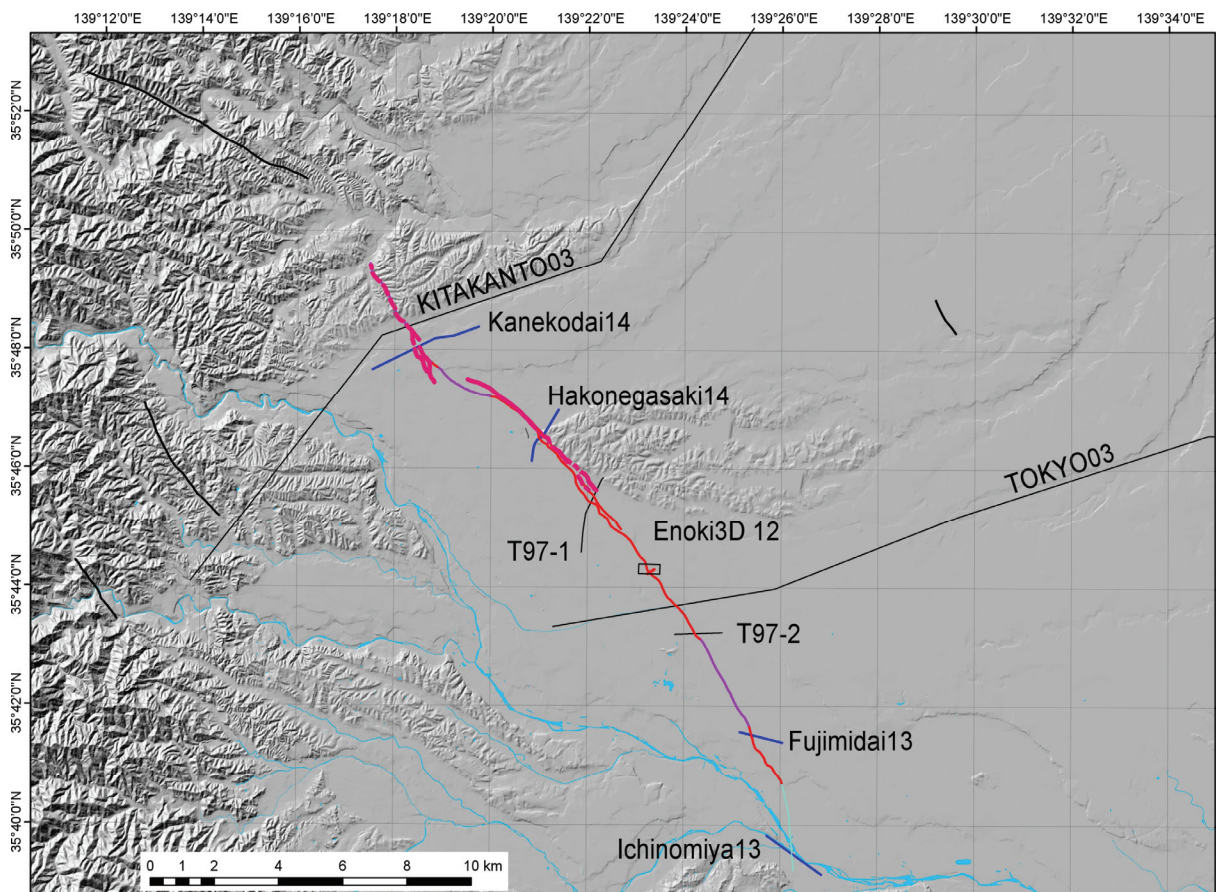


図 25 立川断層のトレースと反射法地震探査測線。マゼンダ実線：石山ほか（2015）、立川断層のトレースは、中田・今泉（2002）による。赤実線：立川断層のトレース、紫実線：立川断層の伏在トレース、青緑色実線：立川断層推定トレース。

箱根ヶ崎測線は、西多摩郡瑞穂町の市街地を南南西-北北東に横断する約1.8kmの区間であり、測線南端を新青梅街道と都道166号線の交差点として都道166号線沿いに北進し、箱根ヶ崎駅前、狭山神社横を通過する。本調査測線では独立型受振システム(GSR)を10 m間隔で設置し、固定展開でデータ取得を行った（図26）。金子台測線は、東京都青梅市と埼玉県入間市の市街地及び茶畑にまたがる、ほぼ東西の測線であり、西端を東京都青梅市大門2丁目交差点として都道63号線沿いに東進する。この道路沿いには民家や店舗が建ち並

び、車両の通行も非常に多い。同市今井馬場崎交差点から東側は一部では建物も点在するが、茶畑が広がる。本調査測線では独立型受振システムGSR及びMS2000を10 m間隔で設置し、固定展開でデータ取得を行った(図27)。上記2測線のデータ取得仕様を表5に示す。

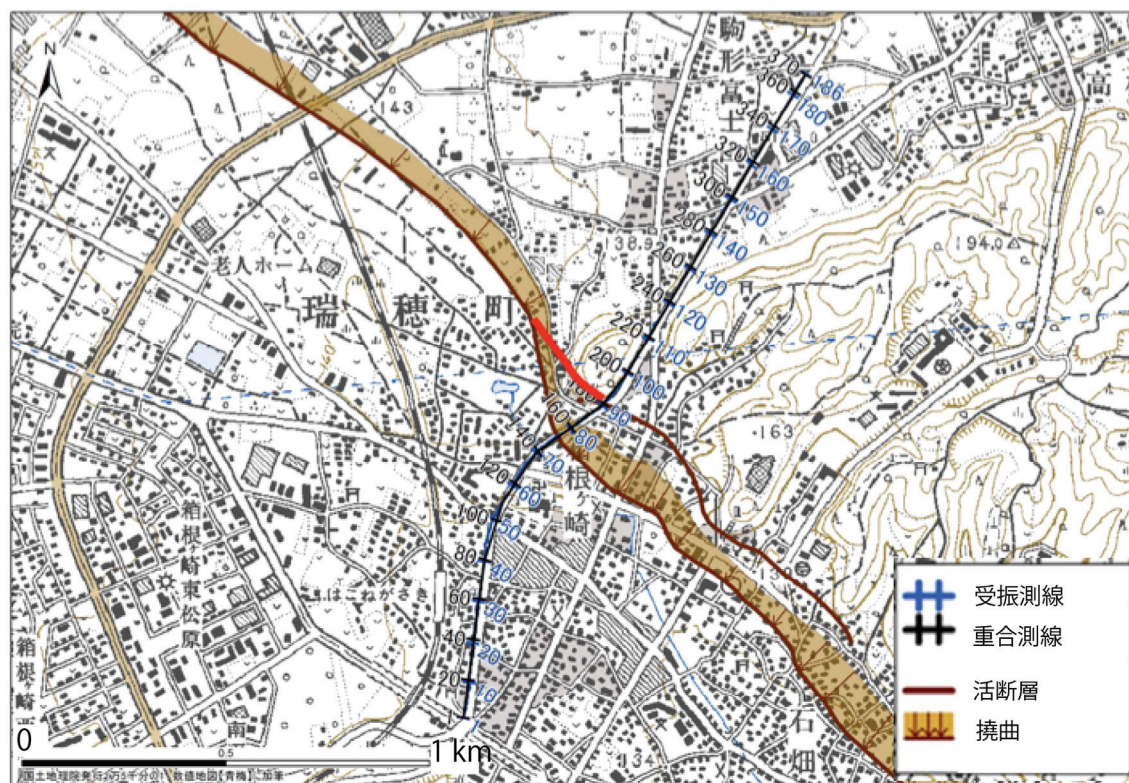


図 26 箱根ヶ崎測線の位置図。断層線は中田・今泉編(2002)による。

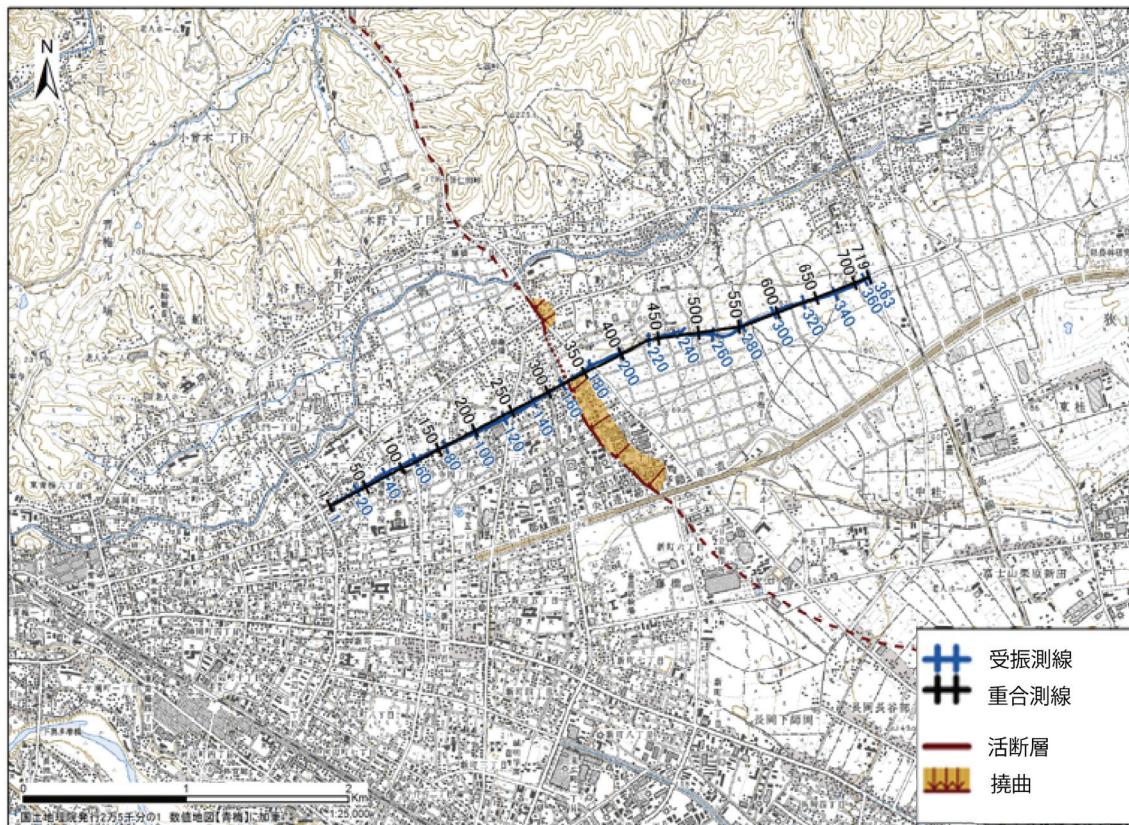


図 27 金子台測線の位置図。断層線は中田・今泉編(2002)による。

表 5 箱根ヶ崎測線・金子台測線のデータ取得仕様一覧

測線	箱根ヶ崎測線	金子台測線
調査項目	浅層高分解能反射法	
受振測線区間	瑞穂町	青梅市/入間市
発震仕様		
震源	Enviro Vib	
台数	2台(標準)	
パイプレータアレイ長	B-B	
発震仕様	Half-integer VP(標準)	
標準発震点間隔	10m(標準)	10m(一部5m)
スイープ周波数	8-80Hz	
スイープ長	12秒	
標準スイープ回数	5回	
発震点数	146点	337点
受振仕様		
受振点間隔	10m	
受振点数	186ch	363ch
測線長	約1.8km	約3.6km
受振器	SM-24(10Hz)	
受振パターン	3個組、バンチング	
展開パターン	固定展開	
記録システム		
使用探鉱機	GSR(独立型受振システム)	GSR / MS2000 (独立型受振システム)
プリアンプゲイン	30dB	30dB / 31dB
サンプリング間隔	2msec	
相互相関	CAS	
相互相関後記録長	3sec	

両測線で取得された発震記録例を図 28 および図 29 に、バックグラウンドノイズの空間時

間変化を図 30 および図 31 に示す。この図から、箱根ヶ崎測線は比較的交通量も多く、測線全体にわたってノイズレベルが大きいことが分かる。また時間帯によるノイズレベルの変化が小さいことも確認できる。一方金子台測線についても、箱根ヶ崎測線に比べノイズレベルは小さいが、時間帯による変化は大きい。また、測線東側では茶畑が広がるエリアとなり、西側の市街地に比べ若干ノイズレベルが低い傾向になる。箱根ヶ崎測線で取得された記録は市街地での発震・受振のため、ノイズレベルが比較的高いが、発震点により、測線の全域で初動の到達が確認できる。また、ほぼ全ての発震記録において表面波の混入が確認できる。初動の見かけ速度約 1800 m/sec である。金子台測線では、測線の西側では測線沿線に民家や店舗が建ち並んでいたため、発震に制限があり、ほぼ全てで **Low-Force** での発震となった。一方、東側では茶畑がひろがる丘陵地となるため、発震に制限なく作業が行えた。測線西側での発震記録は、市街地ではノイズレベルが高く、初動の到達が数百 m 程度しか確認できないが、比較的ノイズレベルの低い測線東側では一部の発震においてオフセット 1 km 以上確認することができる。測線東側の発震記録では、ほぼ全ての発震記録で測線東端まで初動を確認することができるが、ノイズレベルが高い西側では最大で 1.8 km 程度しか初動を確認することができない。

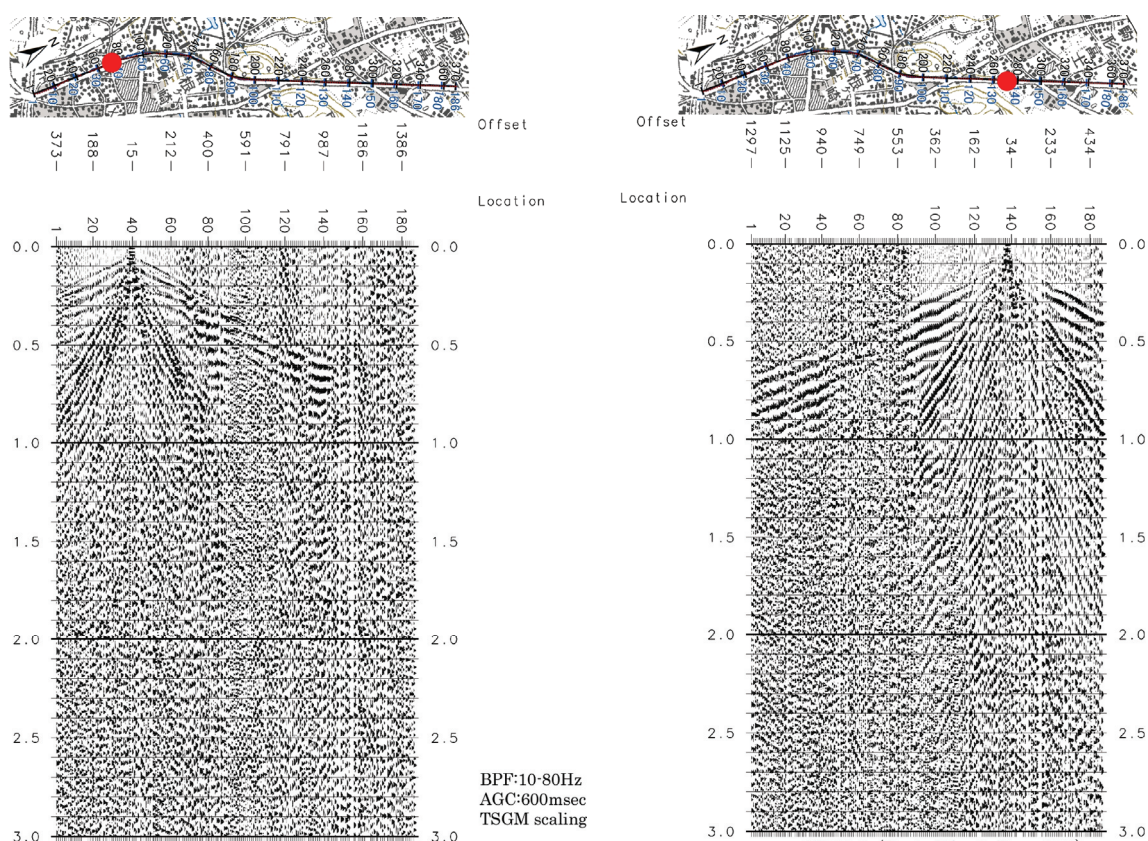


図 28 箱根ヶ崎測線の発震記録。

左) VP38.5 (エンビロ 2 台、出力 50 %)、(右) VP136.5 (エンビロ 2 台、出力 50 %)。

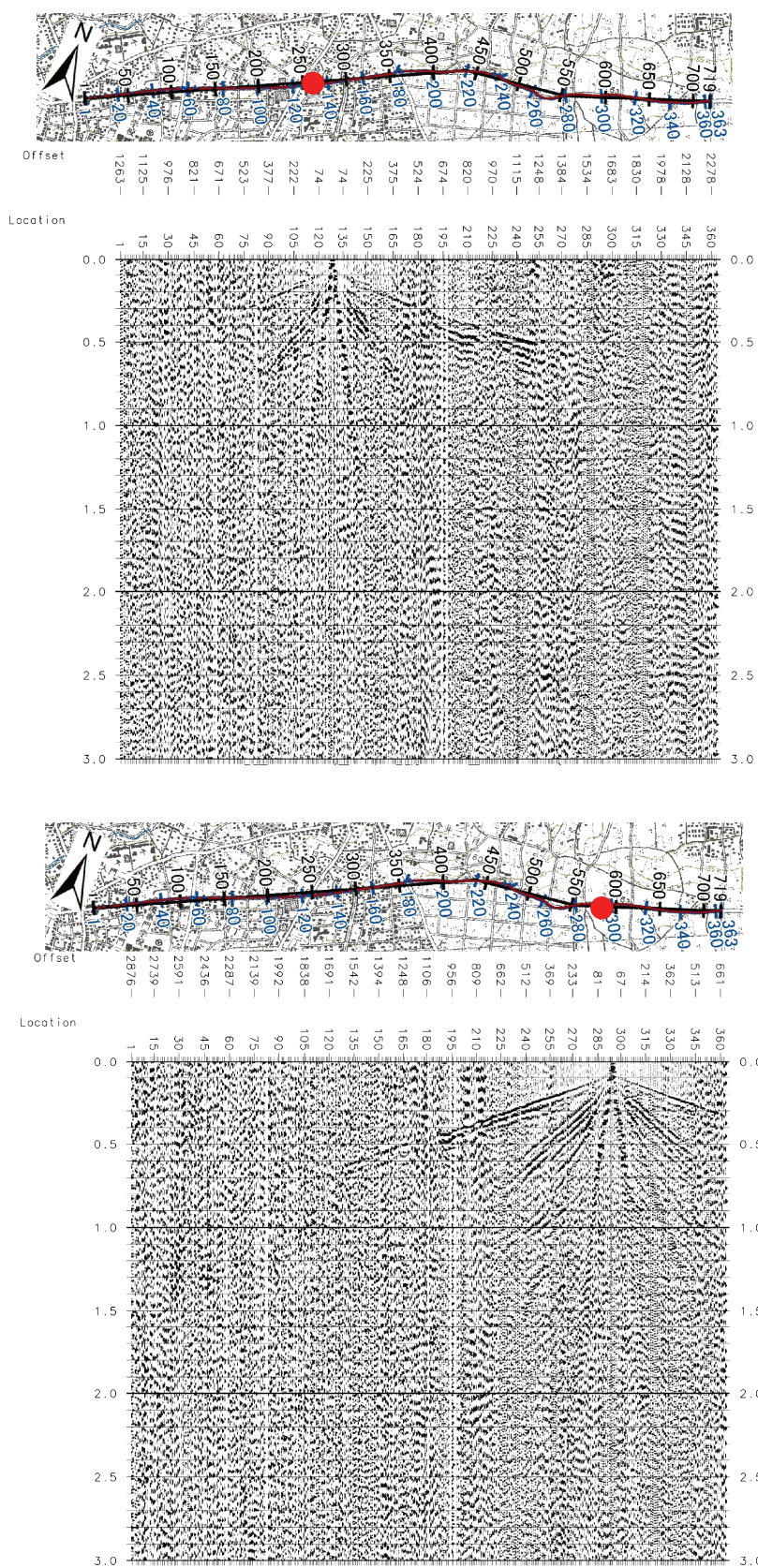


図 29 金子台測線の発震記録。(上) VP127.5 (エンビロ 2 台、出力 30 %)、
(下) VP293.5 (エンビロ 2 台、出力 70 %)。

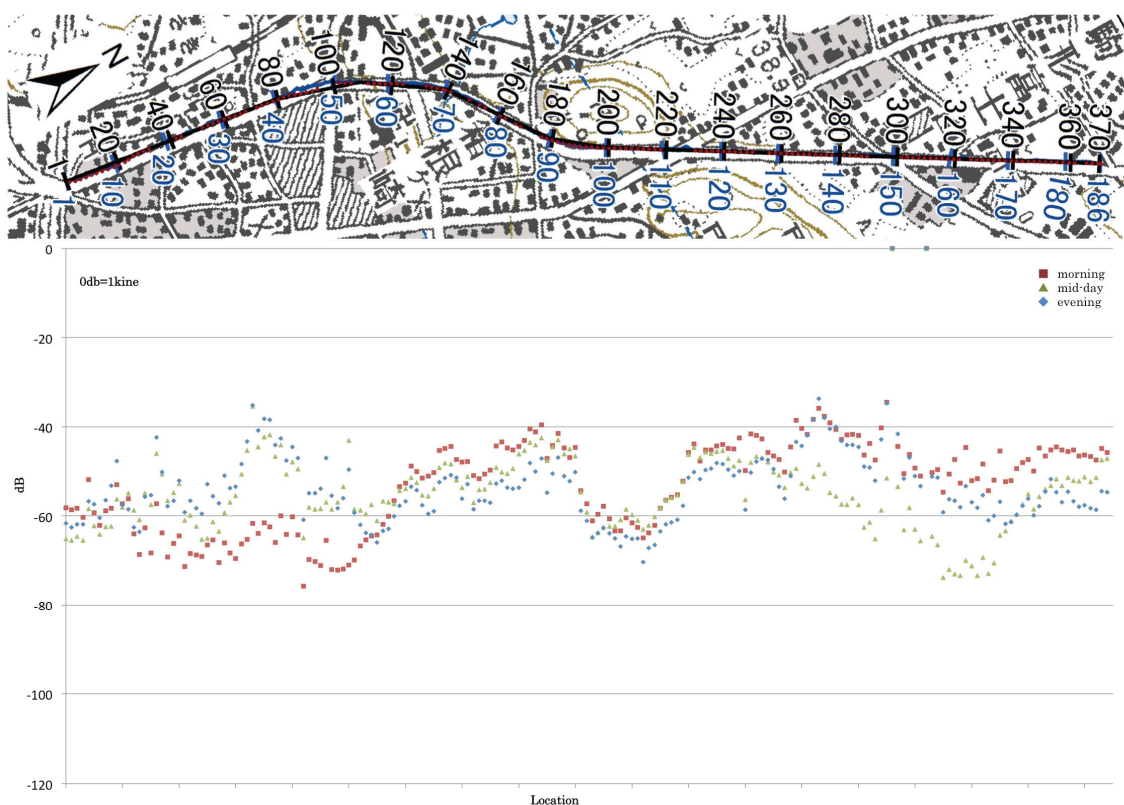


図 30 箱根ヶ崎測線のバックグラウンドノイズの空間時間変化。

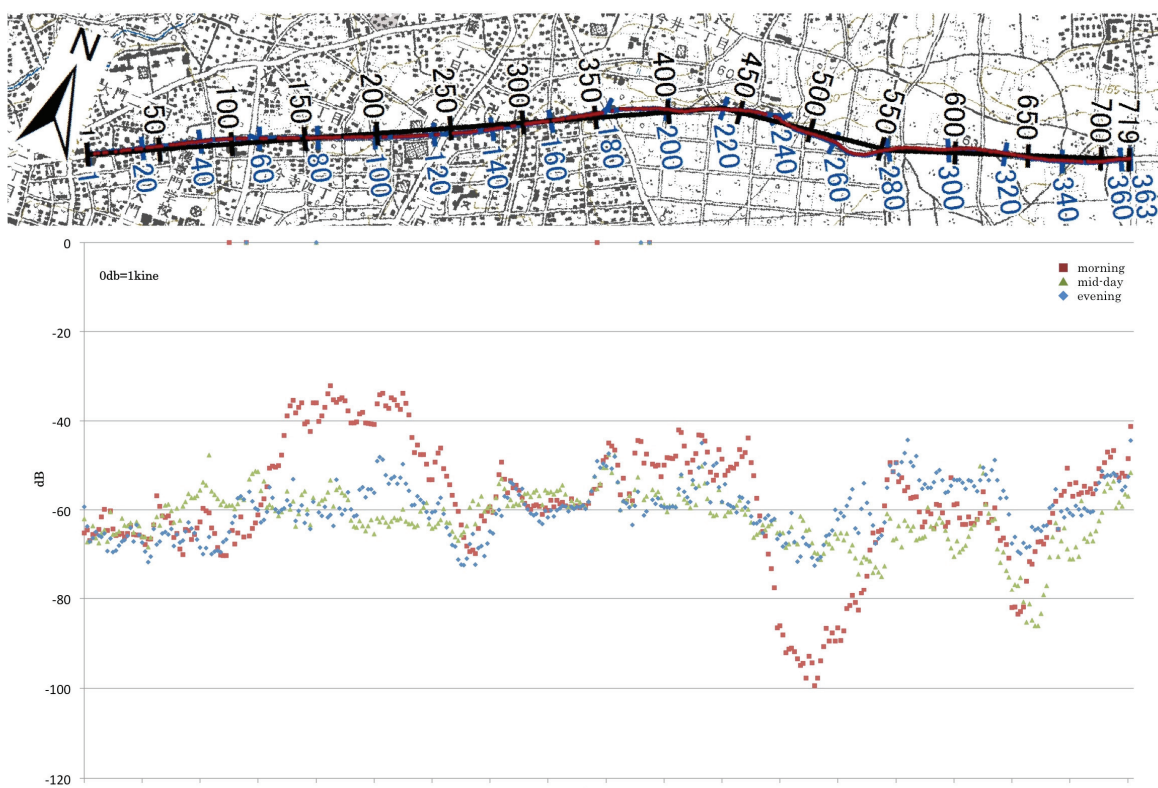


図 31 金子台測線のバックグラウンドノイズの空間時間変化。

図32にデータ解析のフローを、表5にデータ解析に使用したパラメーターを示す。両測線についてのデータ解析は、一般的な共通反射点重合法により、表6に示したパラメーターを用いて実施した。解析は、(株)地球科学総合研究所のSuper Xを用いて行った。

フォーマット変換及びデータ編集: フィールドデータに記録された原記録(GSR Original Format)について、SuperX(JGI InternalFormat)フォーマットへ変換を行った。その際、全て発震記録毎にノイズエディットを伴う垂直重合を行い、バイブレータのリファレンス波形との相互相関処理を行った。

トレースヘッダーへの測線情報の入力: SuperX トレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各CMP のインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は平均海水面に設定した。

屈折波初動解析: 改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。箱根ヶ崎測線および金子台測線について、図33および図34にそれぞれに示す。表層速度として受振点側及び発震点側共に500m/sec を採用した。

最小位相変換: バイブレータ発震記録について、零位相であるバイブレータ震源のスイープ波形について、最小位相変換処理を適用した。

ノイズ抑制処理のテスト: 富士見台測線で取得されたデータでは、調査測線全域において見かけ速度の遅い表面波が確認された。これらの除去を目的に、各種のノイズ抑制処理のテストを行った。この結果、重合記録において 往復走時1.0sec 付近に見られるイベントに関してはノイズ抑制処理による効果が確認できるが、一部では虚像と思われる傾斜したイベントも抽出されたため、本解析作業ではノイズ抑制処理は適用していない。

振幅補償: Instantaneous AGC (自動振幅補正) [ウィンドー長.....50msec]

デコンボリューション: 表5に示すデコンボリューションを適用した。

共通反射点編集: 浮動基準面に対する静補正: 浮動基準面に対する静補正を実施した。

重合速度解析: 速度重合法による速度解析を実施した。尚、残差静補正後に再解析がなされている。

NMO 補正: 速度解析によって求められた重合速度・時間の関数を時間・空間方向に内挿し、その速度テーブルに従ってNMO 補正を適用した。同時に、下記のストレッチミュートを実施した。

重合前振幅調整: トレース間の振幅バランスを調整するため、自動振幅調整による振幅補償を行った。

残差静補正: 表5に示すパラメーターを適用した。

ミュート: NMO 補正に伴う波形の伸長及び'Far'オフセット側に残留する屈折波初動部分を抑制する目的で、ミュート処理を全CMP アンサンブルについて設計して、適用した。

共通反射点重合: NMO 補正及び残差静補正適用後の共通反射点アンサンブルに関して水平重合処理を実施した。

周波数-空間領域予測フィルター: 周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用して、ランダムノイズを抑制し相対的にS/N を向上させるF-X 予測フィルター処理を実施した。

重合後時間マイグレーション: 時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、重合後、差分マイグレーションを適用した。

帯域通過フィルター: 反射波の有効周波数帯域が周波数成分解析によって決定され、零位相帯域通過フィルターを採用した。

基準面補正: 浮動基準面から基準面への、時間補正が適用された。

深度変換: 重合速度プロファイルから、時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、'Vertical Stretch'法による深度変換を実施した。

以上の処理を逐次経ることによって、図35・図37のCMP重合処理断面図を作成した。また、マイグレーション処理後に深度変換を実施した結果を、図36・図38に示した。

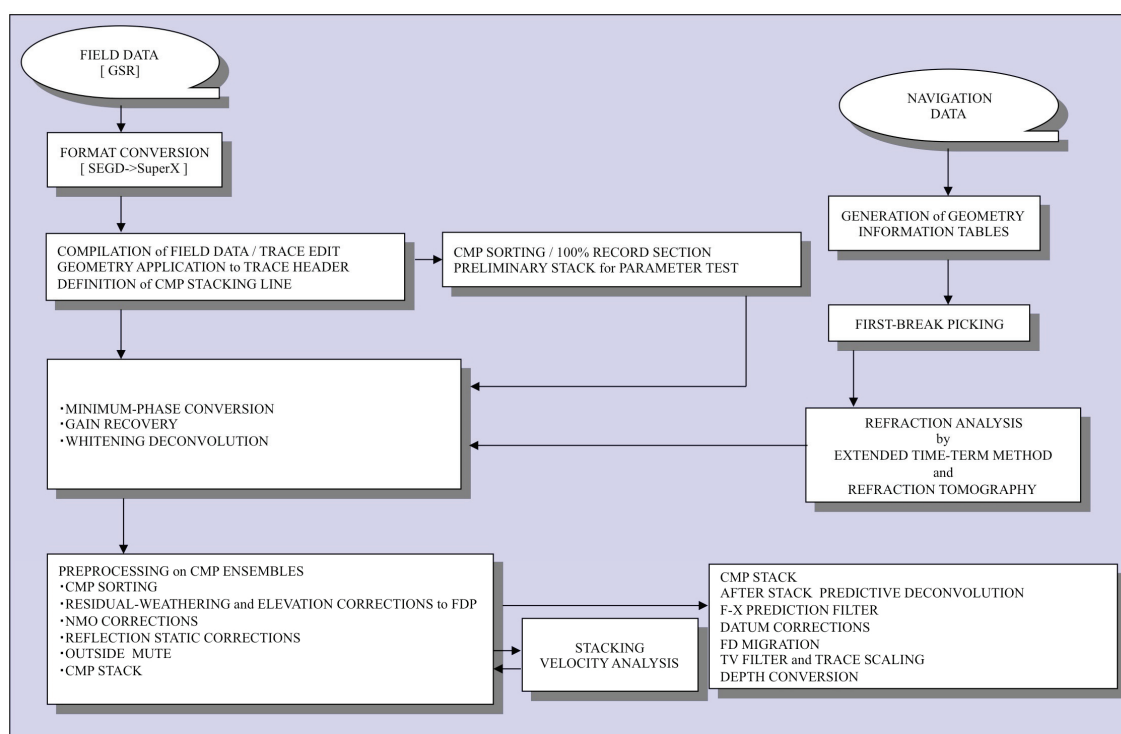


図 32 反射法解析の処理フロー。

表 6 箱根ヶ崎測線・金子台測線のデータ解析パラメーター一覧

	箱根ヶ崎測線	金子台測線
フォーマット変換及びデータ編集		
解析対象の発震点範囲	VP.1-VP.186	VP.3-VP.363
有効発震点数	高分解能反射法発震点 146点	高分解能反射法発震点 337点
トレースヘッダーへの測線情報の入力		
CMP間隔	5.0m	5.0m
CMP範囲	1 - 370	1 - 719
重合測線からの最大許容偏倚	制限無し	制限無し
屈折初動解析		
屈折初動読み取り位相	正のピーク位置	正のピーク位置
屈折波インバージョン実施オフセット範囲	40 - 150m	30 - 120m
表層基底速度を求める際の空間ブロック長	500m	500m
振幅補償		
幾何減衰補償	-	-
AGC適用ゲート長	50msec	50msec
デコンボリューション		
バイプレータスウィープ波形位相処理	最小位相変換	最小位相変換
アルゴリズム	時間領域トレース単位デコンボリューション	時間領域トレース単位デコンボリューション
前提とするウェーブレット位相	最小位相	最小位相
予測距離	2msec	2msec
零オフセット位置におけるゲート開始時刻	0msec	0msec
ゲート長	1600msec(Non-TV)	1600msec(Non-TV)
オペレータ長	160msec	160msec
ブリホワイトニングファクター	0.5%	0.5%
浮動基準面に関する静補正		
補正内容	短波長表層補正及び標高補正	短波長表層補正及び標高補正
浮動基準面の定義	長波長標高変化	長波長標高変化
速度解析		
解析内容	重合速度	重合速度
解析点間隔	100m	100m
解析速度数	50(1300-2900m/sec)	50(1300-2900m/sec)
残差静補正		
アルゴリズム	Linear Traveltime Inversion	Linear Traveltime Inversion
時間シフトの最大許容値	2msec	2msec
時間ウィンドー	40 - 500msec	20 - 600msec
CMP重合		
NMOストレッチファクター	1.8	1.8
重合前振幅調整	AGC 100msec	AGC 100msec
Outer Mute	Space Variant	Space Variant
トレースバランス	tsgm scaling	tsgm scaling
周波数-空間領域予測フィルター		
空間オペレータ長	5CMPs	5 CMPs
空間ウィンドー長	35CMPs	35 CMPs
時間ウィンドー長	500msec	500msec
オーバーラップ長	250msec	250msec
帯域通過フィルター		
オペレータ長	400msec	400msec
周波数通過帯域	0 - 10 msec : 22/25 - 70/80 Hz 10 - 50 msec : 20/25 - 70/80 Hz 50 - 150 msec : 20/22 - 70/80 Hz 150 - 450 msec : 18/22 - 70/80 Hz 450 - 3000 msec : 15/20 - 60/70 Hz	0 - 10 msec : 15/20 - 70/80 Hz 10 - 50 msec : 15/18 - 70/80 Hz 50 - 150 msec : 12/18 - 70/80 Hz 150 - 450 msec : 12/15 - 70/80 Hz 450 - 3000 msec : 12/15 - 60/70 Hz
時間マイグレーション		
アルゴリズム	時間-空間領域差分法マイグレーション	時間-空間領域差分法マイグレーション
下方接続ステップ幅	2msec	2msec
最大アパチャー範囲	-	-
反射面最大傾斜角度	45度	45度
速度モデル	重合速度スケーリング:95%	重合速度スケーリング:95%

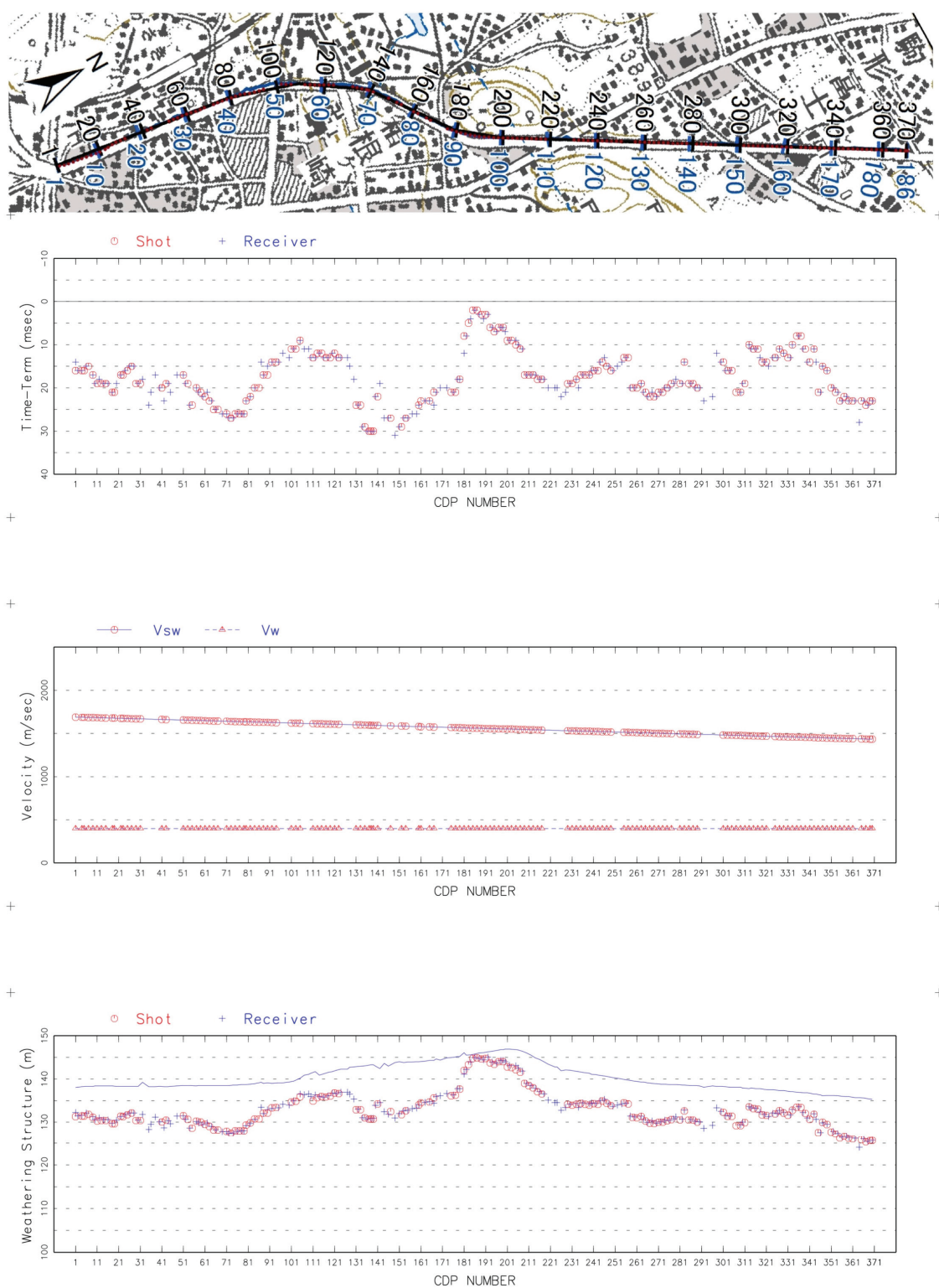


図33 改良型タイムターム法により推定された箱根ヶ崎測線沿いの表層構造図。

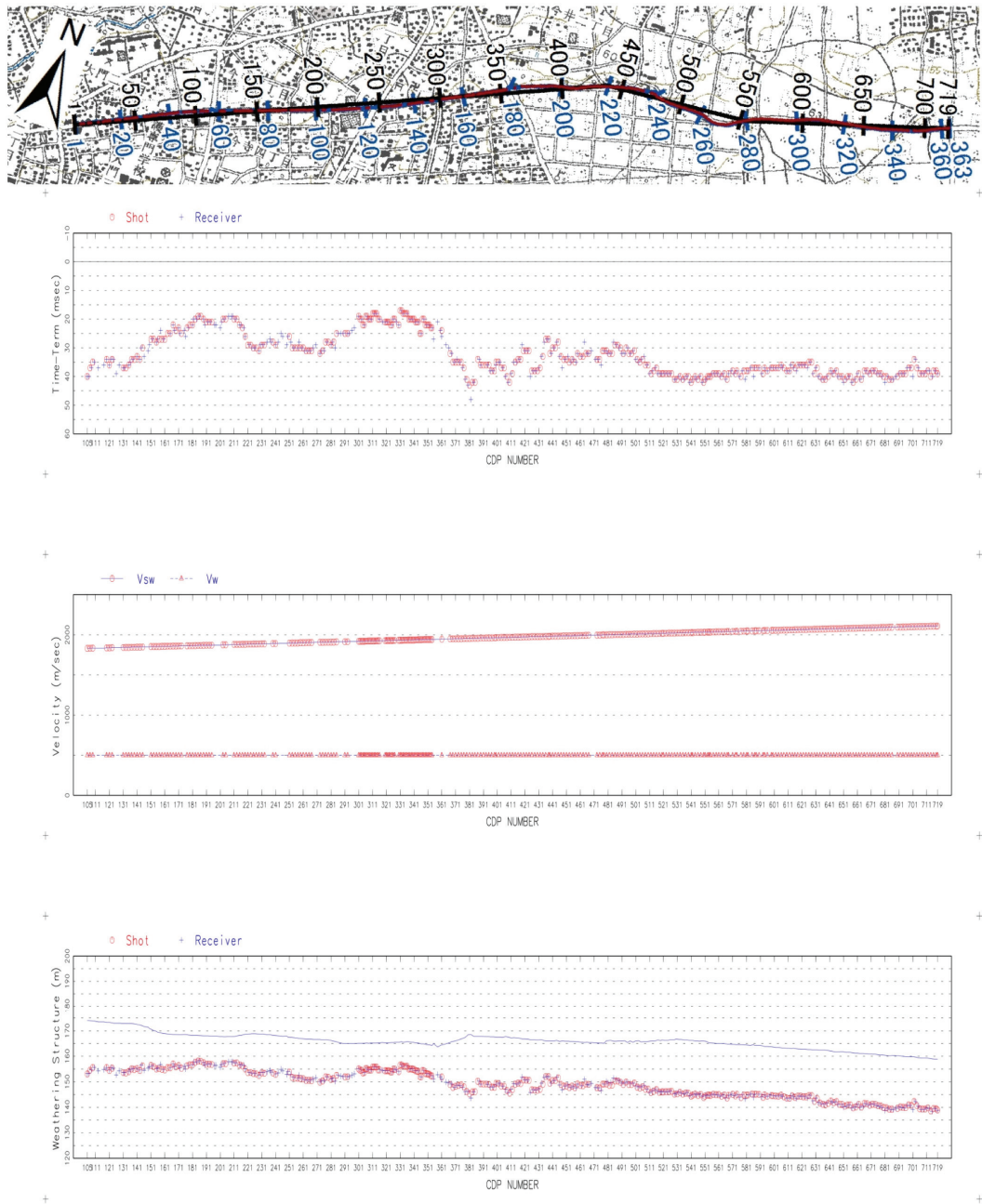


図34 改良型タイムターム法により推定された金子台測線沿いの表層構造図。

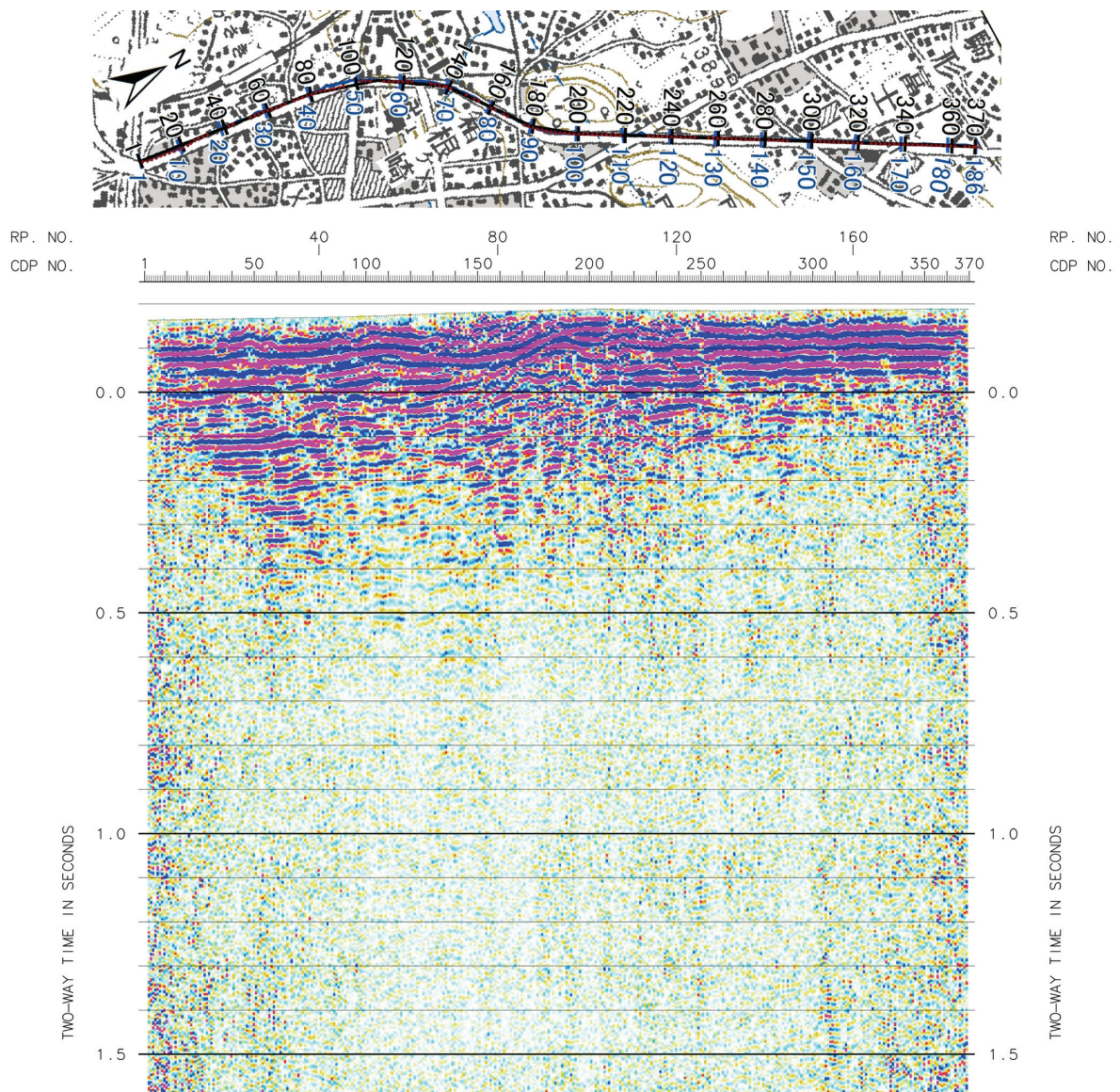


図35 箱根ヶ崎測線の重合後時間断面図。

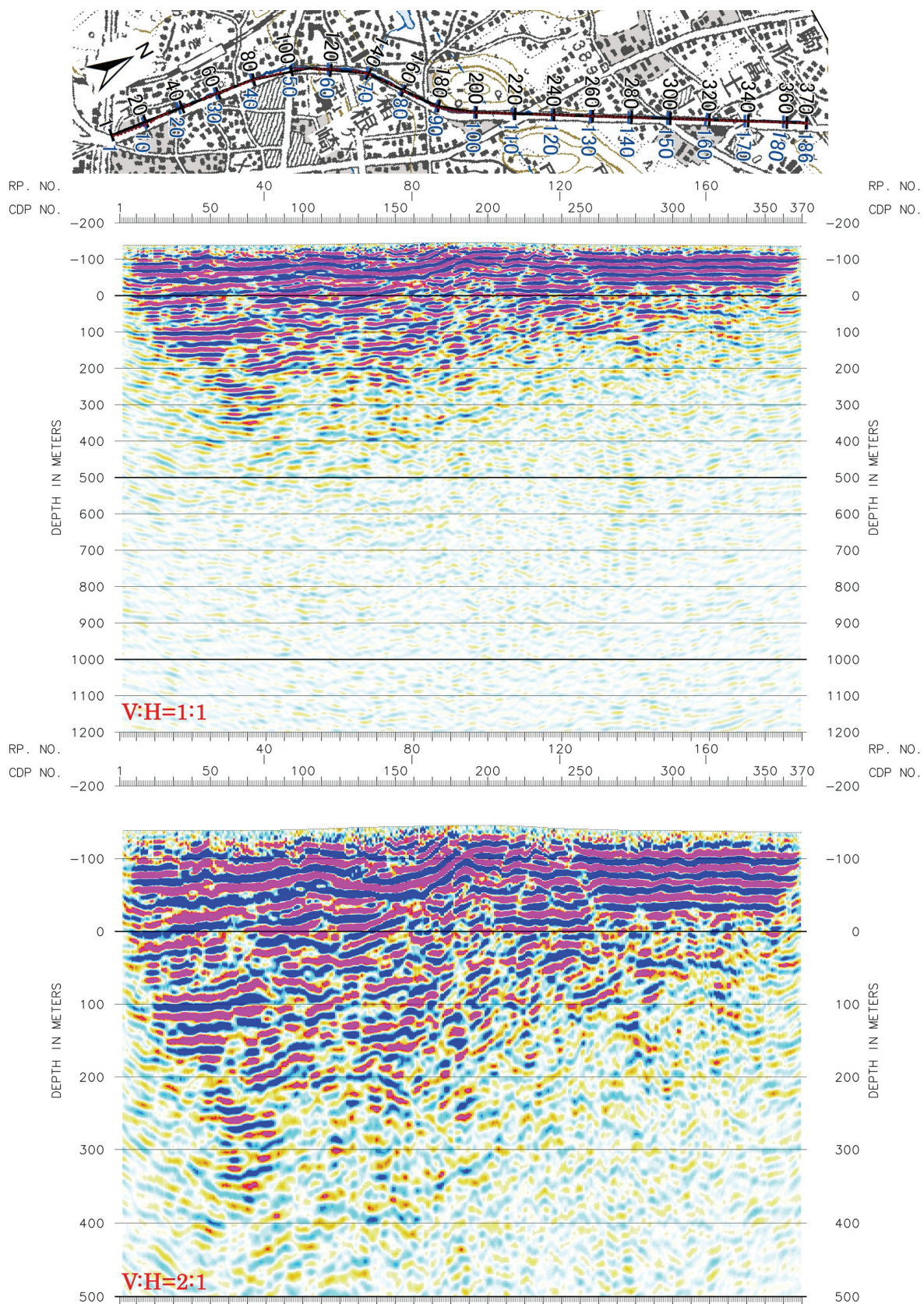


図 36 箱根ヶ崎測線の重合後マイグレーション深度変換断面。

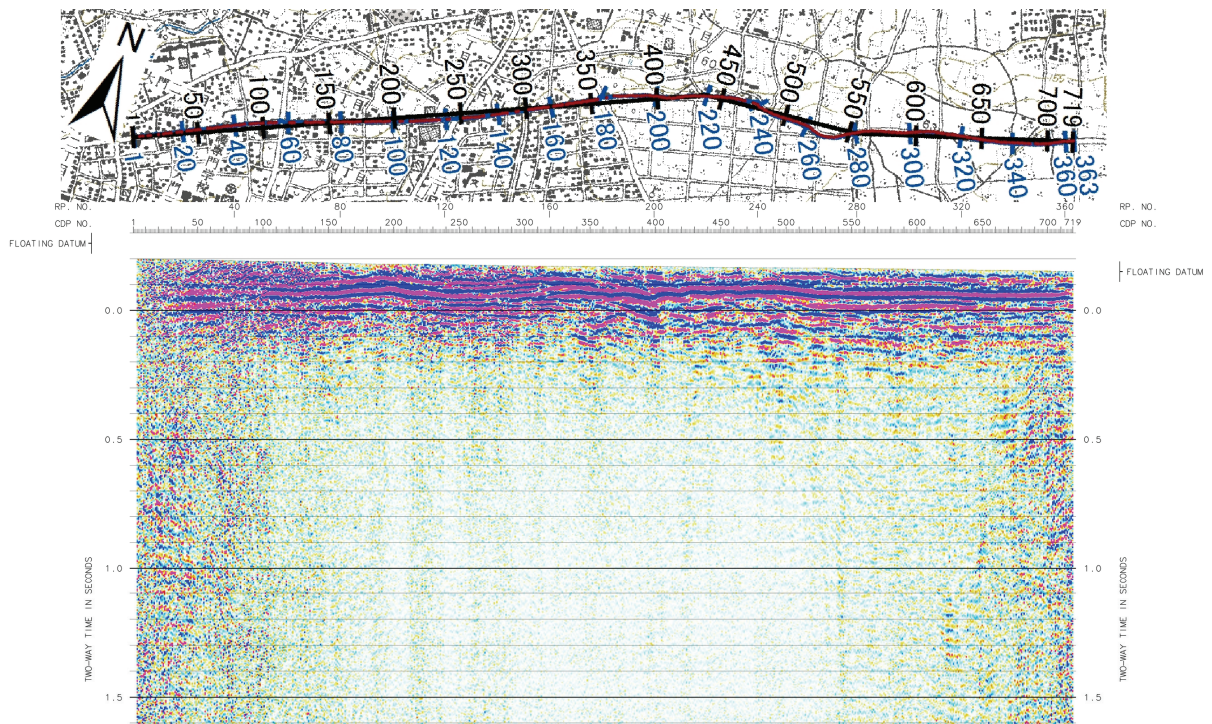


図37 金子台測線の重合後時間断面図。

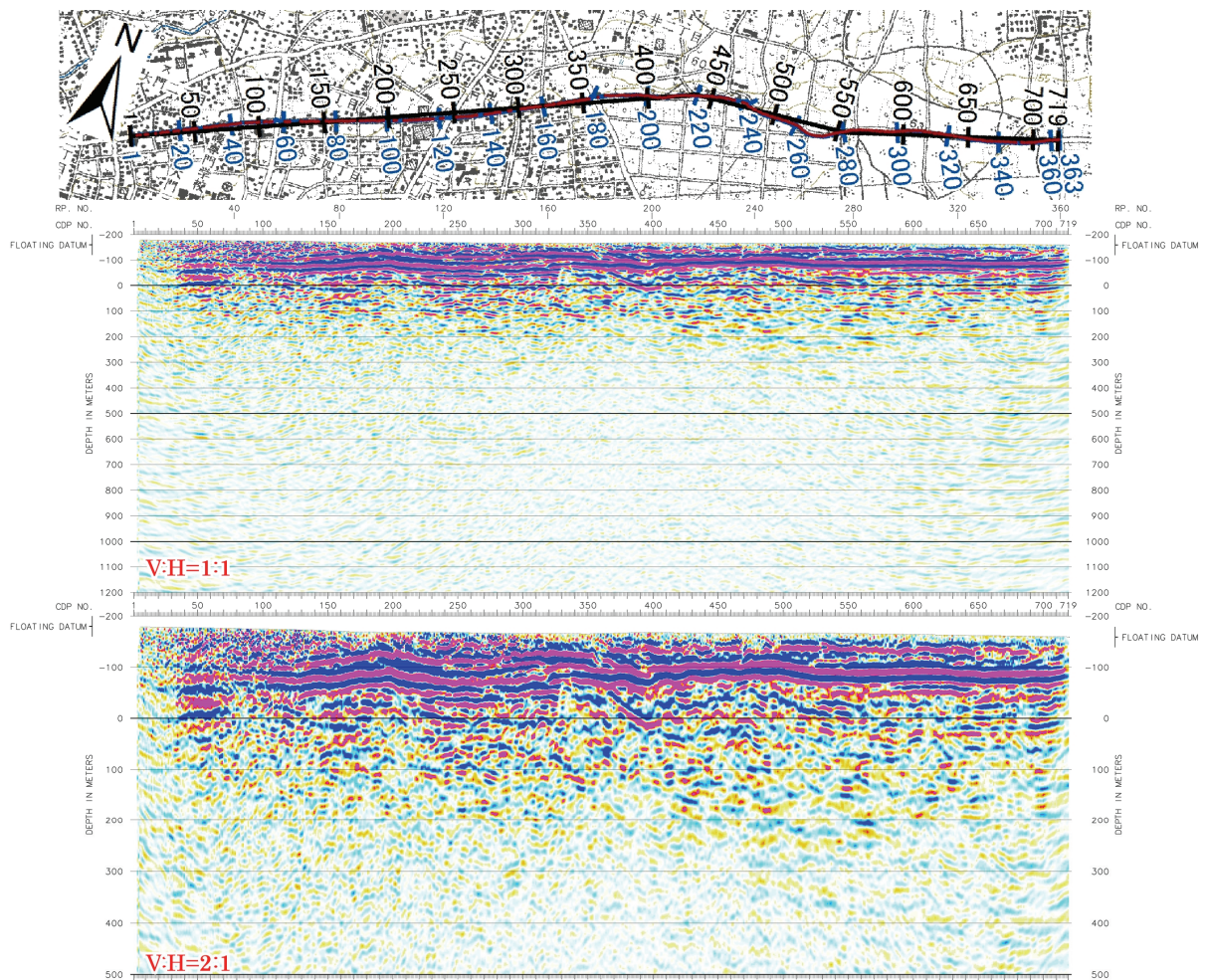


図38 金子台測線の重合後マイグレーション深度変換断面。

箱根ヶ崎測線は、狭山神社南で実施されたピット調査で新期の堆積物を切断する断層が確認された箇所直ぐ南側を横断する。解析の結果得られた深度断面では、露出した断層の直下に、高角で北に傾斜する反射面の不連続が連なり、断層面と推定される（図39）。また、その北側にはこの断層面と斜交する断層面が認められる。断面を見る限り、中央部は構造的な高所を形成している。一方、CDP130-160付近は狭山ヶ池の凹地（3.2.1章を参照）にあたるが、上総層群に対比される反射面で表される構造は、この地形的な凹地に対応して構造的な低所を形成していることが分かる。

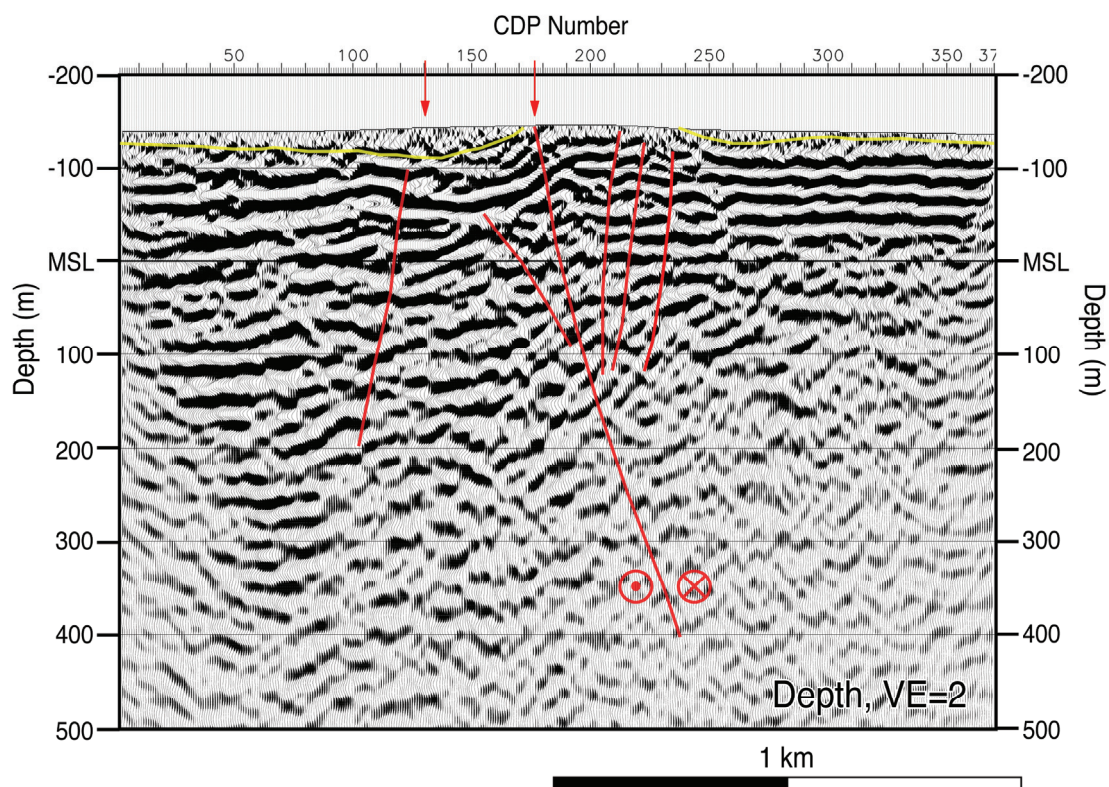


図 39 箱根ヶ崎測線の解釈深度断面。赤矢印は地表における変位地形の位置を示す。黄色線は上総層群の上面に対比される。

一方、金子台測線では、断面中央部で段丘面上に見られる地溝状凹地（3.2.1章を参照）を限る崖地形の直下には、高角な反射面の不連続が連なり、断層面と推定される（図40）。さらに、この地溝状凹地を含む広い範囲で、上総層群を切断する複数の正断層が分布し、全体として断面中央部が構造的な低所を形成していることが分かる。これは、従来考えられてきた東傾斜の逆断層によって形成されると期待される、断面北東側が構造的な高所をなすような褶曲構造とは様相を異にする。断面中央部、段丘面を変位させる崖地形に沿っては河谷の左横ずれが認められることから、反射断面で見られる構造は横ずれ断層に沿って発達する花卉状構造であると考えられる。

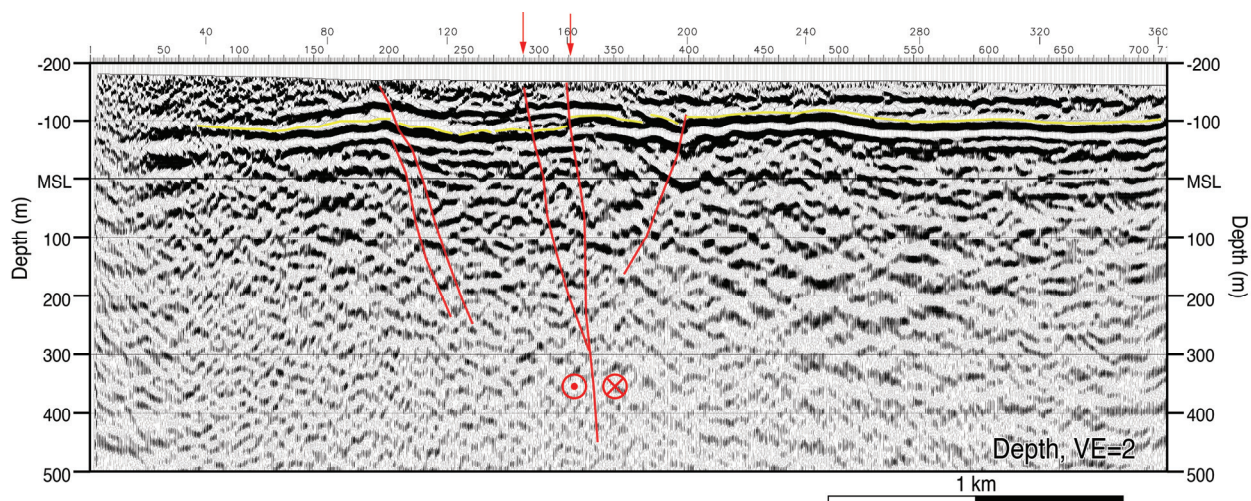


図 40 金子台測線の解釈深度断面。赤矢印は地表における変位地形の位置を示す。

3) 立川断層南部三次元反射法地震探査（榎 3D 2012）の高精度処理と解釈

H24 年度に東京都立川市と武蔵村山市に跨る真如苑プロジェクト管理地（旧日産村山工場跡地）内の、立川断層が通過すると推定される 300 m×660 m 領域においてバイプロサイスを震源とする浅層三次元反射法探査（榎 3D 2012）を実施した。同調査地点では、鈴木（2013; 2014; 本報告 3.2.2 を参照）によってボーリング調査が実施され、青梅砂礫層基底面の高度分布が議論され、その 3 次元的な構造が活構造の有無を判断する上で重要な鍵となる。そこで、浅層三次元反射法探査で取得したデータを用いて、特に地下数十 m の極浅層地下構造の解明に特化した解析を行った。また、三次元データ取得区間の北部で取得した S 波浅層反射法地震探査の解析を行った。なお、データ取得については H24 年度報告書で述べたので、ここでは省略する。解析には(株)地球科学総合研究所の SuperX を用いた。本再解析において見直した部分について以下の各項目を記す。これ以外の項目については既往解析（佐藤ほか、2014）と同様である。

i) 三次元反射法地震探査（榎 3D 2012）の高精度処理と解釈

屈折波初動解析 改良型タイムターム法による屈折波初動解析を行い、受振点および発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。この改良型タイムターム法解析のパラメーターとして、初動読み取り位相には正のピーク位置、表層基底速度を求める際の速度ブロックサイズには 500 m、屈折波インバージョンに用いるオフセット距離には 50-180 m を適用した。パラメーターテストとして速度ブロックサイズを 10、30、50、100、200、500 m とした場合の受振点タイムターム値を計算した。その結果、速度ブロックサイズが小さい場合は基底層速度で断層に相当する低速度分布の傾向が見られるが、タイムターム値の領域端での偽像が強く、また細かな計算上のアノマリが多数現れるため、安定的にタイムターム値が得られる 500 m の速度ブロックサイズを採用した（図 41）。

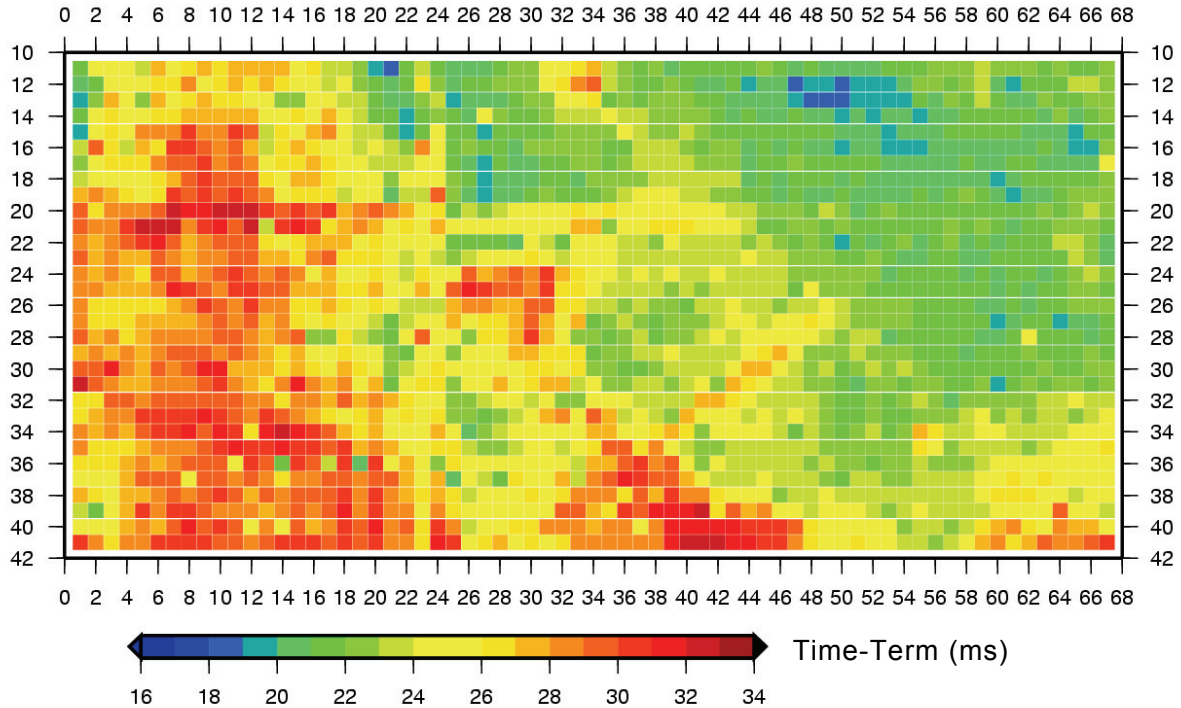


図 41 タイムタームインバージョンの結果得られたタイムターム値（速度ブロックサイズ 500m）。

浮動基準面に対する静補正 浮動基準面に対する静補正を実施した。基準面補正速度には屈折波初動解析結果の基底層速度の CDP 内平均値を用いた。また標高補正速度には基準面補正速度と同じ値を用いた。表層補正值は、屈折波初動解析によるタイムターム値から以下の方法で再計算を行った。なお、表層速度は 400 m/s と仮定して計算した。本再解析は表層近傍の極浅層部であり、このような構造に対し絶対値の大きい表層補正值を適用することを回避するため、屈折波初動解析で求められた表層補正值の長波長成分を抽出し、差分を算出することで短波長成分のみの補正を行った。

図 42(a)に屈折波初動解析により得られた受振点タイムターム値の分布を示す。横軸を東西方向ライン上の距離、縦軸を南北方向ライン上の距離で表示した。タイムターム値のグリッドデータに対し、空間フィルターを適用して抽出した長波長成分を図 42(b)に示す。空間フィルターには GMT の GRDFFT を使用し、フィルタリング波長パラメータとしてはローパスフィルタ(100 m/50 m)を用いた。また図 42(c)に元のタイムターム値と長波長成分の差分を示す。得られた差分を受振点に対する短波長成分として、表層補正量を計算した。同様に、発震点タイムタームに対して空間フィルターを適用した結果を図 43(a)～(c)に示す。また図 44(a)～(c)には東西方向ラインでの元のタイムターム値と長波長成分の比較を示した。

浮動基準面は CDP 平均標高とし、浮動基準面に対する標高補正および上述の表層補正の和を静補正量として発震点および受振点の全データに適用した。

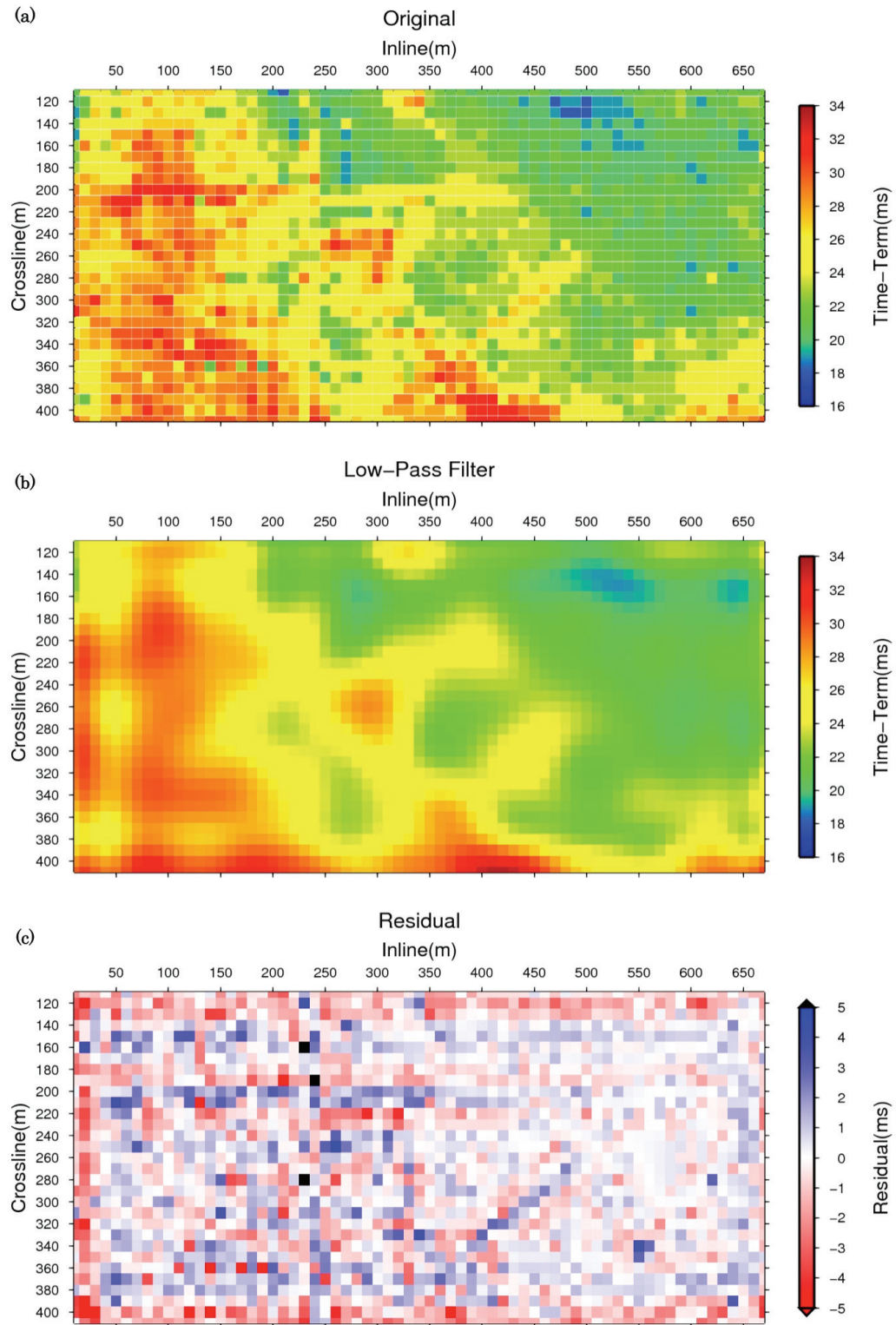


図 42 タイムターム値の長波長成分および差分の抽出(受振点)。

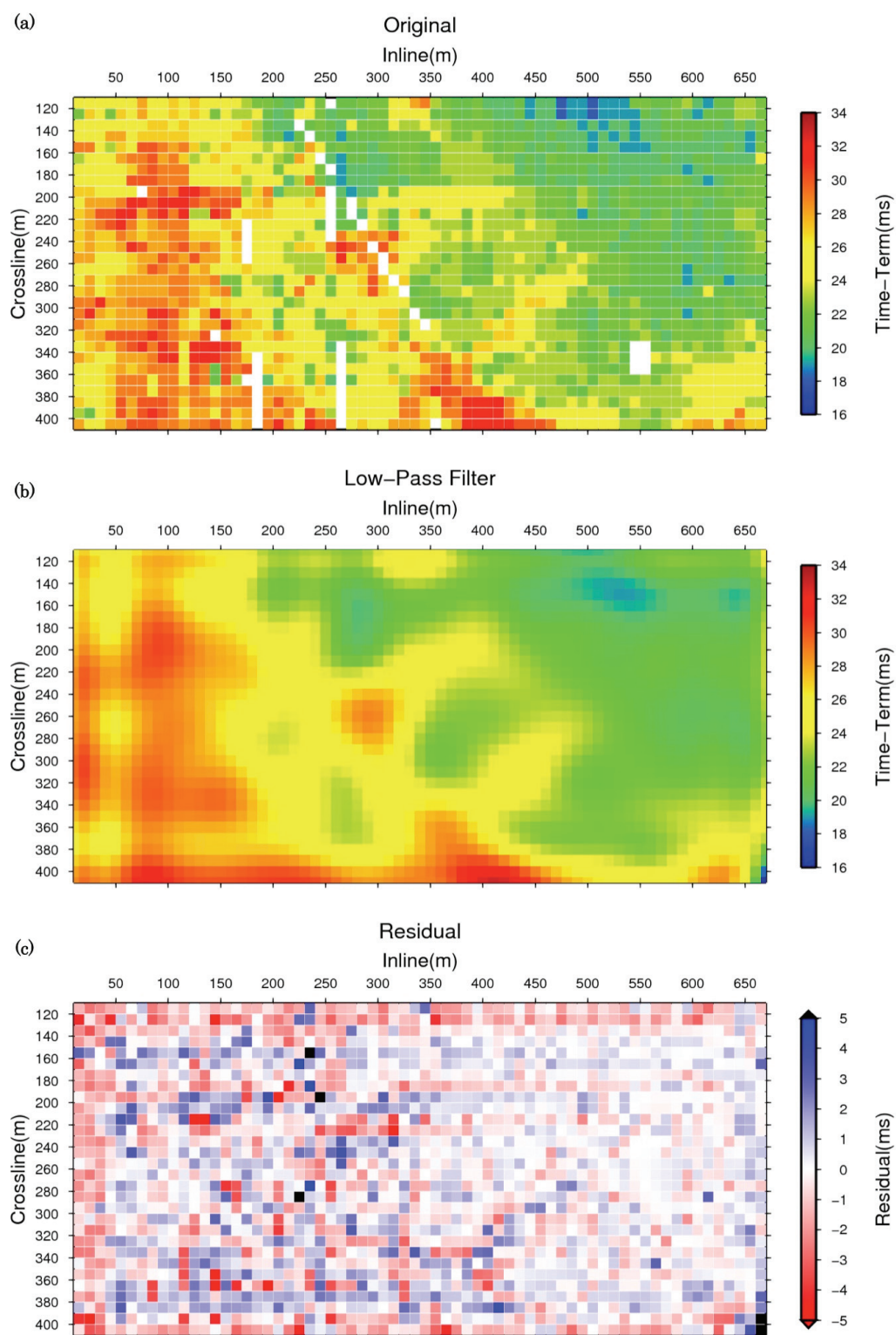


図 43 タイムターム値の長波長成分および差分の抽出(発震点)。

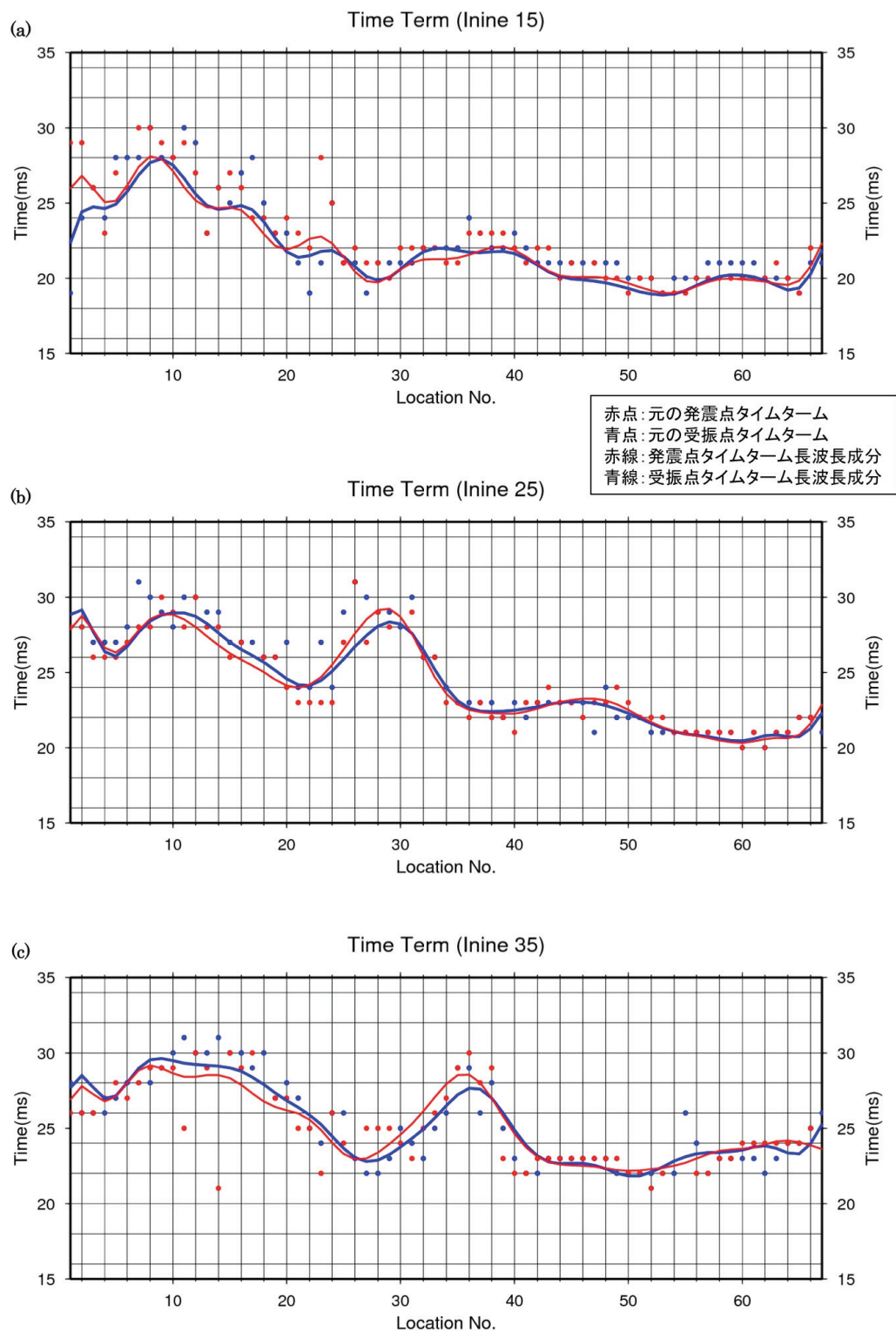


図 44 タイムターム値の長波長成分と元の値の比較(東西ライン 15, 25, 35)。

重合速度解析 定速度重合法による速度解析を実施した。解析点間隔はインライン方向、クロスライン方向共に 100 m で実施した。本処理では静補正の修正に伴い、既往処理結果を元に浅部および深部の読み直しを実施した。

以上を含む反射法処理より得られた重合時間データから東西方向・南北方向で切り出した重合時間断面において、本処理と既往処理を比較した図を図 45 に示す。同様にマイグレーションおよび深度変換を実施したデータから切り出した、マイグレーション深度断面による比較図を図 46 に示した。浅層部（表層基底層以深の浅層部）に特化した解析を検討した結果、表層基底付近のごく浅部の反射面については、多くの個所で既往結果より強くなっている。ただし、深部の反射面に関しては、既往結果よりやや弱くなる場所が見られる。

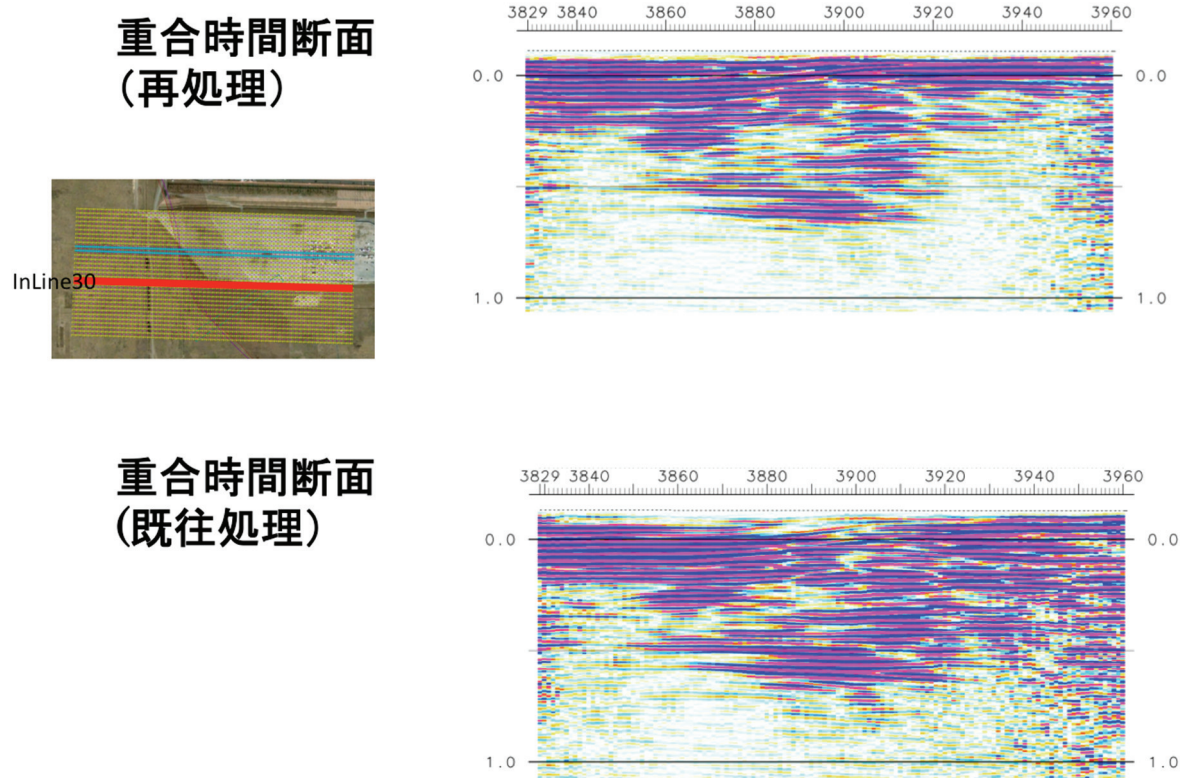
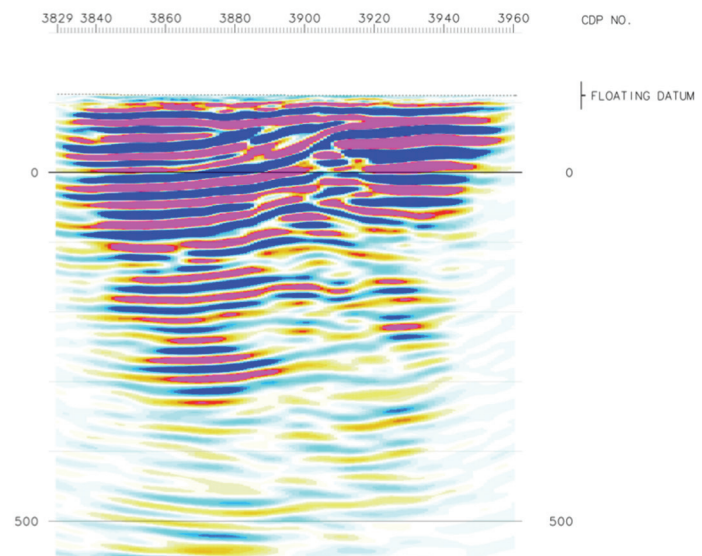
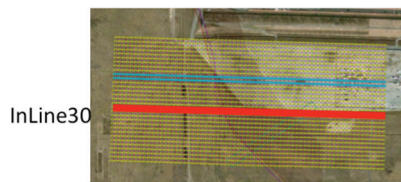


図 45 再処理結果と既往処理結果の比較（重合時間断面、東西ライン 30）。

マイグレーション 深度断面 (再処理)



マイグレーション 深度断面 (既往処理)

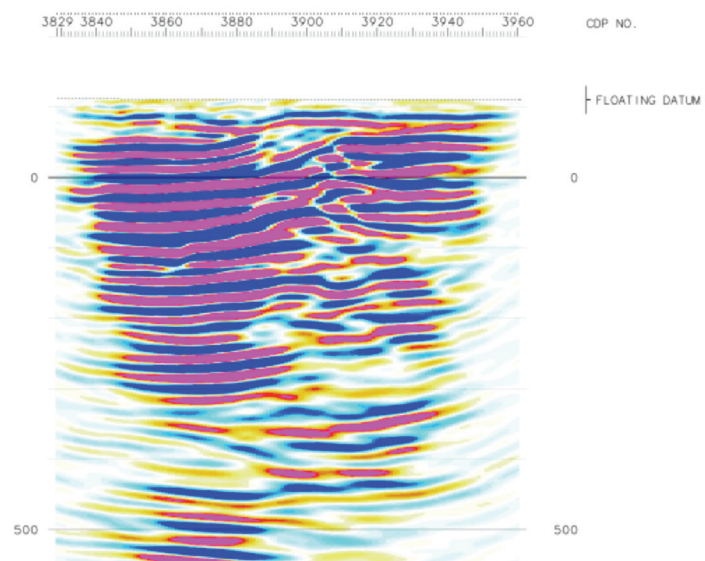


図 46 再処理結果と既往処理結果の比較（深度断面、東西ライン 30）。

以上の処理の結果得られた 3 次元反射法地震探査データと、同地点で掘削されたボーリングデータ（3.2.2 章を参照）を対比し、青梅砂礫層（寿円、1964；寿円・奥村、1970）基底面（上総層群との不整合面；3.2.2 章を参照）を面的に追跡した。掘削されたボーリングのうち、TC-13-1 コアおよび TC-14-EN コアは 3 次元探査測線上に位置しており、これらのコアで認められる青梅砂礫層基底面と seismic cube の反射面の対比を試みた。上記 2 本のボーリングと反射断面を比較すると、青梅砂礫層基底面は反射強度の最小に一致しており、これは 3 次元的に追跡され、なおかつ両コアと反射断面の対比が矛盾無く説明できる。なお、TC-12-1 コアは 3 次元探査測線の端部に位置しており、fold 数が低く正確な対

比が困難なため、今回は使用しなかった。TC-13-1 コアおよび TC-14-EN コアで認められる青梅砂礫層基底面と seismic cube の反射面を面的に対比した結果を図 47 に、東西断面 (Inline 17, 30, 50) を図 48-50 にそれぞれ示す。

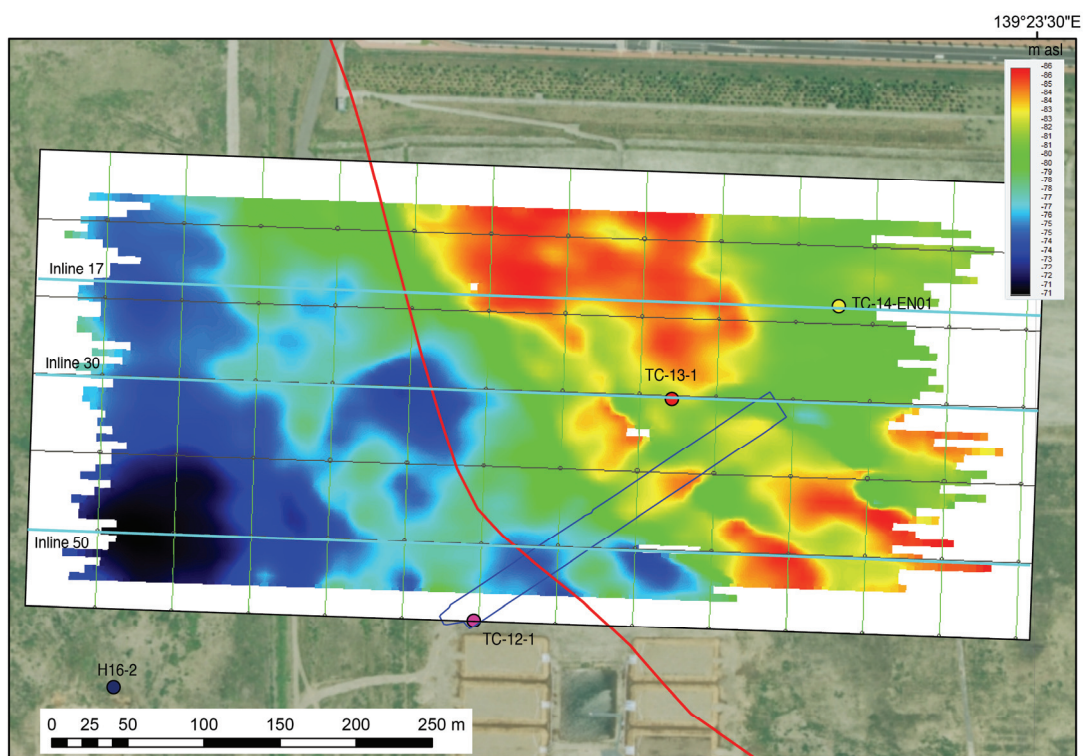


図 47 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の結果得られた seismic cube を対比して得られた青梅砂礫層基底面の高度分布。赤線は中田・今泉編（2002）による立川断層の地表位置。

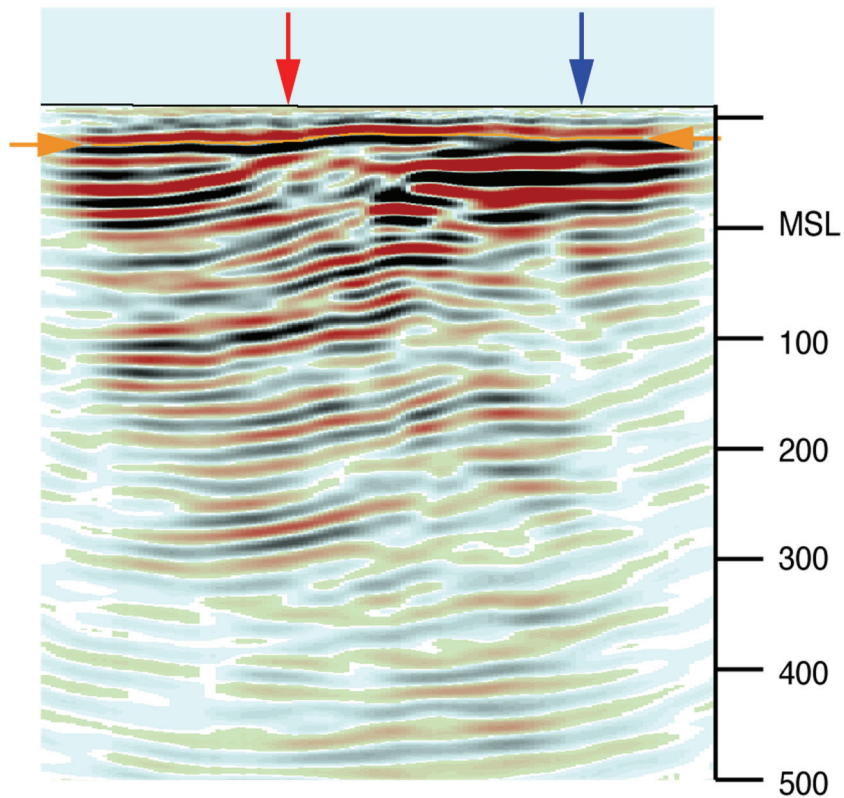


図 48 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の断面スライスの対比の結果 (Inline 17; 位置は図 47 に示す)。オレンジ色の線が青梅砂礫層基底面との対比線。赤矢印は中田・今泉編 (2002) による立川断層の地表位置。青矢印はボーリング TC-EN14-01 の位置。断面の縦横比は 1:1。

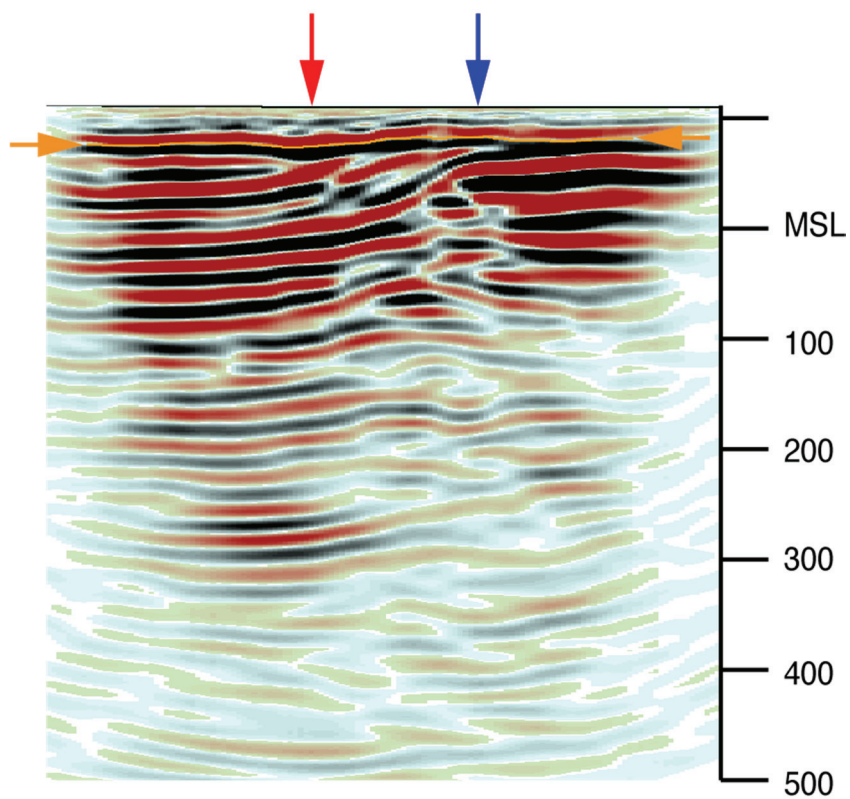


図 49 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の断面スライスの対比の結果 (Inline 30; 位置は図 47 に示す)。オレンジ色の線が青梅砂礫層基底面との対比線。赤矢印は中田・今泉編 (2002) による立川断層の地表位置。青矢印はボーリング TC-13-1 の位置を示す。断面の縦横比は 1:1。

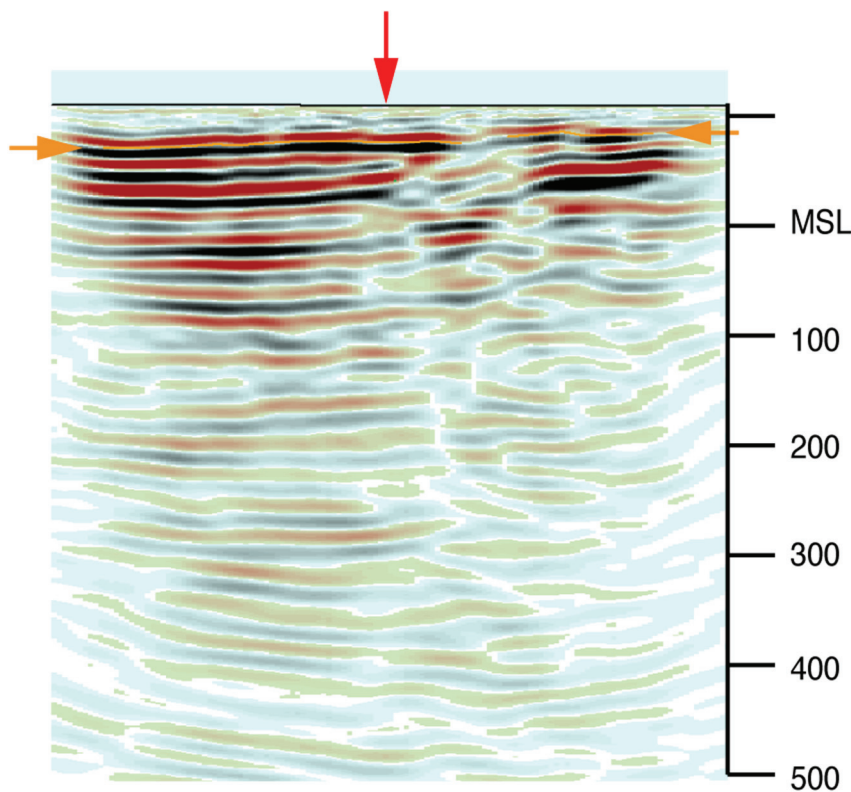


図 50 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の断面スライスの対比の結果 (Inline 50; 位置は図 47 に示す)。オレンジ色の線が青梅砂礫層基底面との対比線。赤矢印は中田・今泉編 (2002) による立川断層の地表位置を示す。断面の縦横比は 1:1。

これらの図を見ると、青梅砂礫層基底面の高度差は、Inline 17 で 5 m、同 30 で 6 m、同 50 で約 10 m となり、3 次元探査の北半分では鈴木 (2013; 2014) の報告した高度差よりも小さくなっている。また、青梅砂礫層基底面は、上総層群の撓曲構造を不整合に覆い、全体として東から西に向かって高度を減ずることがわかる。ただし、立川断層の地表位置 (中田・今泉編、2002) で急に高度を減ずるのではなく、緩やかに西に傾き下がっており、崖地形基部の東側に急勾配の区間は認められず、上総層群の撓曲構造の成長を示唆する構造は青梅砂礫層基底面には見受けられない。また、上記の青梅砂礫層基底面の高度差は、山崎 (1978) で Tc2 面の上下落差量として推定された本調査地周辺の立川断層の上下変位量 (約 5 m) とほぼ等しい。鈴木 (2014) によれば、本調査地で掘削されたボーリングコアで推定した青梅砂礫層の堆積年代は 24 万年前より古い。このことは、同一地点において明らかに異なる形成年代の変位基準の間に明確な変位の累積性が認められないことを示す。このように、3 次元反射法地震探査とボーリング層序との対比および地形との比較検討からは、上総層群の撓曲変形が青梅砂礫層基底面の形成以降に成長した明確な痕跡および変位の累積性は認められず、「立川断層」は、ここで活断層としての明確な根拠を失うことになる。

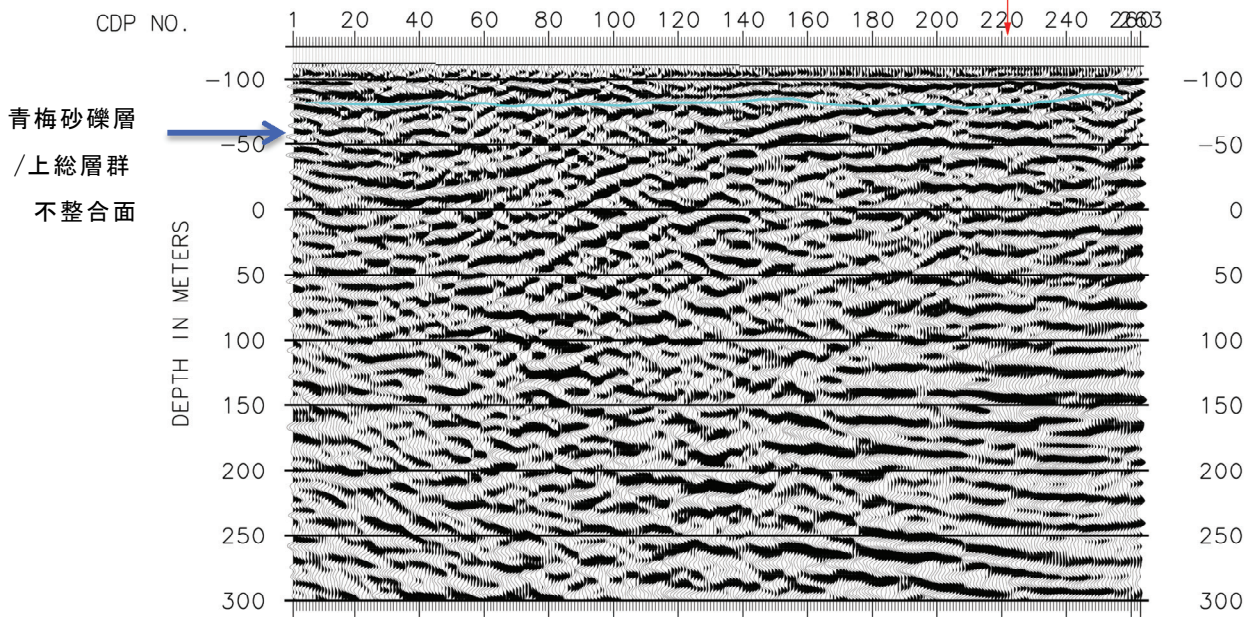


図 51 榎 3D 2012 における二次元 S 波浅層反射法地震探査深度変換断面。

赤矢印: TC-14-EN01 コア (鈴木, 2014) の位置。

水色実線: 青梅砂礫層と上総層群の不整合面。

ii) 二次元 S 波浅層反射法地震探査

立川断層南部三次元反射法地震探査 (榎 3D 2012) では、三次元データ取得範囲の北部で、三成分地震計を展開し、受振点間隔 5 m、発震点間隔 5 m の S 波反射法地震探査を実施した (佐藤ほか, 2013)。使用した震源は大型の S 波バイブロサイズである。解析は通常の共通反射点重合法により、(株)地球科学総合研究所の SuperX を用いて行った。得られた深度変換断面を図 51 に示す。地表下約 30 m に下位の西に傾斜する単斜構造を不整合に覆う反射面が認められる。三次元探査の結果と同様、上総層群の撓曲変形が青梅砂礫層基底面の形成以降に成長した痕跡および変位の累積性は認められない。

4) 東京都 (2004) 「平成 15 年度関東平野地下構造調査」に関わる屈折トモグラフィ解析

東京都は地震調査推進本部による地下構造調査の中で、平成 15 年に福生市拝島から立川市武蔵砂川、和光市に至る 22 km の区間において反射法・屈折法地震探査を実施した (東京都, 2004)。この探査の反射法地震探査断面の解釈から、立川断層を隔てて新第三系の基盤が 1 km を越える東側低下の鉛直隔離を示し、傾斜はほぼ 80 度の東傾斜と推定された。一方、重力異常からは、立川断層南部では指摘されている断層トレースの位置は、基盤高度が大きく食い違う構造は示さず、むしろその東側で基盤の低下が始まっている。こうした地下構造の反射法地震探査断面の解釈と推定された密度構造との関係を明らかにするために、取得された東京都 (2004) のショット記録を用いて、屈折トモグラフィ解析を行い、P 波速度構造の検討を行った。本再解析においては既往調査のうち特に立川断層帯近傍となる測線西側約 12 km の区間における発震データを使用した。

トモグラフィックインバージョンにおける理論走時のフォワードモデリングには、Linear Traveltime Interpolation 法(LTI 法, Asakawa and Kawanaka, 1993)を用いた。波線の計算では対象の領域を格子に分割し、各格子を通る波線を求める。LTI 法においては各格子をさらに細かく分割し、隣接する同様に細かく分割された格子上の各分割点を結ぶ波線の走時を計算した後、得られた走時の組を用いて走時が最小になるよう波線を補間する。格子のサイズ・分割点にかかわらず走時が最小になる波線経路を計算することにより、他の走時計算法と比較して正確さと安定性に利点を持つ。

既往調査における初動読み取り走時を用いて、トモグラフィックインバージョンを実施し、P 波速度構造を求めた。使用した発震点は屈折法発震 VP1、2、3 および反射法 126 点、受振点は 1107 点のうち計算領域内にあるものである。計算領域は発震点・受振点を含む 2 次元断面において、水平方向には発震点 VP1 から発震点 VP3 までの 12100 m、鉛直方向には標高 200 m から深さ 6000 m までの 6200 m とした。メッシュサイズは水平方向・鉛直方向共に 200 m とした。また速度の修正における更新対象格子の範囲は、波線から 800m までの距離とした。

初期速度構造モデルは、水平多層構造を仮定し、一次元速度構造を変化させ、100 ケースの速度構造を構築し、各々についてトモグラフィックインバージョンを行った。初期速度構造モデルの生成条件としては、一定速度勾配の速度の範囲として地表面で 500~2500 m/s、深度 4000 m で 2000~6000 m/s をランダムに選択した。ランダム化した初期モデルを図 52 に示す。

構築した異なる初期構造モデルに対して、それぞれ反復回数 10 回とした。反復回数の設定においては、観測走時と計算走時の残差に十分な収束が得られる値を選択した。

100 ケースの初期速度構造モデルから得られた結果の平均をとって、トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布とした。P 波トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布及び各トモグラフィックインバージョン結果から計算される標準偏差分布・平均波線密度を図 53 に示す。速度分布・標準偏差分布においては、下図の波線密度が 1 より大きな値を持つ格子の結果のみ有効であるとみなし、その他の格子は NAN 値を以ってマスクすることにより表示している。

一般に、波線追跡法による速度構造は得られる解の一つを示しているが、それら解の誤差分布については表示できない。ランダム化した初期モデルによる屈折トモグラフィ法では、平均的な速度構造の妥当性を定量的に示すことができる(図 53)。反射法地震探査断面では、測線中央部の深度 3 km の波長の長い反射波が先新第三系上面と解釈されているが、その P 波速度は 4.5~5 km/s であり、反射面の形状と調和的である(図 54)。この高速度領域は西に向かって次第に上昇し、図 20 および 21 に示した重力による密度構造と調和的である。東京都(2004)では、測線東部の深さ 3 km の振幅の大きい反射面群と、西部の深さ 1 から 0.5 km の反射面群を対比し、反射面群が欠如している領域に大きな基盤の隔離を想定した。しかしながら屈折トモグラフィから求めた速度構造との重ね合わせ断面では、反射断面からの解釈より、より基盤上面はなだらかに変化している可能性が高く、また高度差も少ない。ただし、東京都(2004)が指摘しているような地表の立川断層のや

や西側に東側隆起の逆断層が存在する可能性を否定するものではない。

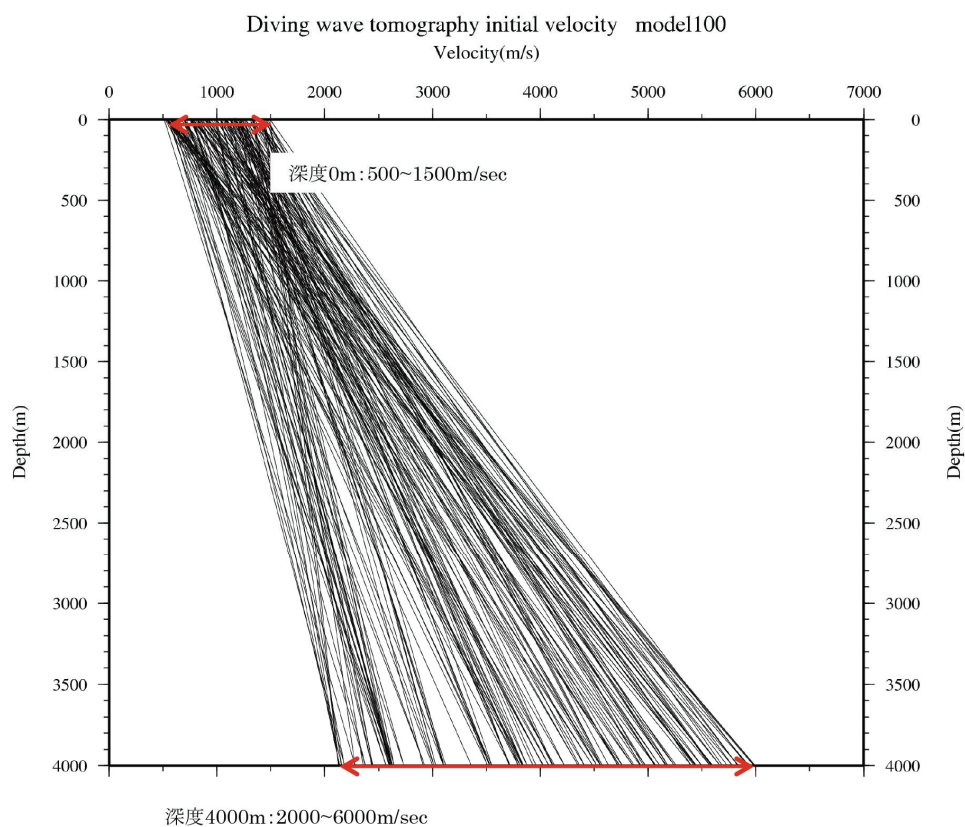


図 52 ランダム化した初期モデル表示結果

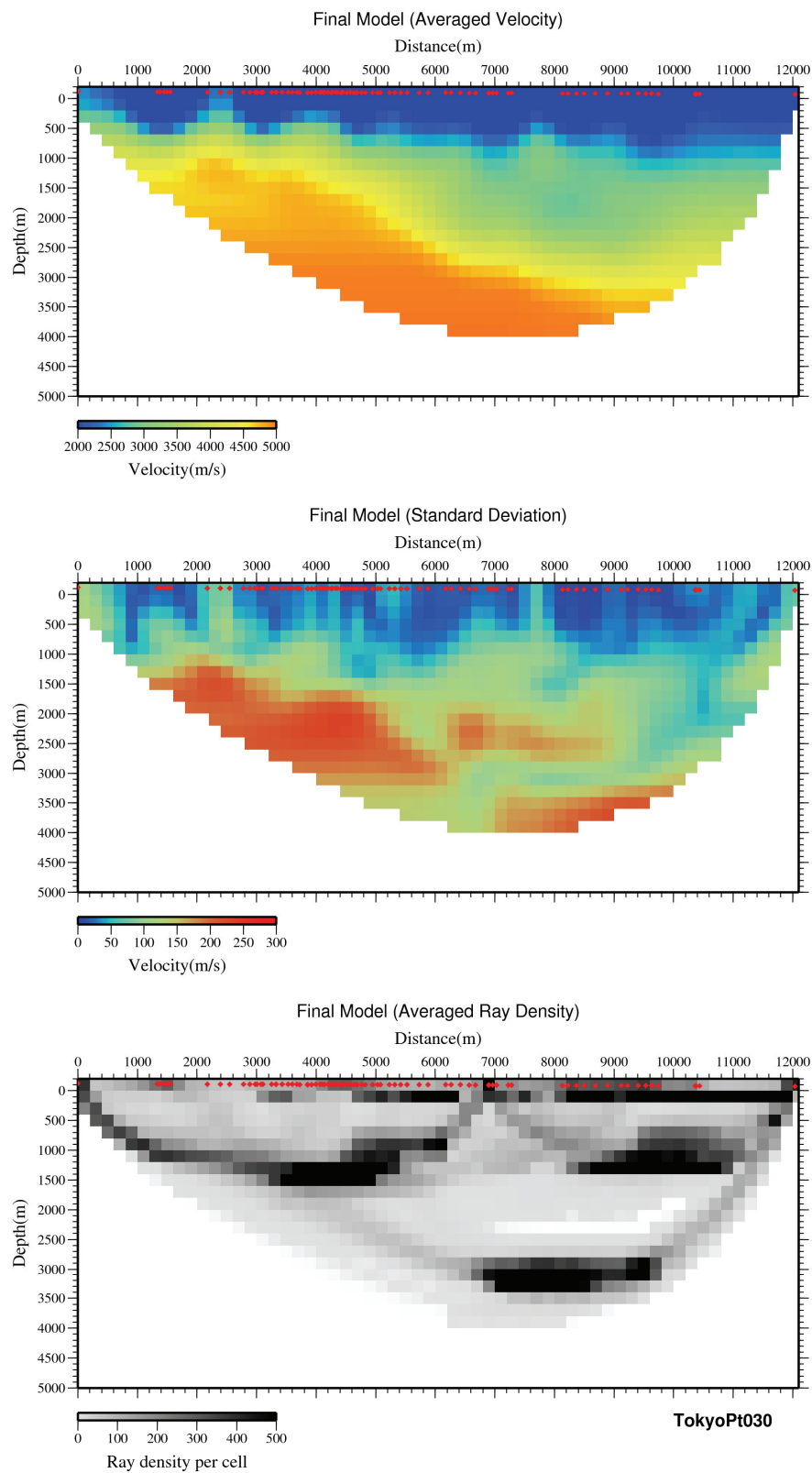


図 53 屈折トモグラフィ解析結果(上図：平均速度、中図：標準偏差、下図：波線密度)。
縦横比は 1:1。

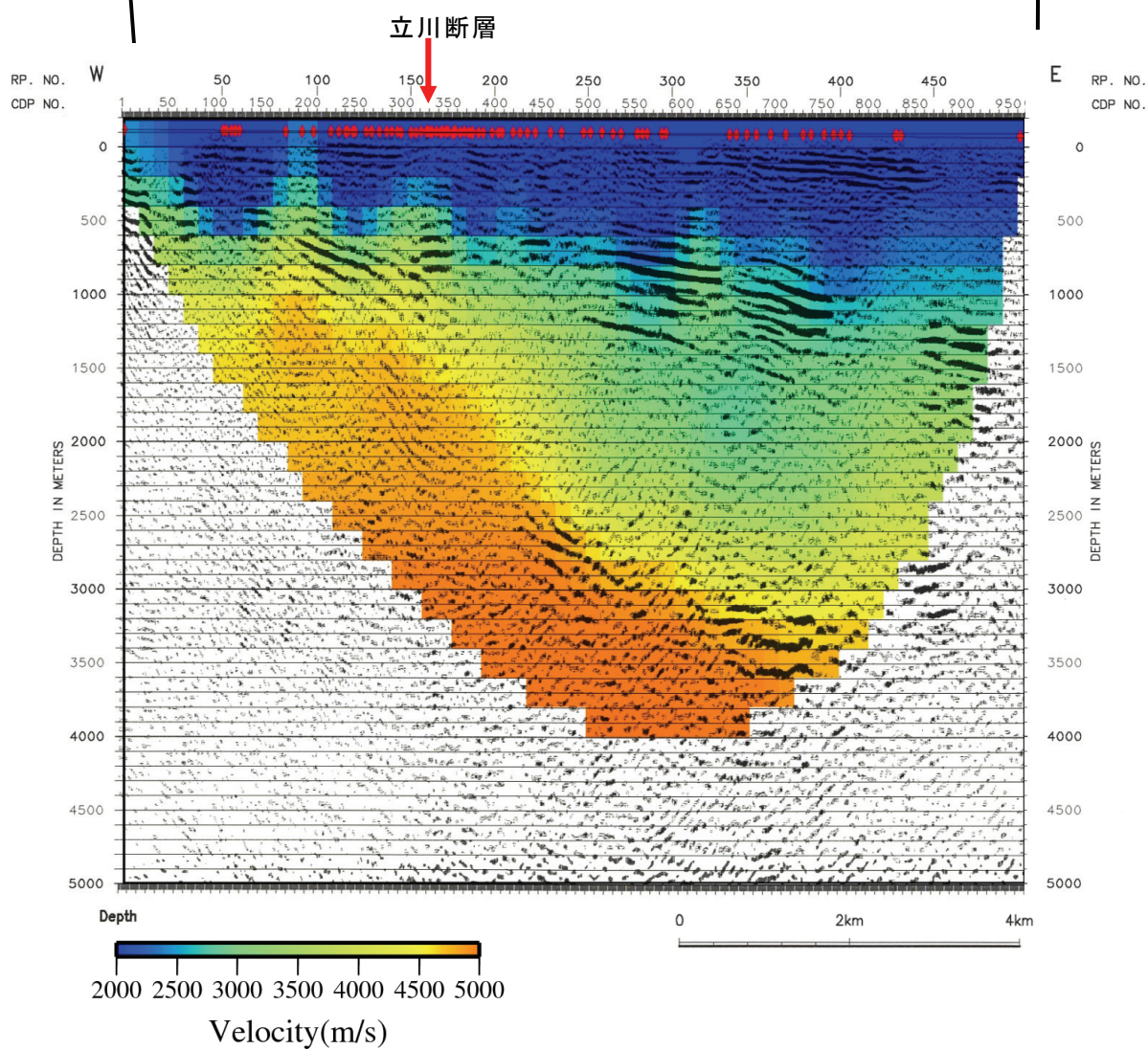
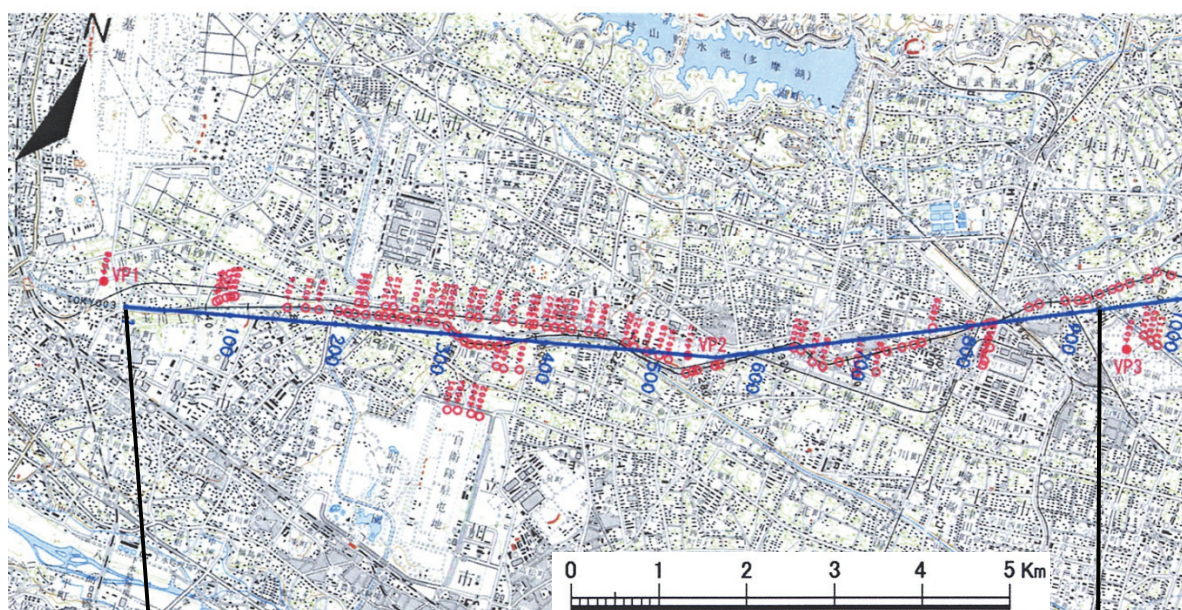


図 54 屈折トモグラフィ速度分布を既往深度断面（東京都，2004）に重ねた図。断面の縦横比は、2:1。

5) 立川市泉地区における東京都（1998）の反射法地震探断面の再検討

東京都は、活断層調査の一環として、平成9年度に立川市泉町で反射法地震探査を実施した。この断面では上総層群中に西傾斜の撓曲が認められ、この構造には極浅層部まで参加している（図55, 東京都, 1998）。これはこの測線の北方に位置する榎3D 2012 反射法地震探査（本報告 2(b)3）での結果と異なる。

既往の解析において、静補正は標高補正量及び表層補正量の和として各発震点、受振点について与えられていた。このとき、表層補正は屈折波初動解析により求められたタイムターム値が使われており、探査目的としている極浅層部の構造抽出に対し、絶対値の大きい表層補正値が適用されると、探査目的としている表層直下の構造そのものが補正されてしまう恐れがある。このような状況を回避するために、今回の解析では屈折初動解析で求められた表層補正値の長周期成分を抽出し、タイムターム値からの差分を算出することで短波長成分のみの補正を行った。新たに計算された表層補正値を適用した解析結果を図56に示す。

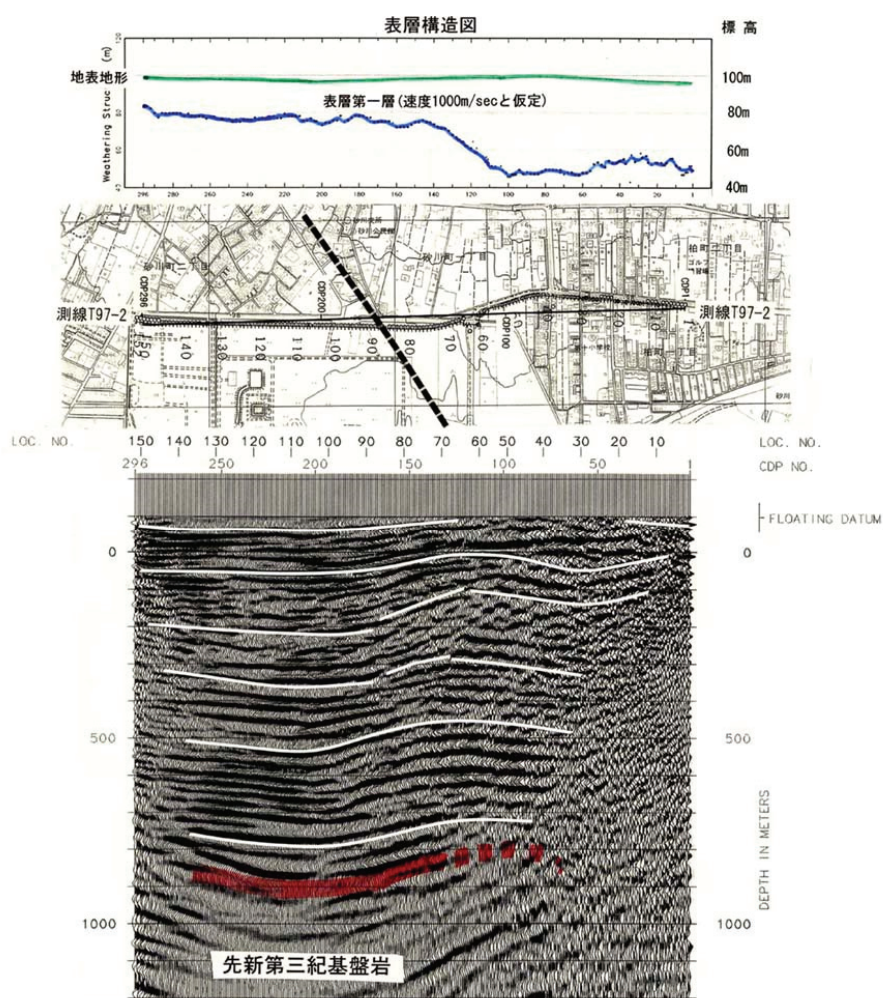


図 55 東京都（1998）による泉地区の反射法地震探査断面に基づく地質構造の解釈。
（関連図面を抽出して表示）。

新しい静補正を施した断面（図 56 では、地表下 30-50 m 付近に反射面があり（図 56 の赤矢印）、この反射面は下位の構造を不整合で覆っている。これは、複 3D 2012 反射法地震探査から求めた、青梅砂礫層と下位の上総層群の関係に類似する。つまり、複 3D の場合は、青梅砂礫層基底面は上総層群の撓曲構造を不整合に覆っていて、そこには上総層群の撓曲構造の成長を示唆する構造は見受けられなかった。また、表層構造（図 55 の上）においても、上総層群の構造から見て隆起側に相当する部分で逆に低速度層が厚く分布しており、青梅砂礫層堆積時以降の隆起運動の継続とは非調和である。

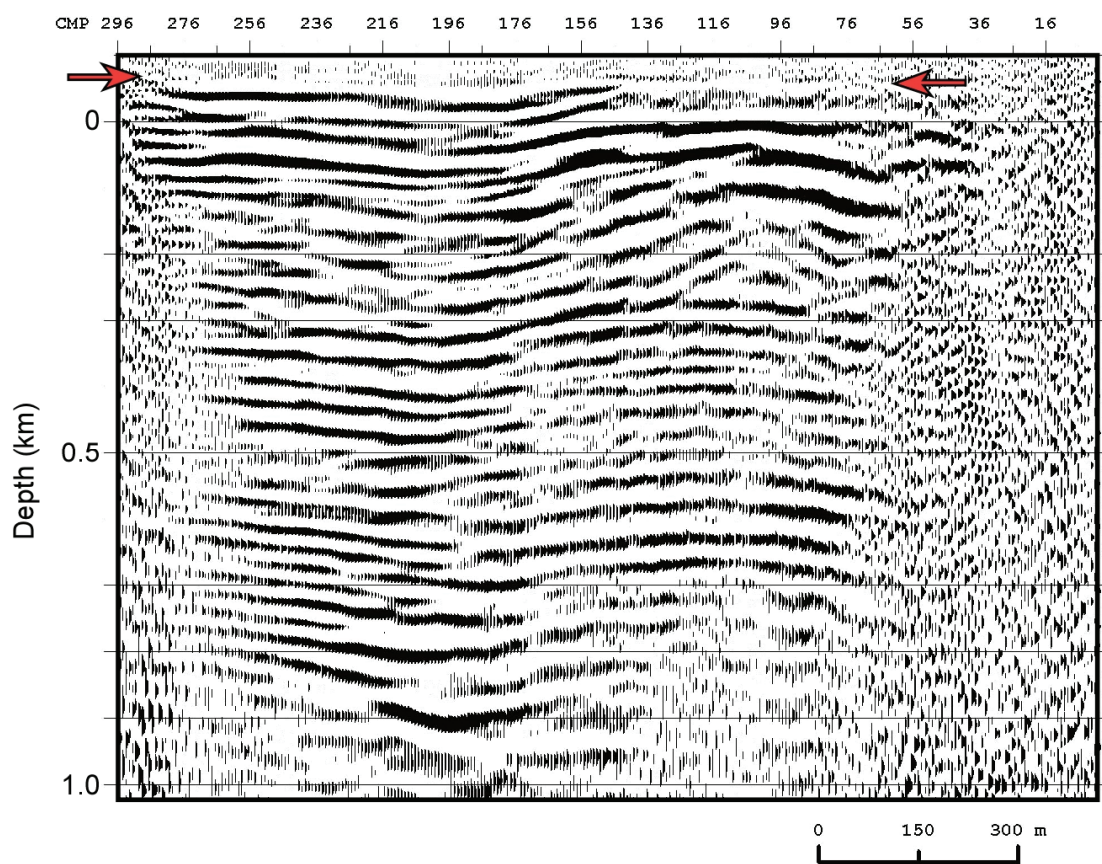


図 56 極浅層部に焦点を当てた静補正を施した東京都（1998）の T97-2 測線反射法地震探査深度変換断面。赤矢印は、極浅層部の反射面。

(c) 結論ならびに今後の課題

立川断層帯周辺の重力値のコンパイルと平成24年度の計測値を行い、断層周辺の三次元密度構造を推定した。立川断層北端部では断層は伏在する基盤の隆起部の西縁に位置する。瑞穂町箱根ヶ崎から武蔵村市山三ツ木を経て、立川市泉町付近までは、ほぼ北西-南東方向に伸びる基盤の高まりの東部に位置し、概ね断層の東側では基盤が東側に低下する。三ツ木より泉町付近までは基盤の高まりの走向は、北北西から南南東方向となる。これより南方では密度構造と、断層トレースとの相関は認められない。

立川断層北部、金子台と箱根ヶ崎で浅層反射法地震探査を実施し、変動地形と良好な対応を示す花卉状の構造を示し、高角度の断層面が推定される。平成24年度に実施した複三

次元反射法地震探査の表層部に特化した高分解能解析を行い、青梅砂礫層と上総層群の不整合面は、上総層群中の西傾斜の単斜を不整合に覆い、変形を示さないことが明らかになった。同様の関係は、浅層S波反射法地震探査でも確認できた。立川市泉町で実施された東京都（2004）の反射法地震探査についても、極浅層部に特化した解析を行い、上総層群の不整合面が上総層群と同様の変形を示さないことが明らかになった。武蔵村山市三ツ木から立川市泉町の立川断層のトレースに沿っては、反射法地震探査からは上総層群中に西側低下の単斜が形成されていることが明らかにされているが、上総層群を覆う地層との不整合面には変形の証拠は得られなかった。東京都（2004）で報告されている福生市拝島から立川市砂川に至る区間において屈折トモグラフィ法による解析を行い、重力解析とほぼ同様の基盤構造が明らかになった。すなわち、立川断層を隔てた基盤の断層隔離は従来の報告よりも小さい。

本プロジェクトの当初計画では、断層の深部形状も反射法地震探査によって明らかにする予定であったが、断層の存否や第四紀後期における活動性を明らかにするため断層浅層部の探査に集中させる結果となった。このため、断層の深部形状についての新たな資料を追加できず、今後の課題として残された。

(d) 引用文献

- Asakawa E. and Kawanaka T.: Seismic ray tracing using linear travel time interpolation. *Geophys. Pros.*, 41, 99-111, 1993.
- 地質調査総合センター(編): 日本重力データベース DVD版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- 遠藤 毅・川島真一・川合将文・中村正明・石井 求: 北多摩地区の地盤および水文地質. 平成元年 東京都土木技術研究所年報, 231-250, 1989.
- 石山達也・佐藤比呂志・廣内大助・小林 健太・中山俊雄: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査・観測 平成25年度成果報告書, 53-74, 2014.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 立川断層帯の長期評価について, 1-17, 2003.
- 寿円晋吾: 武蔵野台地の各段丘礫の大きさについて (演旨), *地理学評論*, 37, 272, 1964.
- 寿円晋吾・奥村 清: 武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形 (演旨), *地理学評論*, 43, 104-106, 1970.
- 駒澤正夫, 重力探査. データ解析技術. 物理探査ハンドブック手法編, 物理探査学会, 455-468, 1998.
- Ludwig, W.J., J.E.Nafe and C.J. Drake: Seismic refraction, in *The Sea*, A. E. Maxwell (ed), Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, 53-84, 1970.
- 中田 高・今泉俊文編: 活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, DVD-ROM 2枚, 2002.
- Parker, R. L.: The rapid calculation of potential anomalies: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42, 315-334, 1972.
- Rikitake, T., H. Tajima, S. Izutuya, Y. Hagiwara, K. Kawada and Y. Sasai, Gravimetric and geomagnetic studies of Onikobe area, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 241-267, 1965.

- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤 潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子: 大深度弾性波探査 3.1.2.北関東地殻構造探査(北関東測線2006, 大宮・野田測線), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成17年度)成果報告書, 18-97, 2006.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司: 制御震源地震探査等による断層形状の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測平成 24 年度報告書, 6-41, 2013.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司: 制御震源地震探査等による断層形状の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書, 6-41, 2014.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・蔵下英司・橋間昭徳: 構造探査とモデリングに基づくプレート構造・変形過程と地震発生過程の解明, 都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト ①首都直下地震の地震ハザード・リスク予測のための調査・研究平成 26年度 成果報告書(印刷中), 2015.
- 鈴木毅彦: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測平成 24 年度報告書, 3-15, 2013.
- 鈴木毅彦: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書, 75-94, 2014.
- 鈴木毅彦・村田昌則・大石雅之・山崎晴雄・中山俊雄・川島眞一・川合将文: テフラ編年による立川断層活動史の復元. 第四紀研究, 47, 103-119, 2008.
- 鈴木宏芳・高橋 博: 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **64**, 1-81, 1985.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M.: Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, **64**, 49-59, 1959.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R. : Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed.: *Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences*, **9**, 464-480, 1964.
- 東京都: 関東平野(東京都)地下構造調査(北多摩地区弾性波探査)に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Afrm.htm>, 2004.
- 東京都: 立川断層に関する調査(反射法弾性波探査), <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokyo2Bfrm.htm>, 1998.
- Yamamoto, A., R. Shichi, T. Kudo: Gravity database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special publication, No. 1, 2011.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・田中明子・佐藤比呂志: 反射法による立川断層の地下構造. 活断層研究, **17**, 54-64, 1998.
- 山崎晴雄: 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究, 16(4), 231-246, 1978.
- Won, I. J., and Bevis, M.: Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines: *Geophysics*, **52**, 232-238, 1987.

3.1.2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 臨時観測点の選定および設置
 - 2) 観測データの回収および品質確認
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所観測開発基盤センター	准教授	酒井 慎一
東京大学地震研究所地震予知研究センター	助教	蔵下 英司
東京大学地震研究所地震予知研究センター	教授	平田 直

(c) 業務の目的

立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を設置し、自然地震観測を行う。臨時観測点で得られるデータと既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net) (平田ほか, 2009) のデータを統合し、高精度な震源決定処理を行う。この処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的 3 次元速度構造を得る。高精度な震源分布と 3 次元速度構造を比較する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成 24 年度：立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を選定し、観測機器を設置し、自然地震観測を開始した。臨時観測点で得られるデータの品質確認を行った。統合処理を行うため、既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータ収集を開始した。
- 2) 平成 25 年度：立川断層帯周辺地域に設置された 30 台の高感度地震計からなる臨時観測を継続し、自然地震を観測した。臨時観測で得られたデータは、既存の基盤的地震観測網のデータおよび MeSO-net のデータと統合し、高精度な震源決定処理を行った。
- 3) 平成 26 年度：臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを基に、高精度震源再決定、発震機構解再解析、トモグラフィ解析を行った。地震クラスターの特徴を抽出するとともに、高分解能地震波トモグラフィ解析等を実施し、立川断層帯深部延長、南方延長域等での性状を明らかにした。

(e) 平成 26 年度業務目的

臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを基に、高精度震源再決定、発震機構解再解析、トモグラフィ解析を行う。地震クラスターの特徴を抽出するとともに、高分解能地震波トモグラフィ解析等を実施し、立川断層帯深部延長、南方延長域等での性状を明らかにする。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

高精度な震源決定処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的 3 次元速度構造を得た。高精度な震源分布と 3 次元速度構造を比較した。

(b) 業務の方法

立川断層帯周辺地域で行われた自然地震観測で得られた記録を、周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合し、処理を行った。それから、地震波形を切り出し、読み取りを行い、震源決定および地震波トモグラフィ解析を行った。

(c) 業務の成果

1) 臨時観測データと周辺の基盤的地震観測データ等との統合

前年度までに回収した臨時観測点の全 30 点に対して、周辺の首都圏地震観測網(MeSO-net)や東京大学地震研究所、神奈川県温泉地学研究所、気象庁、防災科学技術研究所の既存観測網のデータと統合させ、その後の処理に用いた(図 1)。

2) 高精度震源処理と地震活動

臨時観測が、2013 年 1 月 23 日から 7 月 24 日まで行われたため、その間に発生した地震のカatalogを用いて、地震波形の切り出しを行った。切り出す地震は、気象庁一元化震源カatalogに基づき、以下の基準で選んだ。

- ・北緯 34.85 度～36.60 度、東経 138.8 度～140.8 度、マグニチュード 2.5 以上

これら 224 個の地震に対し、各観測点の P 波到着時刻、S 波到着時刻、最大振幅、P 波初動振動方向を読み取り、震源決定を行った(図 2)。読み取り数は P 波到着時刻が 47,900 個、S 波到着時刻が 27,836 個、最大振幅が 50,227 個、初動振動方向が 28,382 個である。震源決定には、東京大学地震研究所の通常処理で用いる一次元 P 波速度構造を使用した。またポアソン比を 1.73 として計算した S 波速度を用いた。

この期間(2013 年 1 月 13 日～7 月 24 日)の気象庁一元化震源の分布を見ると、立川断層帯周辺には、地震活動が無かった。都市部の雑音が多く、地震の検知能力が低いことも考えられるため、比較的ノイズレベルの低い観測点(TC10、飯能市名栗)を選んで、その連続波形記録を目視で観察し、地震と思われる波形の抽出を試みた。2013 年 2 月 1 日から 4 月 30 日の 89 日間を調べたところ、立川断層帯周辺で気象庁一元化震源カatalogに含まれていない地震を検知することができた。それらの読み取りを行い、震源決定した所、その多くは採石発破による振動であった。その中から、地震波の特徴や発生した時間帯等を考慮して、自然地震と思われるものを抽出したが、それらの震源は立川断層帯から有意に離れた場所に位置した(図 3)。ほんの 3 ヶ月間の波形を調査したにすぎないが、立川断

層帯での地震活動は、まったく見出されなかった。

一方、臨時観測点は、基盤岩上ではなく関東平野の堆積層上に設置していて、その厚さは地域によって大きく異なる。そのため、震源決定に用いた一次元速度構造からのずれを補正することによって、震源決定精度を向上させる必要がある。そこで、最初の震源決定後、観測走時と計算走時の差の平均値を基に観測点補正值を決定した（図 4）。観測点補正值を求めるために使用した地震は、今年度の処理データに加えて昨年度の処理データを合わせたものの中から、東経 138 度から 141 度、北緯 34 度から 38 度、深さ 150km 以浅で発生した地震のうち、P 波到着時刻、S 波到着時刻ともに 50 個以上の読み取りのある 103 イベントである。観測点補正值の分布を図 4 に示す。この観測点補正值は、立川断層帯の東西で顕著な違いが見られる。ただし、その境をなすものは、立川断層帯というよりも東経 139.35 度付近にあるように見える。立川断層を挟んで直線状に配置した臨時観測点（TC19～TC29）を並べてみると、走時遅れの差が明らかになる（図 5）。P 波初動の振幅も、西側の観測点に比べて東側の観測点は、数倍大きく増幅していることが明らかになった。

3) 地震波トモグラフィ解析による速度構造

臨時観測で取得したデータ及び既存のデータを用いて、二重走時差トモグラフィ法（Double-difference tomography）（Zhang and Thurber, 2003）による走時データ・インバージョン解析を行い、立川断層帯周辺の地震波速度構造の推定を試みた。解析グリッドの水平位置は、中心部では東西方向と南北方向に 5 km 間隔となるようにグリッドを配置した。また、深さ方向は、深さ 10km から 60 km までは 5 km 間隔に、それ以深は 70、80、100、150 km にグリッドを配置した。インバージョン解析用の初期速度構造および初期 V_p/V_s として、防災科学技術研究所高感度地震観測網がルーチン処理で用いている構造（鶴川ほか、1984）を採用した。インバージョン解析に使用した地震は、2010 年 8 月 15 日から 2014 年 7 月 10 日の期間に発生した 1539 個で、気象庁一元化処理震源カタログのうちマグニチュード 2.2 以上の地震に相当する。

その結果、この地域全体の速度構造は、他のプロジェクトで得られた速度構造（平田、2014）と矛盾しない結果が得られた。立川断層帯周辺に臨時観測点を集中配置したため、格子点間隔を 5 km 間隔と密にして、分解能を高めた速度構造を求めた（図 6）。深さ 10 km では、顕著な速度異常領域は見られない（図 7）。しかし、深さ 15 km では、立川断層の東側に低速度の領域が見られた（図 8）。立川断層が東傾斜であるとすれば、その深部延長の領域にあたる。P 波速度の方は低速度の度合いが高いが、S 波速度の方は低速度領域が広がっている。しかし、この領域には、地震活動は全く見られない。この低速度領域は、立川断層北部の東側だけに存在し、立川断層南部や名栗断層近傍には見られない。

深さ 20 km の速度構造を見ると、P 波速度の低速度域は見られなくなり、逆に高速度の領域が見られるが、その領域は狭い（図 9）。一方で、S 波速度における低速度領域は、やや西に移動し、立川断層の真下に局在する。深さ 25 km でも、P 波速度の低速度域は見られなくなり、逆に高速度の領域が立川断層南部に見られる。S 波速度では、西部に比較的 low 速度の領域が広がっているが、顕著な速度異常の領域は見られなかった（図 10）。

チェッカーボードテストを行い解の信頼度を確認した（図 11）。深さ約 15km および約

20km 付近では、水平方向に約 5 km の分解能が確認できたが、深さ方向には解像度がやや悪く、より浅部の領域の速度不均質が、深い領域に影響している可能性がある。低速度の領域は、立川断層北部の東側の深さ 15 km に局所的に存在するものだけであるが、その付近で地震活動は観測されなかった。

(d) 結論

立川断層帯周辺地域において、30 ヶ所に高感度地震計による臨時観測点を設置して自然地震の観測を行った。臨時観測点で得られたデータは、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合処理を行った。これらのデータから、地震波形を切り出し、P 波、S 波等の読み取りを行って、震源決定および地震波トモグラフィ解析を行った。

その結果、立川断層帯周辺では、地震活動が見られなかった。さらに、地震波トモグラフィ解析の結果から得られた地震波速度構造では、立川断層北部の深部延長では、低速度領域が見られるものの、立川断層南部や名栗断層においては、顕著な速度異常は見られなかった。

(e) 引用文献

平田 直・酒井慎一・佐藤比呂志・佐竹健治・額田一起：「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査，震源断層モデル等の構築等」の概要，地震研究所彙報，84，41-56，2009.

平田 直：「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」サブプロジェクト①2013 年度成果報告書，2014.

鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司：関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について，国立防災科学技術センター研究速報，Vol. 35，pp. 1-88，1984.

Zhang, H. and C. Thurber: Double-difference tomography: The method and its application to the Heyward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 93, pp/1875-1889, 2003.

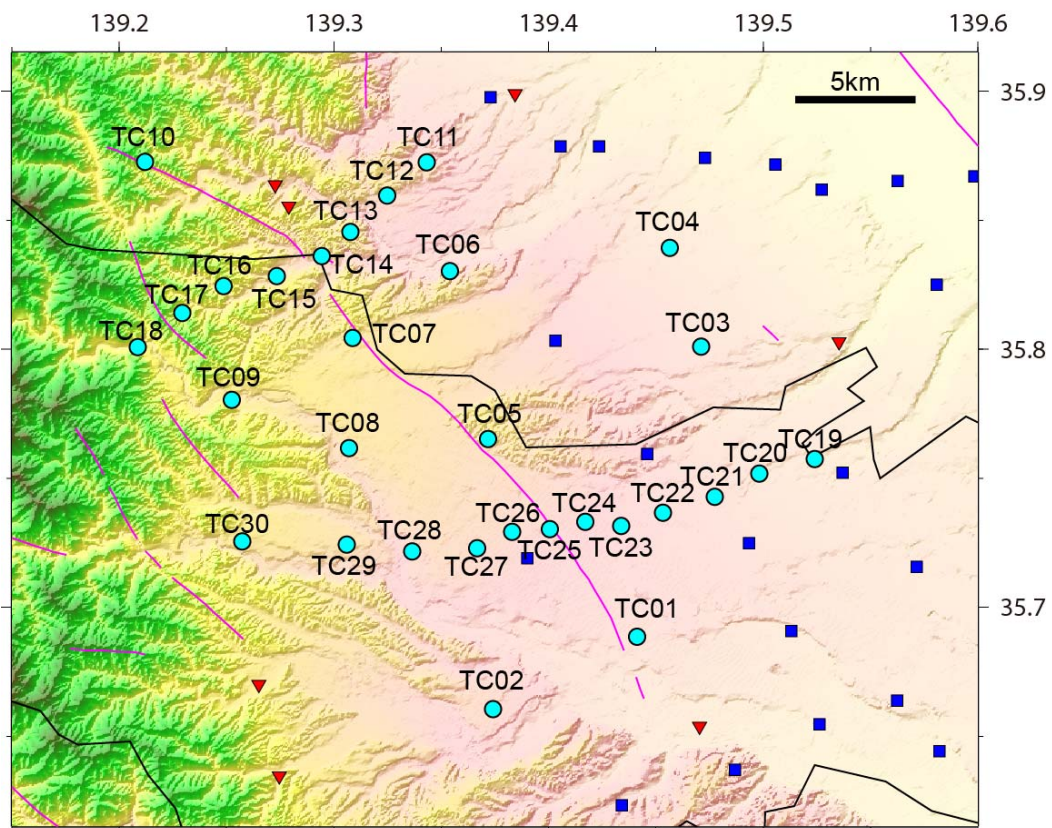


図 1 地震観測点分布。●：臨時観測点、■：MeSO-net、▼：既存観測点。

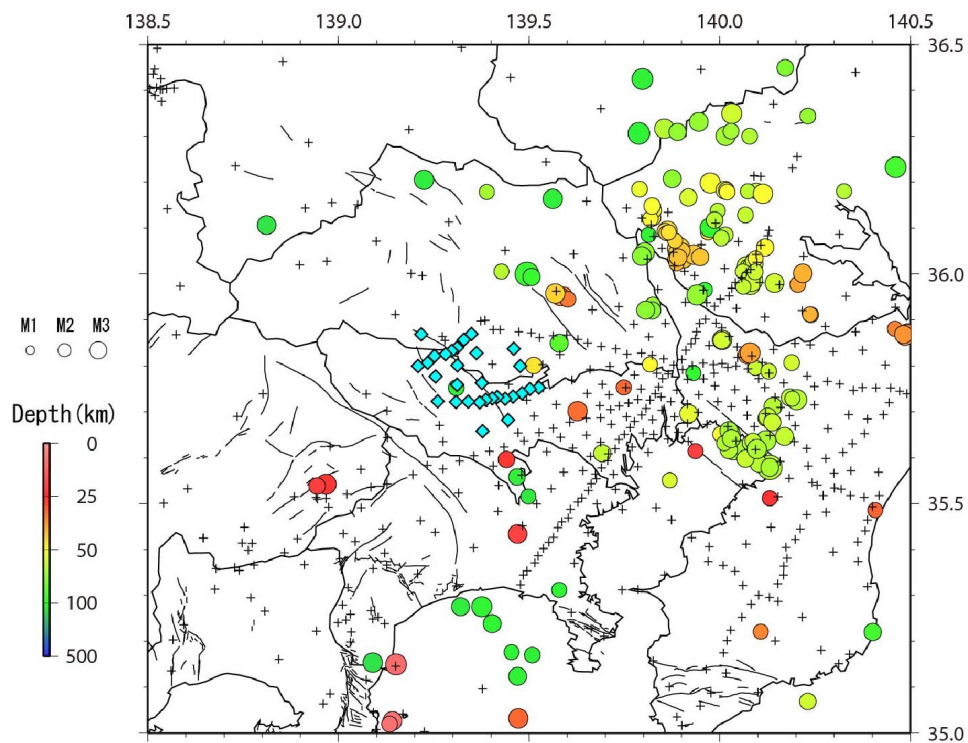


図 2 震源分布（2013 年 1 月 12 日～7 月 27 日）。気象庁一元化震源による M2.5 以上の地震を選び、本研究で震源再決定した。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

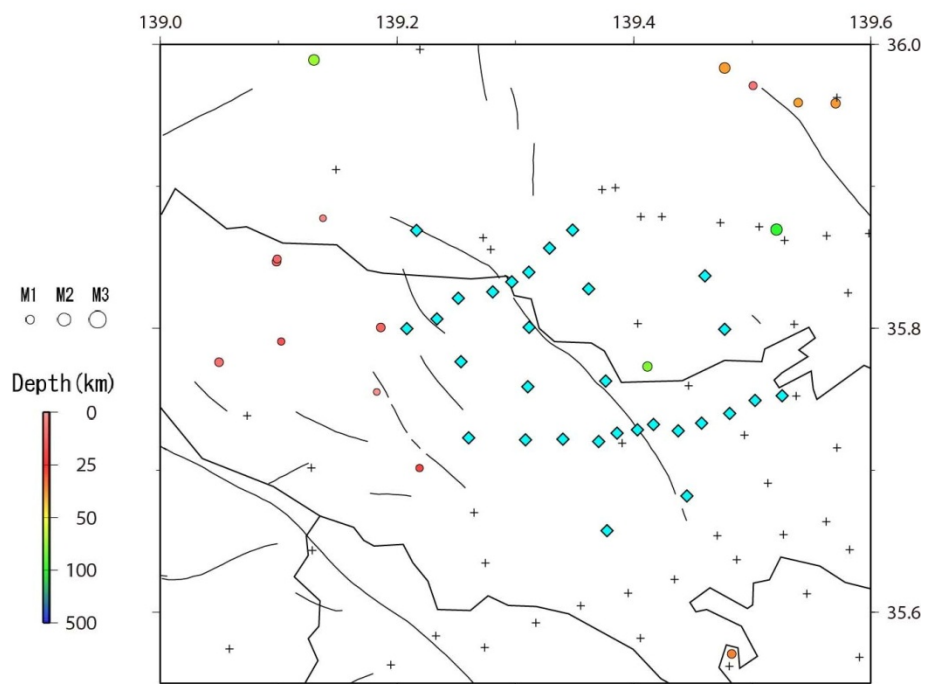


図3 震源分布 (2013年2月1日～2月9日)。目視によって検知された16個の自然地震の震源 (採石発破と思われるものは除外した)。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

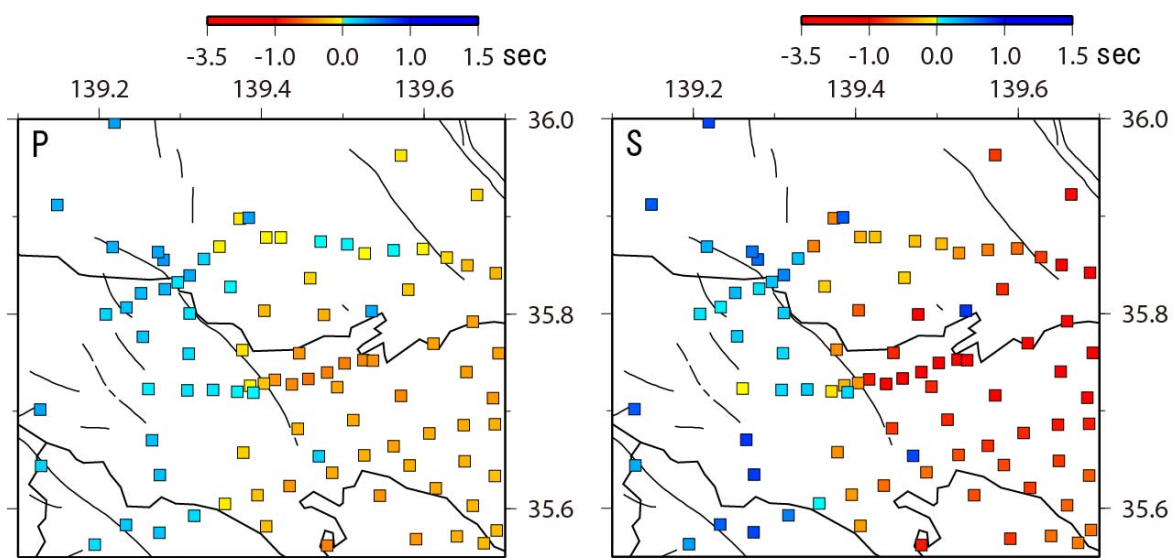


図4 P波 (左) とS波 (右) の観測点補正值。暖色は、遅く到達する観測点。

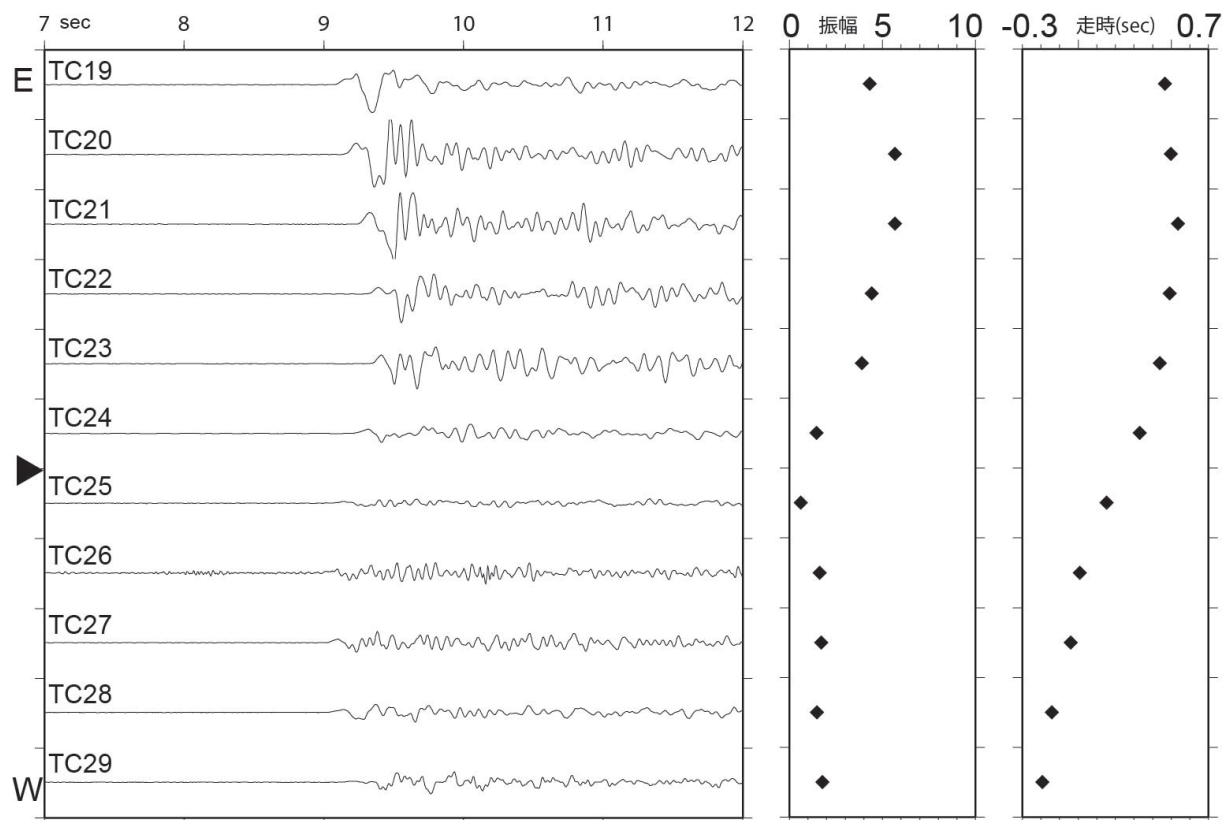


図 5 立川断層(▼印)を挟んで配置された観測点における地震波形の違い。左図：P 波初動部分の拡大。上が東に位置する観測点 (TC19) で下が西に位置する観測点(TC29)。中図：P 波初動部分の振幅 (TC11 を 1 とした時の倍率)。右図：走時残差 (TC11 を 0.0 とした時の値)。立川断層を挟んで東に位置する観測点の方が、振幅が大きく、走時は遅い。

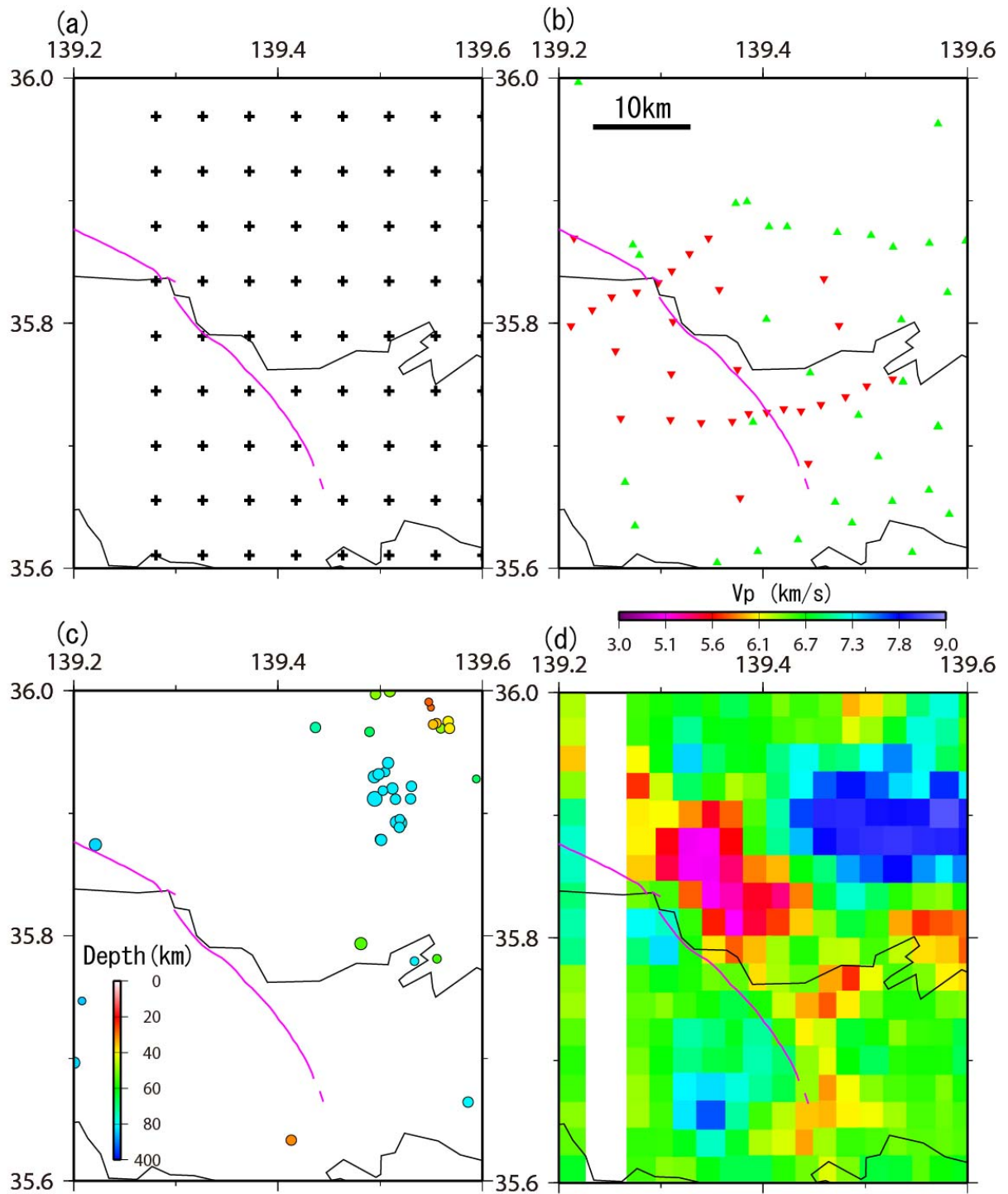


図 6 地震波トモグラフィ解析による結果。(a) 5 km 間隔の格子点分布。桃色線：立川断層帯。(b)観測点分布。▼：立川断層帯臨時観測点、▲：既存テレメータ観測点。(c)この範囲に発生していた地震の震源分布。色は震源の深さ。(d)深さ 15 km における P 波速度構造。速度が遅いことを暖色系で示す。立川断層北部の東側に、局所的に低速度の領域が見られるが、立川断層南部では顕著ではない。東経 139.24 度付近には格子点が無いので、解が得られていないため、表示していない。

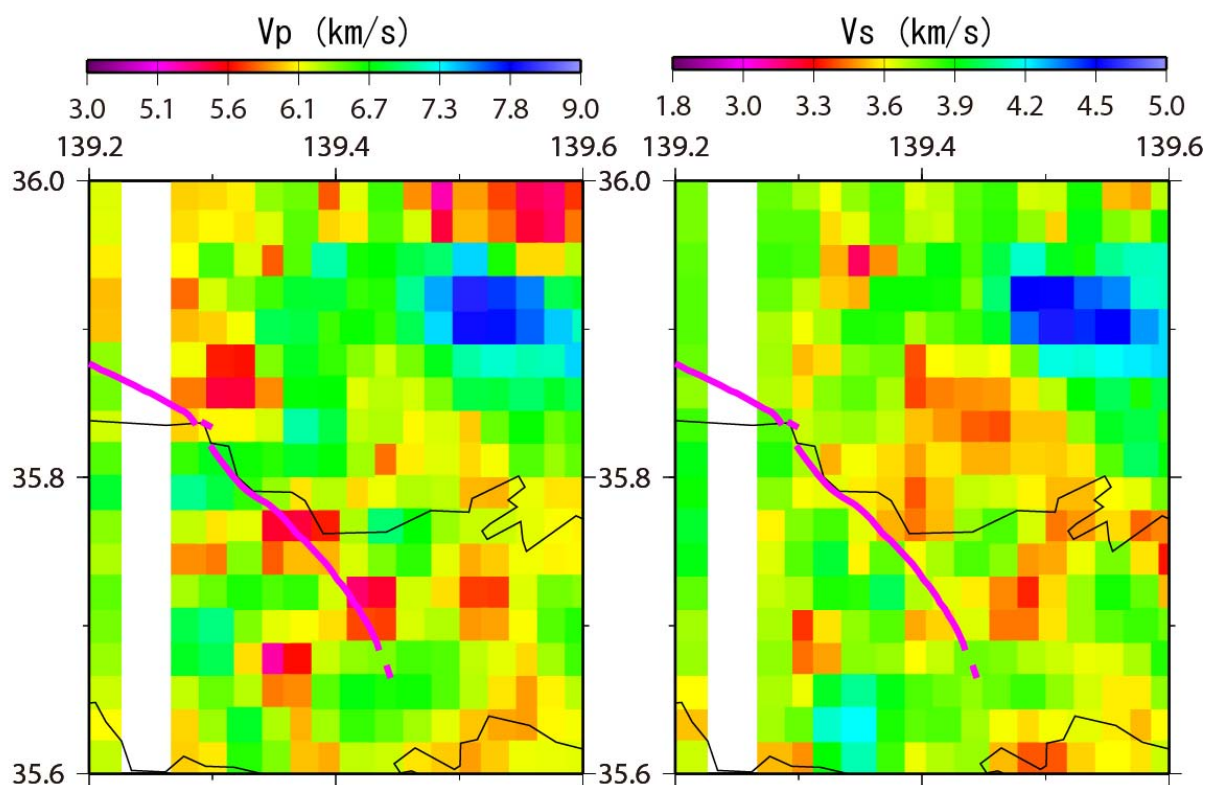


図 7 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 10 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している。この深さでは、顕著な速度異常は見られない。

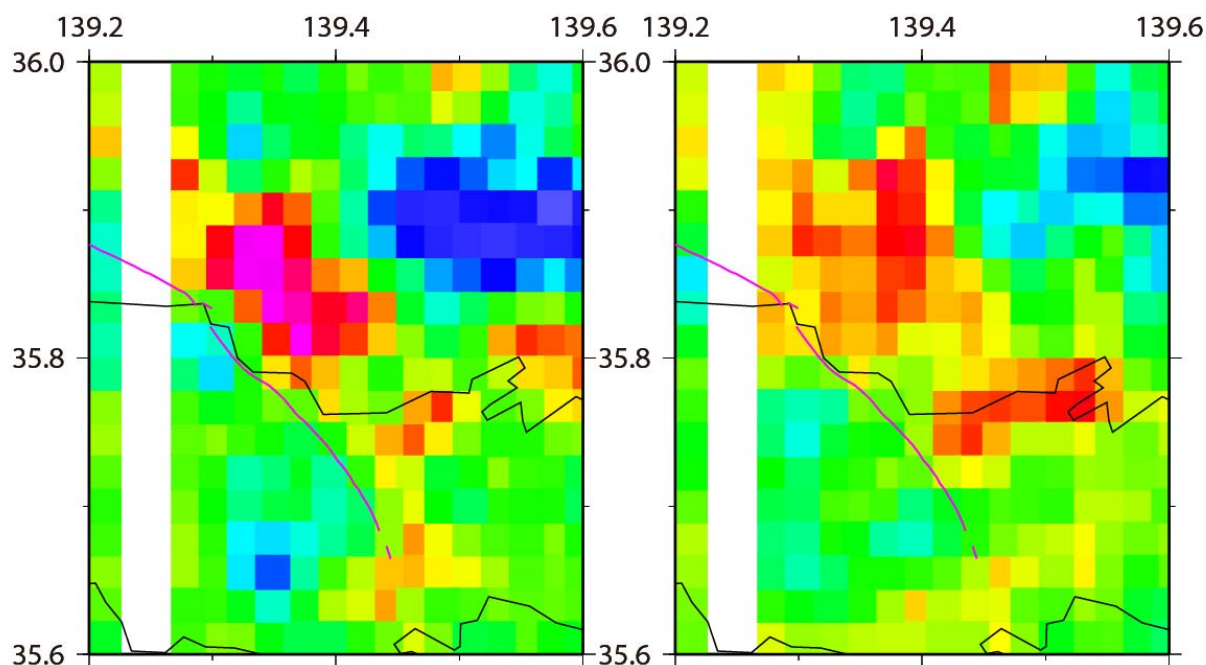


図 8 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 15 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している（スケールは図 7 と同じ）。立川断層北部（図中の桃色線）の東側に、局所的に低速度の領域が見られる。P 波速度の方が低速度の度合いが強いが、S 波速度の方はその範囲が広い。

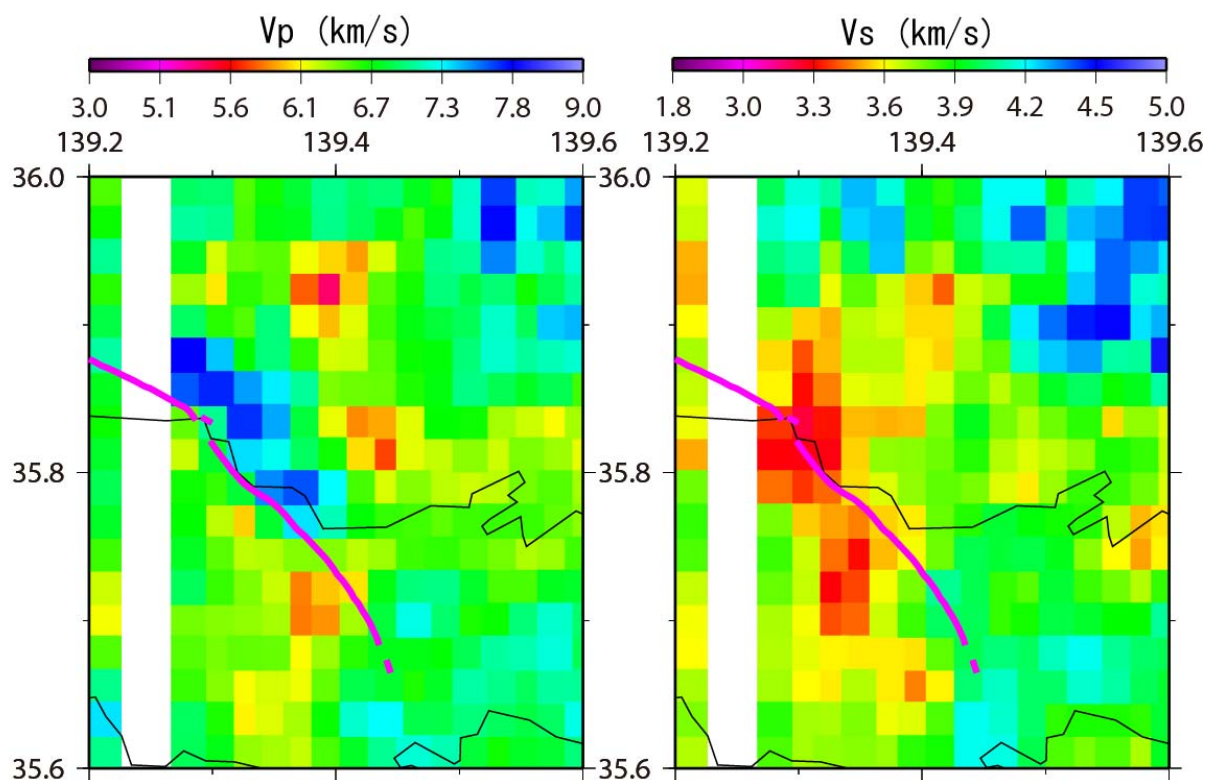


図 9 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 20 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している。立川断層北部（図中の桃色線）の東側の低速度領域は、P 波速度では逆に早くなり、S 波速度の領域はやや西にずれている。

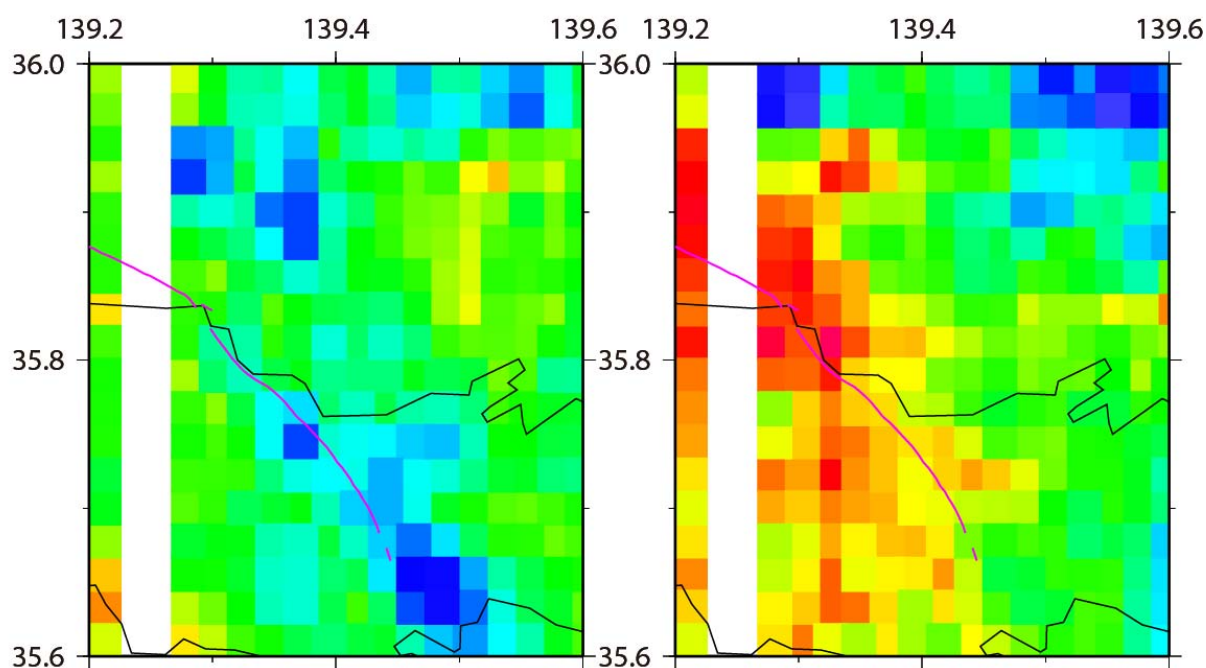


図 10 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 25 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している（スケールは図 9 と同じ）。立川断層北部（図中の桃色線）の東側に見られた低速度領域は、P 波速度では見られなくなり、立川断層南部の方に高速度領域が見られる。S 波速度の領域は、西側に広がって見られた。

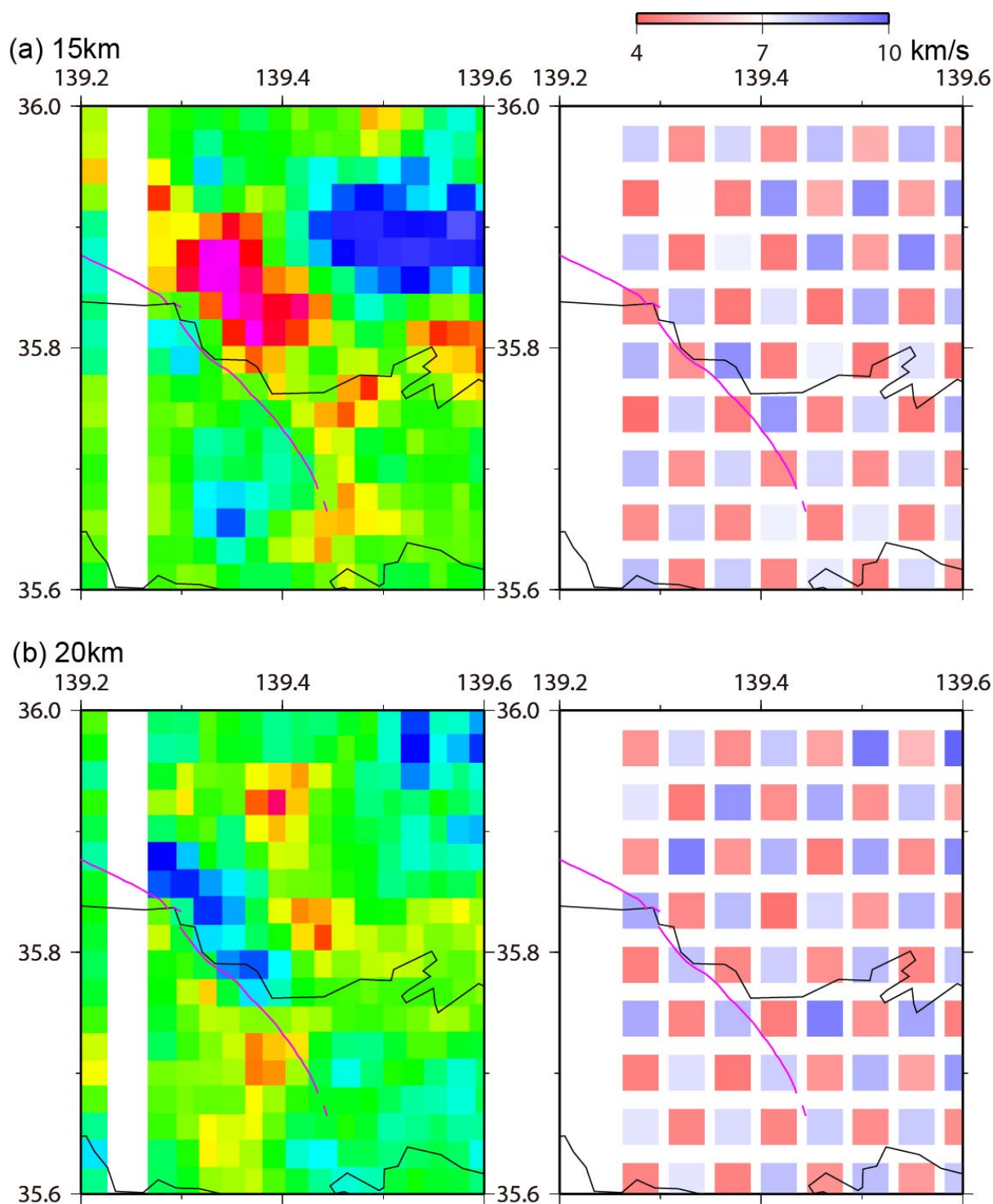


図 11 地震波トモグラフィ解析の結果とチェッカーボードテスト。左図はP波速度構造、右図はチェッカーボードテスト。約 5 km 間隔の格子点に 6km/s と 8km/s の速度を交互に置いて計算走時を作り、それをデータとして同様のトモグラフィ解析を行った。(a)深さ 15 km における速度構造とチェッカーボードテスト。(b)深さ 20km における速度構造とチェッカーボードテスト。立川断層北部の東側に見られる低速度領域は、水平に 5km 程度の解像度がある領域であるが、深さ方向にはあまり分解能がないことがわかる。

3. 2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測

3. 2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3 ヲ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成 2 4 年度
 - 2) 平成 2 5 年度
 - 3) 平成 2 6 年度
- (e) 平成 2 6 年度業務目的

(2) 平成 2 5 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 名栗断層の地形・地質調査および下直竹地点ピット調査
 - 2) 金子台地点・箱根ヶ崎地区および立川市市街地の地形・地質調査
 - 3) 立川市富士見台地区における極浅層反射法地震探査
 - 4) 狭山神社ピットの光ルミネッセンス年代測定
- (d) 結論
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人信州大学教育学部	教授	廣内 大助
学校法人明治大学文学部	助教	近藤 玲介
東京都土木技術支援・人材育成センター	研究員	中山 俊雄

(c) 業務の目的

変動地形学的手法と第四紀地質学、特に高精度火山灰編年に基づき、本断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図る。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ（3）（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成24年度：立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的とした大規模トレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を、旧日産自動車工場跡地を主な候補地点として実施した。

2) 平成25年度：引き続き立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査・航測図化および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査・極浅層反射法地震探査などの調査を実施した。

3) 平成26年度：前年度までの調査成果に基づき、立川断層帯を対象にして変動地形学的な検討を行い、その結果に基づいて、特に断層帯北部の名栗断層について断層帯の変位様式・形状および活動履歴を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を実施した。以上の結果を他のサブテーマ等で得られたデータと総合的に検討し、立川断層帯の活動履歴と三次元分布形等を明らかにした。また、断層帯の地表位置については3年間の調査観測の成果をふまえた詳細なマップを作成し取りまとめを行った。

(e) 平成26年度業務目的

前年度までの調査成果に基づき、立川断層帯を対象にして変動地形学的な検討を行い、

その結果に基づいて、特に断層帯北部の名栗断層について断層帯の変位様式・形状および活動履歴を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を実施する。以上の結果を他のサブテーマ等で得られたデータと総合的に検討し、立川断層帯の活動履歴と三次元分布形等を明らかにする。また、断層帯の地表位置については 3 年間の調査観測の成果をふまえた詳細なマップを作成し取りまとめを行う。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

名栗断層の活断層としての性格を明らかにすることを目的として、埼玉県飯能市において地形地質調査およびピット調査を実施した結果、新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。一方、金子台地区および箱根ヶ崎地区において、新規および既存のボーリングデータを収集し、航測図化の結果を合わせて検討し、立川断層の変位地形について再検討した結果、いずれの地形・地質構造も単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられる。また、立川断層南部の極浅部構造を解明するために立川市富士見台地区において P 波極浅層反射法地震探査を実施した結果、立川断層が通過するとされる地点の地下浅部には明瞭な断層によって形成されると期待される変形構造が認められなかった。

(b) 業務の方法

立川断層帯は、名栗断層と立川断層から構成され、埼玉県飯能市から東京都青梅市、立川市を経て府中市に至る、長さ 33 km、北西走向の断層帯である。このうち、名栗断層についてはこれまで殆ど調査研究の報告がなく、その活動性や性格についての情報に乏しい。そこで、本調査では、空中写真判読により変動地形の検討を行い、飯能市下直竹地点において、ピット調査を実施した。また、変位地形の性状を明らかにするため、新規ボーリングおよび既存ボーリングを収集し、航測図化によって復元した地形と合わせて地形地質断面図を作成した。このほか、変位地形の極浅部の地質構造を解明するために極浅層反射法地震探査を実施し、反射法解析を行った。図 1 に本年度の主な調査地点を示す。

(c) 業務の成果

1) 名栗断層の地形地質調査および下直竹地点ピット調査

立川断層帯（総延長約 33 km）のうち、名栗断層はその北西部の主部を占める、長さ 10 km、活動度 C 級、確実度 II の活断層とされる（松田ほか、1975；活断層研究会、1991）。また、関口ほか（1996a）では断層名のない推定活断層（地形的な特徴により活断層の存在が推定されるが、現時点では明確に特定できないもの、または、今後も活動を繰り返すか不明なもの）として表示された。中田・今泉編（2002）では、断層変位地形が最近数十万年に形成されたか否かの判定が、活断層に比べて困難である、あるいは地形そのものが

断層運動以外の成因で形成された可能性のある推定活断層として示された。これまで立川断層の調査は多く行われてきた（例えば東京都、1998, 1999, 2000 など）のに対して、名栗断層については調査研究が殆ど行われてこなかった。

そこで、今年度は、名栗断層が分布するとされる秩父山地東麓部の山地地形について、米軍・国土地理院・林野庁撮影の大縮尺空中写真の判読や、同様の空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行い、改めて検討を行った。その結果、山地高度の不連続で表現される線状地形は、ほぼ活断層研究会（1991）に図示された範囲で確認される。この線状地形は、秩父帯の一般的な構造の方向とほぼ平行して分布する。この線状地形のうち、非常に限定的ではあるが、埼玉県飯能市下直竹周辺において、南向き山地斜面に山地高度の不連続と、これに沿った系統的な尾根・谷線の左屈曲が長さ約 500 m の区間にわたって見出された（図 2）。ただし、谷線の左屈曲はいずれも小河川の流下方向である。また、谷底面には明瞭な新期の変位地形は認められない。なお、この区間以外では、山地斜面の高度不連続は存在するものの、尾根・谷地形の系統的な左屈曲は見出されなかった。

このような山地地形の観察事実に基づき、尾根・谷の左屈曲の延長線上にある谷底面上において、これと直交方向に、小規模なピットを掘削した。なお、ピット掘削に際しては、事前に新旧の航空写真を比較し、大規模な人工改変が調査地で行われていないことを確認した。また、ピット掘削に先立ち、ハンドオーガーを使用して谷底面にて掘削を行い、砂質シルトからなる厚さ約 2 m の砂質シルトが谷底面下に分布すること、線状地形が谷底面を通過する南では砂質シルトの下位に黒色の破碎した岩片を含む基盤岩類が存在することを確認した。この結果を参考にしてピットの掘削位置を絞り込んだ。調査地は狭小で重機の搬入が不可能であることから、ピット掘削は人力で行った。掘削に際しては、表土を剥ぎ取り、調査溝を掘削の後、壁面整形を行った。その後、壁面のレーザー測量と写真撮影を行い、壁面全体のモザイク写真を作成した。その後に壁面観察を行った。これに基づき、地層の層相・分布について詳細に記載を行い、地層を区分した。これらの結果を考慮し、年代測定試料の採取を行い、(株)地球科学研究所に放射性炭素同位体年代測定の実施を依頼した。

図 3(a) にピット壁面のモザイク写真を、図 3(b) に壁面の観察結果に基づく地層区分・構造および年代値を示す。トレンチの壁面には、新旧の堆積物（上位より表土および 1～3 層）が露出した。1 層は径 10 mm 以下の角礫を含む混じりの未固結褐色砂質シルトであり、ピット南方の斜面基部に分布する斜面堆積物と考えられる。1 層の下位には暗灰色の腐植質シルトを挟む亜角～亜円礫混じりの未固結の塊状青灰色シルトが分布する。2 層は谷底面でのハンドオーガーを用いた掘削でも広範に確認され、谷底面下に分布する谷埋め堆積物と考えられる。これらの堆積年代は、年代測定の結果から、300-700 年前と推定される。2 層の下位には、基盤岩類である秩父帯の固結した砂岩・礫岩（3 層）が分布し、壁面最下部を構成する。秩父帯には幅 20 cm 程度の黒褐色破碎帯が認められる。しかしながら、このような基盤岩類に認められる断層構造は、上位の未固結堆積物には認められず、ピット壁面では新期の断層運動の証拠は認められなかった。

このほか、線状地形に沿っては断層破碎帯が分布することが指摘されている（松田ほか、1975）。今回観察した結果、松田ほか（1975）と同様に、断層構造と新期の堆積物の関係は見出されなかった。また、名栗川河床や山王峠で観察される断層破碎帯に含まれる断層

粘土は概して固結しているほか、断層面および断層破碎帯全体の走向は線状地形の走向と必ずしも一致しない、未固結の断層粘土も上方・下方への連続性が悪いなど、面構造には線状地形から期待される一貫性が認められない。山王峠では、南北走向で 60° 西傾斜の断層と北西-南東走向でほぼ垂直の断層が確認される（図 4）。このうち、 60° 西傾斜の断層に沿っては厚さ 50-70cm の黒色破碎部が分布し、 $N52^{\circ} W89^{\circ} E$ の断層に切られている。断層はいずれも密着している。また、 $N52^{\circ} W89^{\circ} E$ の断層に沿っては秩父帯と黒色破碎部が接するが、両者の間には断層粘土は認められない。このように、従来名栗断層に沿って分布するとされた断層破碎帯は、必ずしも変位地形とされた線状地形から期待される新期の断層運動によって形成されたものではなく、ジュラ紀付加帯である秩父帯がその形成期以後、複数の時代に形成されたとしても十分に説明可能である。また、名栗川（入間川）沿いに分布する低位段丘面（飯能市原市場）では、低位段丘面を下流側隆起で変位させる変動崖地形が存在すると指摘された（松田ほか、1975）。今回、米軍空中写真を使用して航測図化を行い復元した地形を検討したが、低位段丘面上に系統的な下流側隆起の変動崖を示す地形学的な証拠は得られなかった。

このように、今回の調査では、「名栗断層」（松田ほか、1975；活断層研究会、1991）に沿っては、長さ約 500 m と短い区間で系統的な尾根・谷の左屈曲地形が認められるものの、そのほかでは新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。むしろ、線状地形は、秩父帯の構造に規制されて形成された組織地形である可能性が指摘できる。

なお、上記の線状地形とは別に、小澤（1975）は北北西走向で秩父帯の岩相を食い違わせる断層を「名栗断層」と命名し、秩父盆地東縁と五日市盆地東縁を限る断層に連続する断層である可能性を指摘している。一方、活断層としての「名栗断層」は、同時期に松田ほか（1975）で初めて定義されたが、上述した様な活断層としての性格の薄弱さを考慮すれば、本稿で扱った線状地形およびこれに沿った断層構造について「名栗断層」の名称を使用することは避けるべきであると考ええる。

2) 金子台地区および箱根ヶ崎地区の地形・地質調査

立川断層は、その変動崖が南西向きであること、横ずれ変位の証拠が見出されないことなどを根拠として、従来は逆断層とされてきた（松田・羽田野、1975；松田ほか、1975；山崎、1978 など）。一方、東郷（2012）は、従来指摘されてきた逆断層の根拠が必ずしも確固たるものではなく、むしろ横ずれ変位地形が存在する可能性を、金子台や箱根ヶ崎地区の具体例を挙げて指摘した。また、石山ほか（2014a；2014b）は、箱根ヶ崎地区・狭山神社地点で実施したピット掘削調査で、立川断層の露頭を見出すと共に、その断層構造が本質的には左横ずれ断層であること、航測図化の結果から断層露頭と整合的な尾根線・山地斜面基部の左横ずれ変位が見出されることを指摘した。以上を踏まえて、特に東郷（2012）で示された金子台地区および箱根ヶ崎地区において、新規および既存のボーリングデータを収集した。これらと米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化の結果を合わせて検討し、立川断層の変位地形の性格について再検討した。

金子台地区では、米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行っ

た。東郷（2012）で指摘されたように、金子台（金子Ⅰ面；3.2.2章を参照）上は地溝状の凹地が認められ、霞川の支流が横断する部分では谷両側の谷壁が左横ずれする地形が復元された（図5）。谷壁基部は、凹地を境する両側の崖地形を境として、いずれも左横ずれするように分布している。復元した地形図に基づき計測すると、霞川支流左岸の段丘崖基部の左横ずれ量は合計で約85 mと推定される（図5）。霞川支流の形成年代を、下限として金子Ⅰ面の年代（210 ka；3.2.2章を参照）とすれば、平均変位速度は約0.4 mm/年と計算される。また、金子台地区で4本のボーリングを掘削したほか、既存ボーリングを収集し、地質断面図を作成した（図6）。金子Ⅰ面は、凹地を挟んで東側が西側に対して約8.5 m高くなっている。これに対して、金子Ⅰ面を構成する段丘礫層上面の高度は、地溝状凹地の両側で落ち込む構造を有している。また、段丘礫層の上位を構成するローム層の岩相は、凹地から東西に離れた地点では風化した風成火山灰層からなるのに対して、凹地周辺で水成のシルト層を挟在しており、地溝状凹地の成長に伴う堆積環境の変化を示唆する。

箱根ヶ崎地区でも同様に、宮下ほか（2005）、東京都（1998）を含む既存ボーリングを収集して地形・地質断面図を作成した（図7）。箱根ヶ崎地区では、石山ほか（2014）で示された左横ずれ断層の露頭に連続する崖地形の南西側に細長く伸びる凹地が存在する（東郷、2012）。凹地の東西ではTc3面・M面などの段丘面が分布し、ローム層および砂礫層が地形面を構成するのに対して、凹地ではローム層が欠如し、上総層群を不整合に覆う砂礫層の上位に約1万7000年～5000年前に堆積した泥層が累重している。この泥層は凹地に沿って南方にも分布しており、瑞穂町役場周辺まで分布する。従来、Tc3面は凹地北東縁の撓曲崖地形を境にして、北東側が一方的に高度を上げるとされてきた（山崎、1978；宮下ほか、2005）。これに対して、図7では、石山ほか（2012）の左横ずれ断層に沿って地溝状の凹地が断層に沿って分布することを示す。

このように、金子台地区および箱根ヶ崎地区では、立川断層の活動により形成された地形・地質構造は単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられる。このような地形・地質構造的な特徴は、東郷ほか（2012）で示唆されたように、立川断層が本質的には左横ずれ断層であり、一点の露頭のみならずそのような変位地形が断層沿いに分布することを示している。

3) 立川市富士見台地区における極浅層反射法地震探査

地形と対応するスケールでの地下数10 mまでの詳細な地質構造を明らかにするために、立川市富士見台地区においてP波極浅層反射法地震探査を実施した（図8）。震源として小型電磁式バイブレーター（Geomatrix社製ELVIS-III）を用いた。主な探査仕様は以下のとおりである；震源：ELVIS-III-P8 1台、スタック数：3回、発振周波数：15-120Hz、スイープ長：10 sec、発震間隔：1 m、チャンネル数：300、受振点間隔：1.0 m、サンプリングレート：1 msec、レコード長：1 sec。

探査仕様の特色としては、独立型レコーダーを多数展開し、全測線固定展開で受振・発震を実現したことである。これにより、重合数を最大限高めることができるほか、表面波の領域外の反射波を捉えて処理することが可能になり、より高精度のイメージングが期待される。図9にS波にショット記録の例を示す。富士見台地区は市街地に位置しており、

ノイズレベルが非常に高い。観測記録に対するバックグラウンド・ノイズの影響を最小限にするために、夜間の観測を実施した。取得したデータについて共通反射点重合法による反射法解析を行い、地下数 10 m までの詳細な地質構造のイメージングを試みた。主な解析パラメーターは以下の通りである；自動振幅補正：50 msec，デコンボリューション：オペレーター長 200 msec，ゲート長 1000 msec，予測距離 8 msec，バンドパス・フィルター：20/40-100/120 Hz，差分マイグレーション：NMO 速度 80 %。解析の結果得られた深度断面図（図 10）によれば、標高 30 m 付近に強振幅の反射面群が存在するが、従来立川断層が通過するとされる地点（関口ほか、1996b；中田・今泉編、2002）を横切ってほぼ同一の深度に分布しており、明瞭な変形構造は認められない。既存ボーリングによれば、この反射面群は上総層群に相当する。この結果は佐藤ほか（2013）と整合的であり、立川断層が通過するとされる地点の地下には明瞭な断層ないしはそれによって形成されると期待される変形構造は認められない。

4) 狭山神社ピットの光ルミネッセンス年代測定

ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中の最終露光年代を算出できるため、近年有効な地質年代測定法として利用されている。中でも、石英を対象とした *single aliquot regenerative dose protocol*（以下、SAR 法；Murray and Wintle, 2000）による OSL 年代測定法が、堆積物の年代測定として一般化しつつある。一方で、若い火山岩起源の石英粒子は、OSL 年代測定に適した信号成分を持たない場合があるので、正確な OSL 年代測定値を求めることができない場合がある。たとえば関東ローム層では、多くの場合、実際の年代より若く見積もられることが経験的に知られている（塚本・岩田、2005）。そこで本研究では、近年開発された光ルミネッセンス年代測定法の手法の一つである *elevated temperature post-IR IRSL*（以下、pIRIR）年代測定法（Thomsen et al., 2008; Buylaert et al., 2009）を適用した。pIRIR 年代測定法では、堆積物中の長石（特にカリ長石）を対象としたルミネッセンス年代測定法である。長石を対象とした手法である *infrared stimulated luminescence*（以下、IRSL）年代測定法は、フェーディング（時間経過に伴う信号の減少）が生じる問題があることから、SAR 法による石英の OSL 年代測定法の一般化にともない適用例が少なくなっていた。しかし、pIRIR 年代測定法ではフェーディングが生じないこと、石英の OSL 年代測定法よりも古い年代値まで算出可能であることから、2010 年以降、特に中期更新世以降の堆積物に適用が試みられている。あわせて、関東平野周辺におけるローム層や水成堆積物を対象とした pIRIR 年代測定の適用の結果、後期更新世以降の堆積物を対象とした場合も信頼性の高い結果が得られることが近年指摘されている（たとえば、小室ほか、2012；丸山ほか、2013）。

2014 年 4 月に狭山神社ピット壁面（東面）において、6 試料をルミネッセンス年代試料として採取した（+試験測定用 1 試料も採取）。試料の採取にあたっては、ステンレスパイプを露頭面に打ち込む方法、または、ハンマーやねじり鎌でブロック状に削り出す方法、露頭面を覆った暗幕内で遮光サンプル袋に堆積物を採取する方法を用いた。

採取された試料は、日本大学文理学部地球システム科学科地質工学研究室の専用実験暗室において、採取時の露光面（パイプ試料の両端やブロック試料の表面）を除去し、内部を分析用試料とした。試料処理にあたっては、ヘキサメタリン酸ナトリウムを用いて分散

させた後、沈降法によって $4 \sim 11 \mu\text{m}$ の微粒子を抽出した。微粒子試料は、約 5% の過酸化水素で 4 日間、約 5% の塩酸で 1 日間の処理をおこなった。

試料のルミネッセンス強度は、三重大学生物資源学部所管のルミネッセンス測定装置 (RISOE, DA-15 および DA-20) を用いて測定された。励起光源として波長約 870nm の赤外 LED を用い、受光フィルターは Schott BG39 および Corning 7-59 を使用した。本報告では、低温 (50°C) での IRSL 測定の後の高温 (290°C) での pIRIR 信号を用い、SAR 法に基づき等価線量 (equivalent dose: D_e : 最終露光からこれまでに受けた放射線量) を算出した。得られたルミネッセンス強度から、SAR 法に基づき試料の等価線量 (equivalent dose: D_e : 最終露光からこれまでに受けた放射線量) を算出した。年間線量 (Dose Rate: 試料が一年間あたりに受ける放射線量) は、放射化分析 (カナダ、Bequerel lab. に外注) による堆積物中のウラン、トリウム、カリウム濃度および、宇宙線量などから算出した (Prescott and Hutton, 1988; Rees-Jones, 1995; Adamiec and Aitken, 1998)。得られた pIRIR 年代測定結果 (速報値) を図 11 に示す。得られた OSL 年代値は、 ^{14}C 年代値より大幅に古い値となっている。 ^{14}C 年代値が層序と整合的であること、丘陵斜面という堆積環境を考慮すれば、OSL 年代値はピット北半分に露出する芋窪礫層中に含まれる泥岩由来の鉱物粒子の混入により、斜面堆積物としての実際の堆積年代よりも古く算出されている可能性や、ローム層が斜面物質として再堆積する過程で十分な露光がなされていない可能性もある。これらの pIRIR 年代値は、 ^{14}C 年代値と矛盾する結果であり、単純に比較することは出来ないので、ここでは参考値とする。

(d) 結論

空中写真判読と航測写真図化により名栗断層の変位地形の検討を行い、その結果に基づき、地形・地質調査およびピット (下直竹地点) を実施した。その結果、名栗断層に沿っては新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできず、むしろ、秩父帯の構造に規制されて形成された組織地形である可能性を指摘した。また、金子台地区・箱根ヶ崎地区で新規および既存のボーリングデータを収集するとともに、米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化の結果を合わせて検討し、変位地形の性格について再検討した。その結果、断層変位地形・地質構造は単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられ立川断層が本質的には左横ずれ断層であることが分かった。一方、立川市富士見台地区で実施した P 波極浅層反射法地震探査の結果、立川断層が通過するとされる地点の地下には明瞭な断層ないしはそれによって形成されると期待される変形構造が認められないことが分かった。

(e) 引用文献

- Adamiec, G. and Aitken, M. J.: Dose rate, conversion factors: new data, *Ancient TL*, 16, 37–50, 1998.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen K.J., and Jain, M.: Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, *Radiation Measurements*, 44, Pages 560–565, 2009.

地震調査研究推進本部：立川断層帯の長期評価について、

- http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug_tachikawa/index.htm, 2003.
- 石山達也・廣内大助・佐藤比呂志・小林健太・鈴木毅彦・郡谷順英・小俣雅志・柴田 剛：
立川断層・狭山神社における掘削調査，日本地球惑星科学連合 2014 年大会，
SSS34-P10, 2014a.
- 石山達也・佐藤比呂志・廣内大助・小林 健太・中山俊雄：断層帯の詳細位置・形状等および
断層活動履歴・平均変位速度の解明，立川断層帯における重点的な調査・観測 平成
25 年度成果報告書，53-74, 2014b.
- 地震調査研究推進本部：東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について-地震発生確
率が高くなっている可能性がある主要活断層帯-，
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf, 2011.
- 活断層研究会編：「新編日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会，437p., 1991.
- 小室祐介・近藤玲介・鈴木孝志・遠藤邦彦・塚本すみ子・坂本竜彦：OSL・pIRIR 年代測
定法を用いた関東平野における後期更新世ローム層と地形面編年．日本地球惑星科学
連合大会予稿集，2012.
- 丸山翔平・近藤玲介・小室祐介・鈴木孝志・遠藤邦彦・坂本竜彦：pIRIR 年代測定法を用
いた関東平野、武蔵野台地北西部、所沢面の編年．日本地球惑星科学連合大会予稿集，
2013.
- 松田博幸・羽田野誠一：関東平野西辺の線状構造，日本地理学会予稿集，8，76-77, 1975.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗：西関東の活断層，東京直下型地震に関する調査（その 2），
東京都防災会議，75-105，1975.
- 宮下由香里・田中竹延・市川清士，立川断層の活動履歴調査：瑞穂町箱根ヶ崎におけるト
レンチ及びボーリング調査結果，活断層・古地震研究報告，5, 39-50, 2005.
- 宮下由香里・田中竹延・市川清士，立川断層の最新活動時期：東京都西多摩郡瑞穂町箱根
ヶ崎におけるトレンチ調査結果，地学雑誌，116, 380-386, 2007.
- 中田 高・今泉俊文編：活断層デジタルマップ，東京大学出版会，2002.
- 小澤智生：関東山地南東部多摩川流域の中・古生界の層序，九州大学理学部研究報告（地
質），12, 57-76, 1975.
- Prescott, J.R. and J.T. Hutton: Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR,
Nucl. Tracks Radiat. Meas., 14, 223-227, 1988.
- Rees-Jones, J., Optical dating of fine-grain quartz. Ancient TL, 13, pp.9-14., 1995.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司：制御震源地震探査等による断層形状の解明，立川断層
帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書，6-41, 2014.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文：都市圏活断層図「川越」，技術資
料 D 1-No.333, 国土地理院，1996a.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文：都市圏活断層図「青梅」，技術資
料 D 1-No.333, 国土地理院，1996b.
- Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M., and Bøtter-Jensen: Laboratory fading rates of
various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation
Measurements: 1474-1486, 2008.
- 東郷正美：立川断層～未だ解けていないその活断層像～，武蔵野，87, 5-10, 2012.

東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 2 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，
335-344，1998.

東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 3 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，
59-68，1999.

東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 4 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，
59-68，2000.

山崎晴雄：立川断層とその第四紀後期の運動，第四紀研究，16，231-246, 1978.



図1 立川断層帯の位置図(地震調査研究推進本部、2003)と調査地点。赤丸：名栗断層下直竹地点ピット調査、青丸：破碎帯の記載地点、赤枠：金子台群列ボーリング地点。

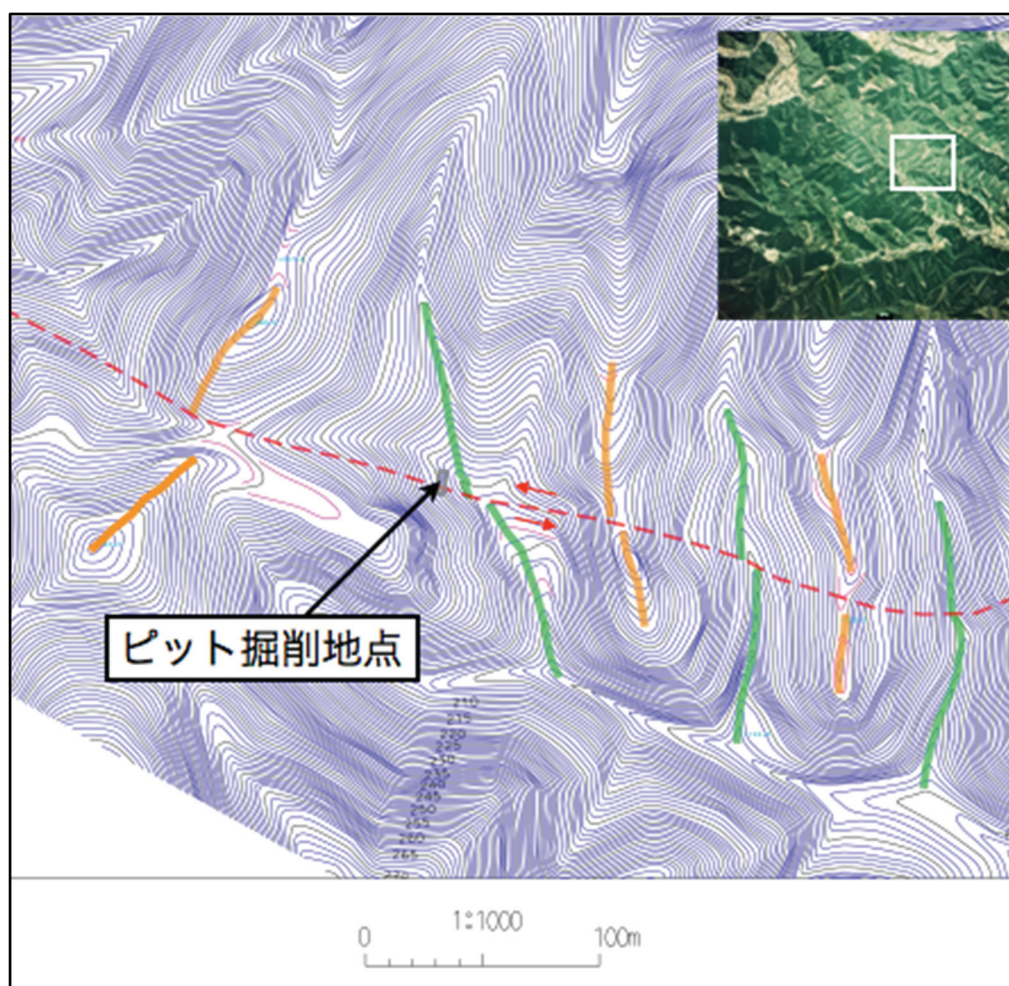


図 2 飯能市下直竹ピット地点の位置図。背景は 1961 年撮影の航空写真を使用して作成した等高線図。オレンジ色の実線は尾根線、緑色の実線は谷線を、また赤破線はこれらを不連続に断つ山地高度の不連続線の位置を示す。

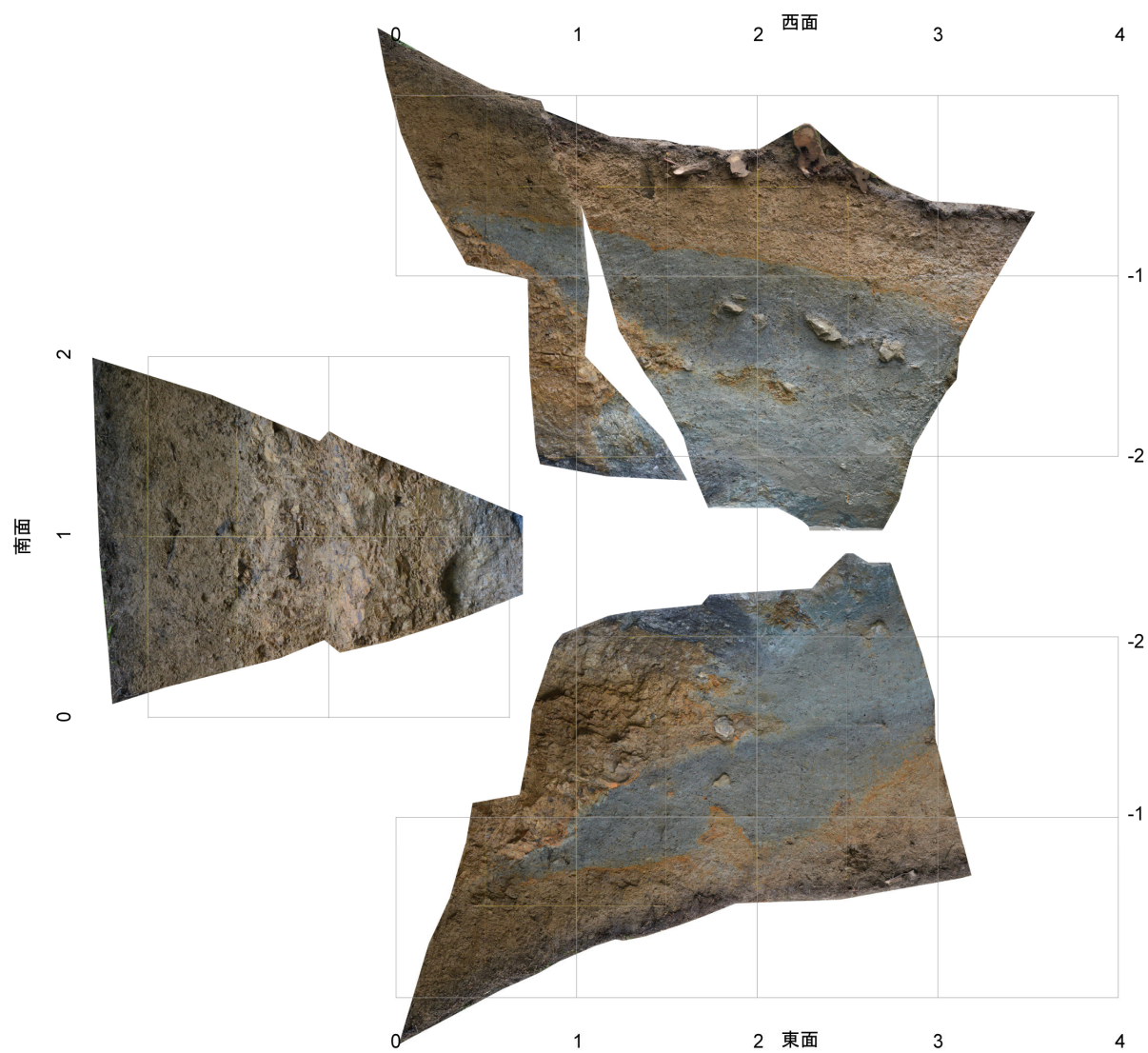


図 3(a) 下直竹ピットのモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。

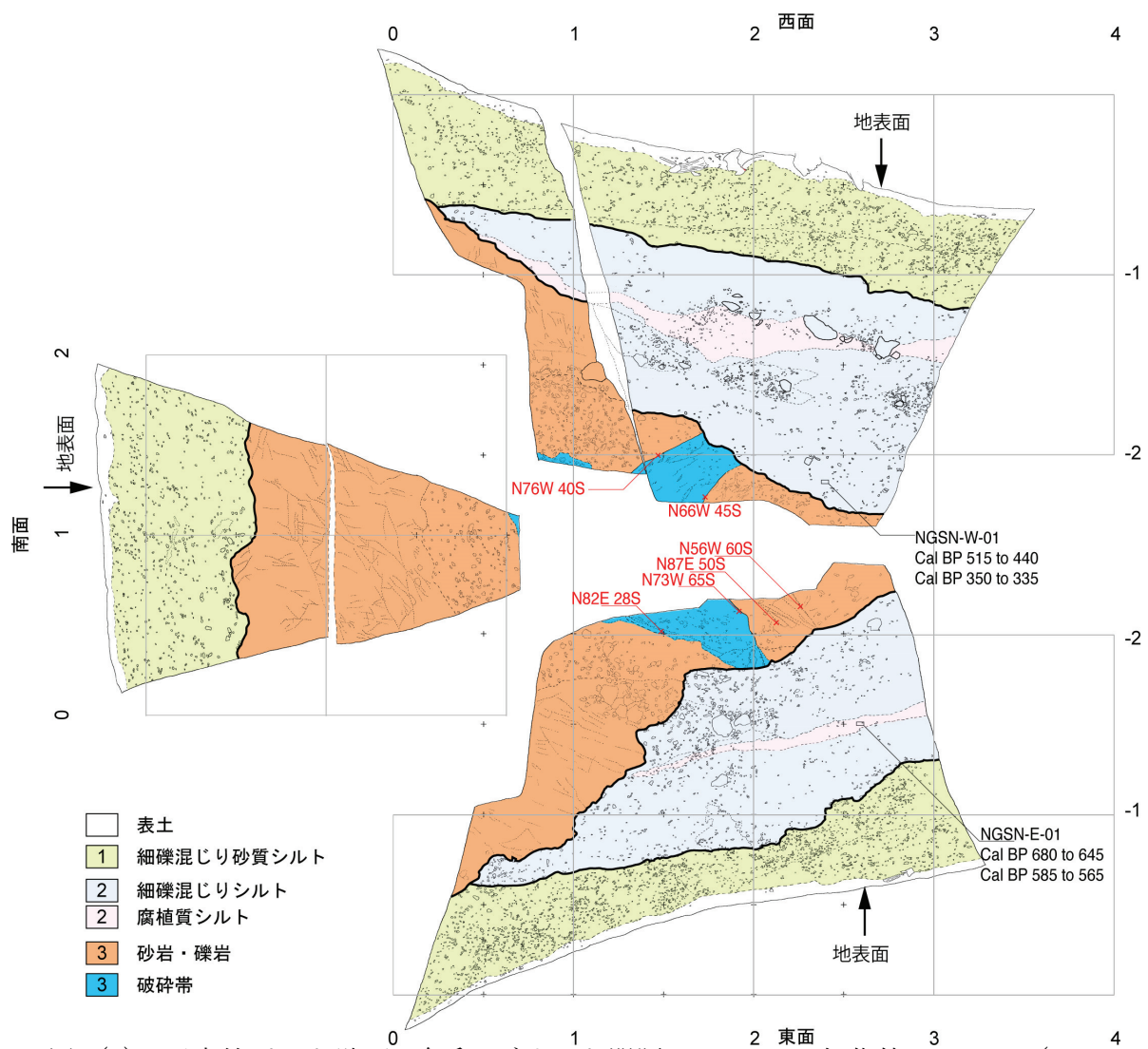


図 3(b) 下直竹ピット壁面の解釈。グリッド間隔は 1 m。14C 年代値は Cal BP (2 sigma) である。

(a)



(b)

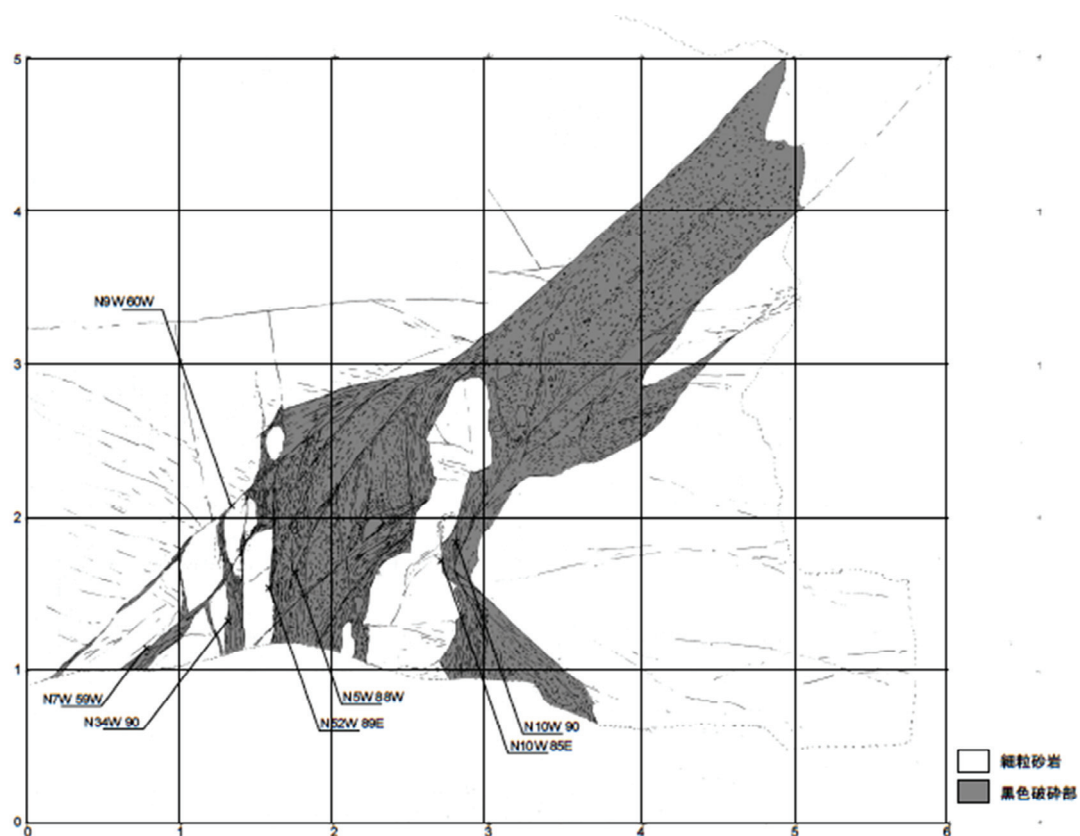


図 4(a) 飯能市・山王峠、線状地形附近の断層露頭の写真。(b) 断層露頭のスケッチ。

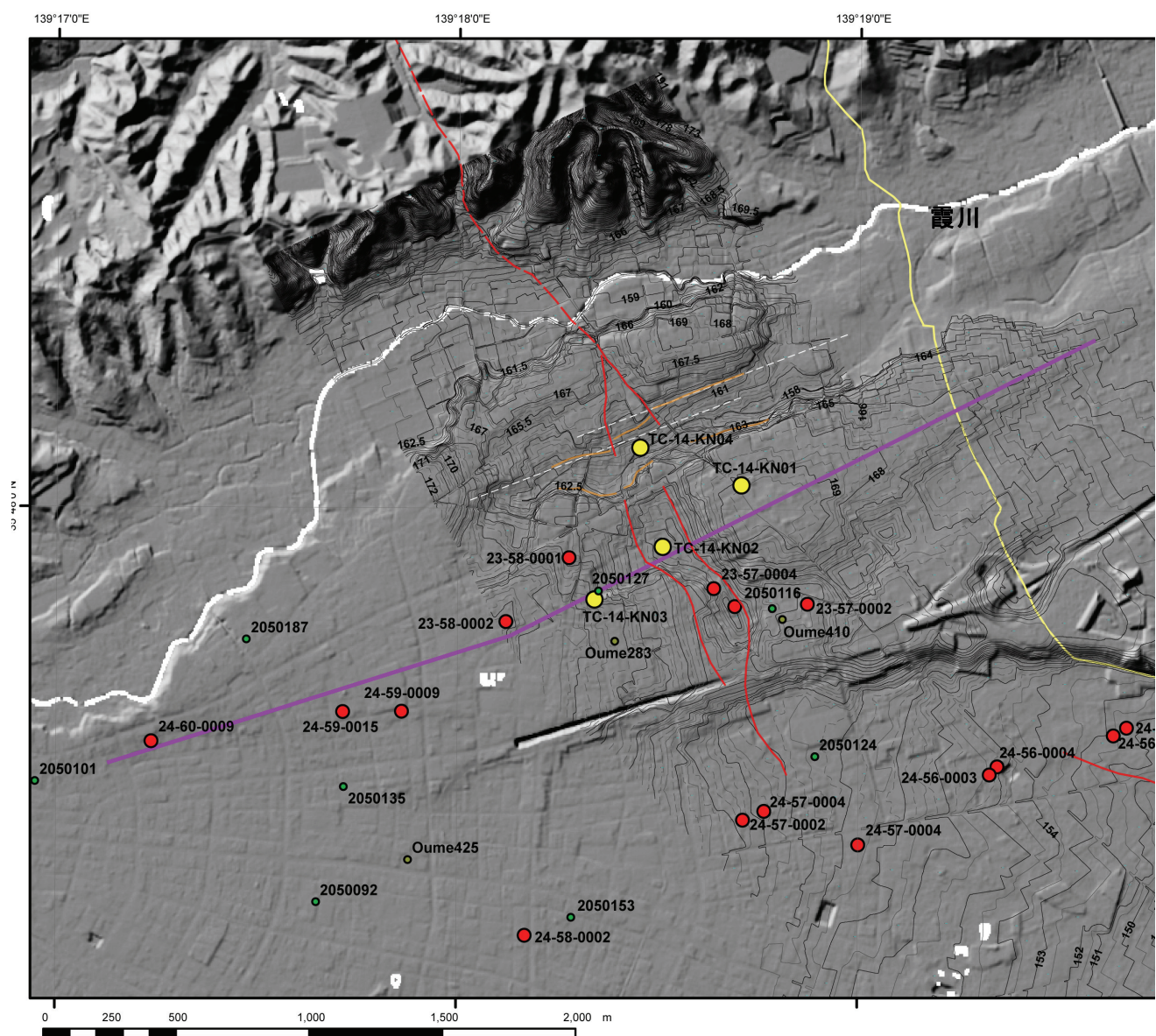


図 5 米軍撮影の大縮尺写真の航測図化によって復元された金子台地区の等高線図。数値は標高(m)を表す。紫線は図 6 の地形・地質断面図の位置を示す。赤線は本研究で推定した断層線の位置。

赤丸と緑丸は既存ボーリングの位置、黄色の丸は本研究で掘削したボーリングの位置。オレンジ線は霞川支流の谷壁斜面基部。その一般走向（白破線）から、断層線を境にして谷壁斜面基部に約 85 m の左横ずれが認められる。

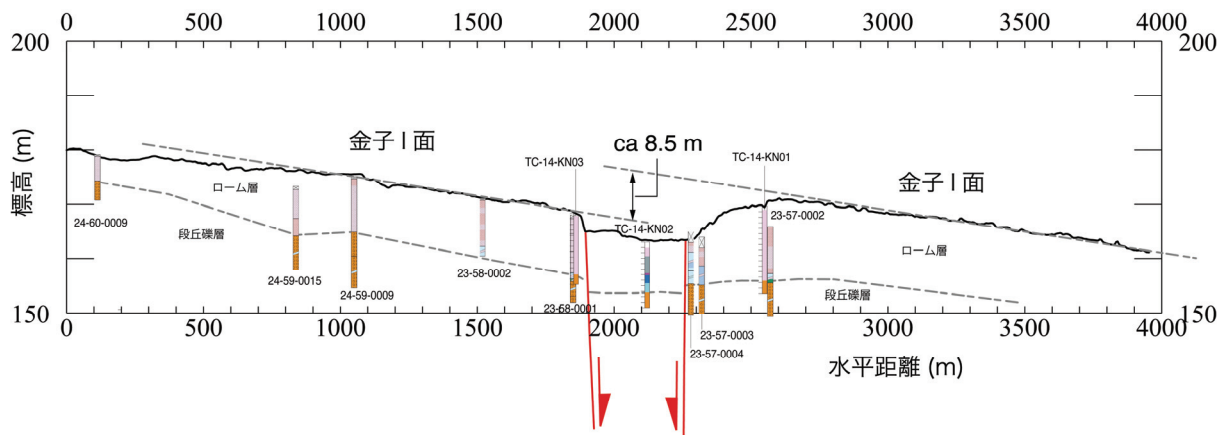


図 6 金子台地区の地形・地質断面図。断面図の位置は図 5 の紫色の線で示す。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の 5 mDEM を使用した。ローム層のうちピンク色は風成火山灰層を、水色の部分は火山灰質シルトを示す。

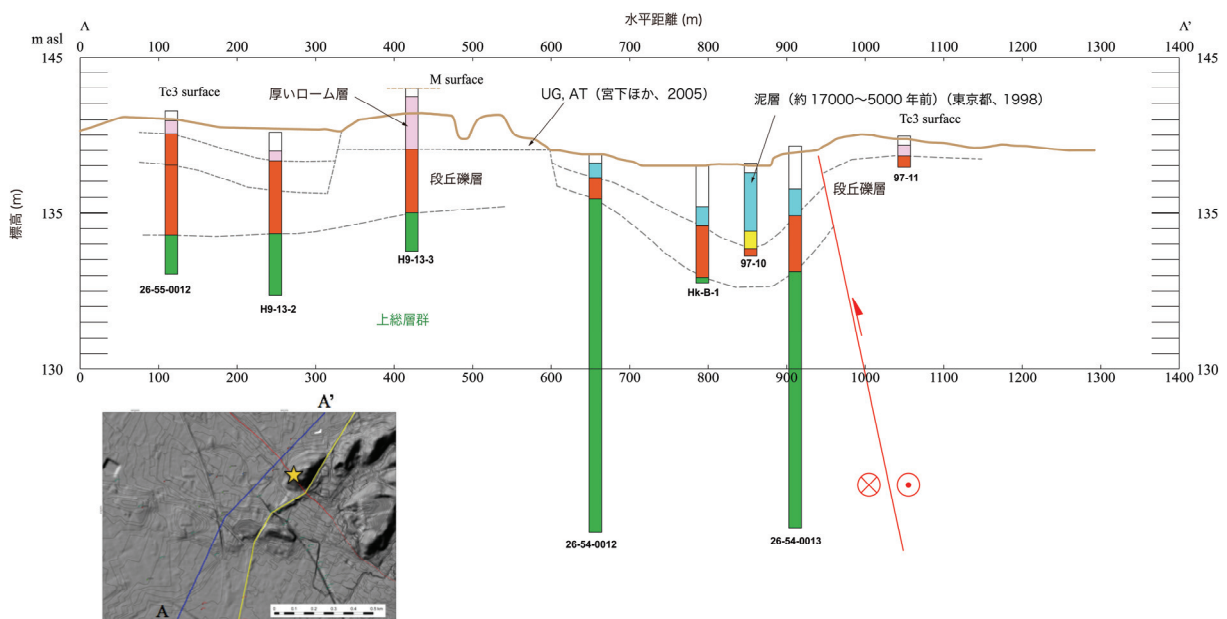


図 7 箱根ヶ崎台地区の地形・地質断面図。断面図の位置はインセットの青色の線で示す。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の 5 mDEM を使用した

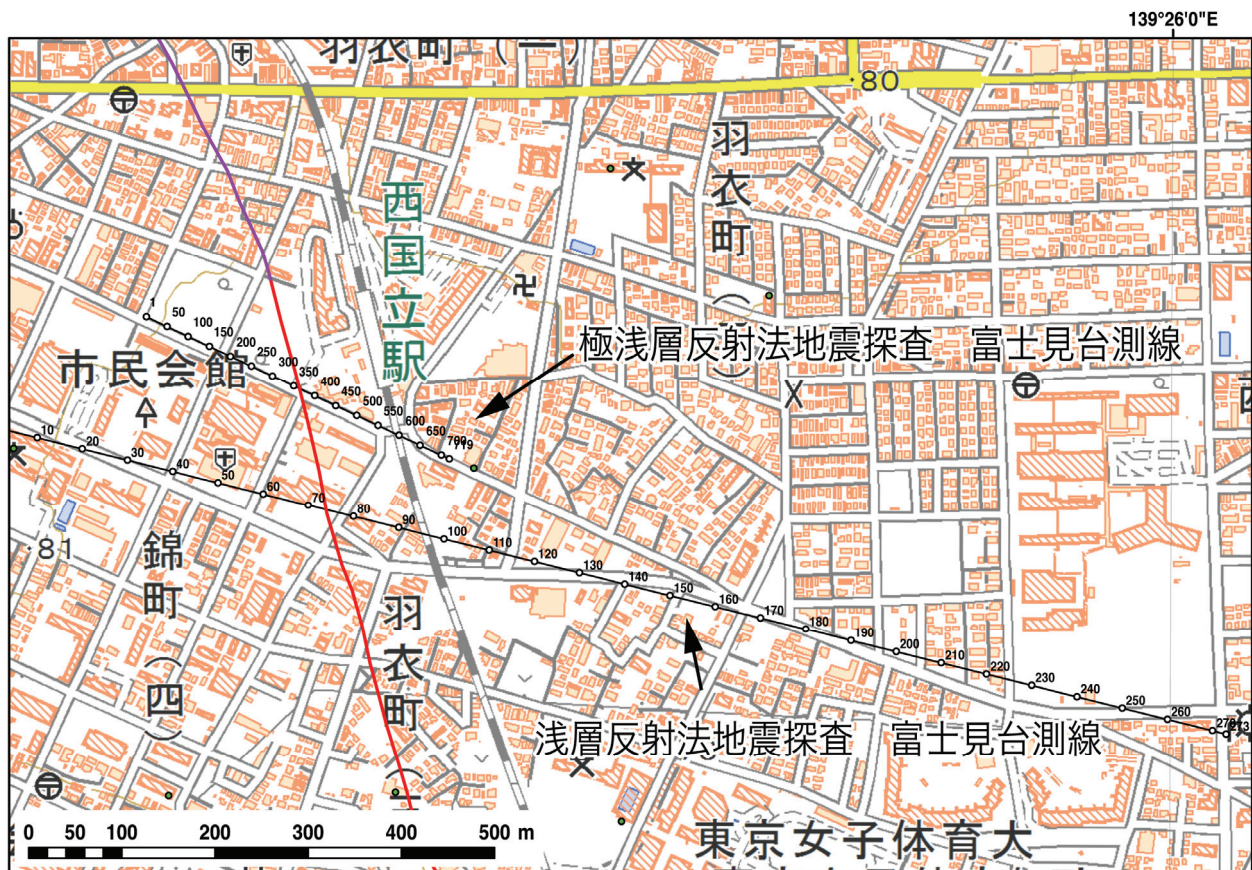


図8 極浅層反射法地震探査・富士見台測線の重合測線の位置図。浅層反射法探査は佐藤ほか(2014)による。数字はCMP番号を示す。赤線・紫線は中田・今泉編(2002)による立川断層の位置。

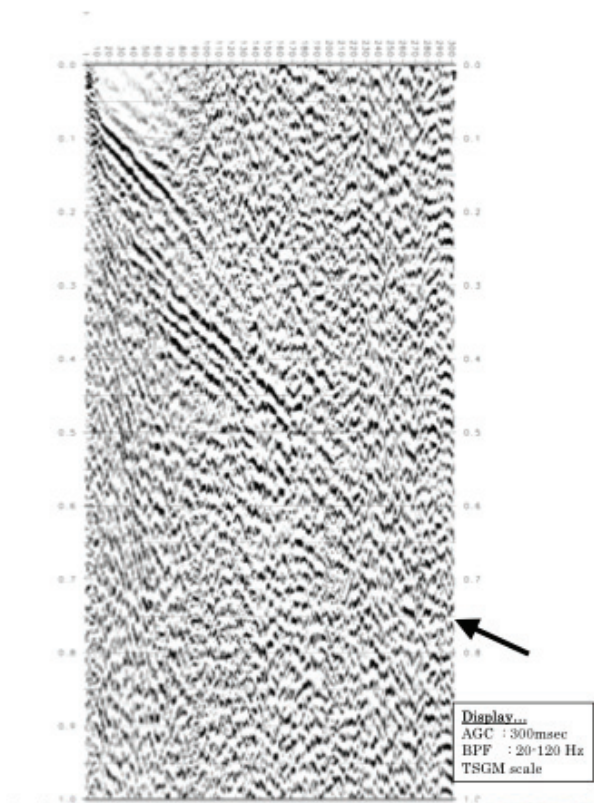


図9 VP1001におけるS波ショット記録。

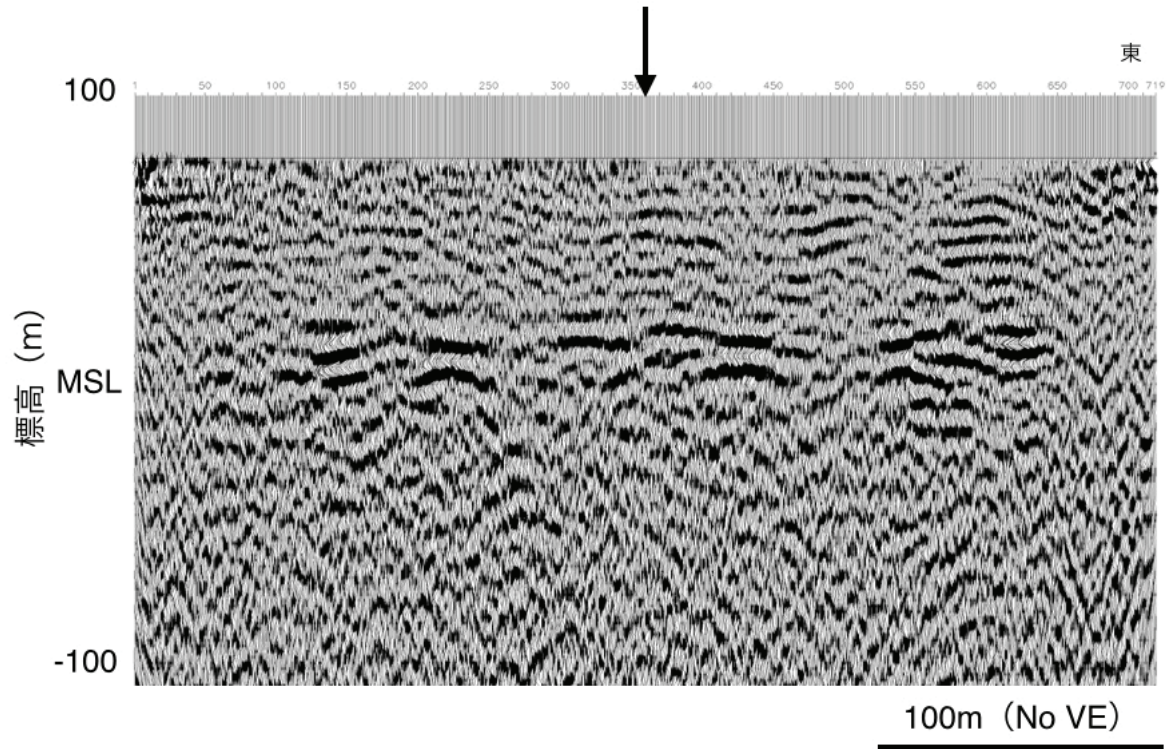


図 10 極浅層反射法地震探査 (P 波)・富士見台測線の深度断面図。黒矢印は中田・今泉編 (2002) による立川断層の変動崖の位置。

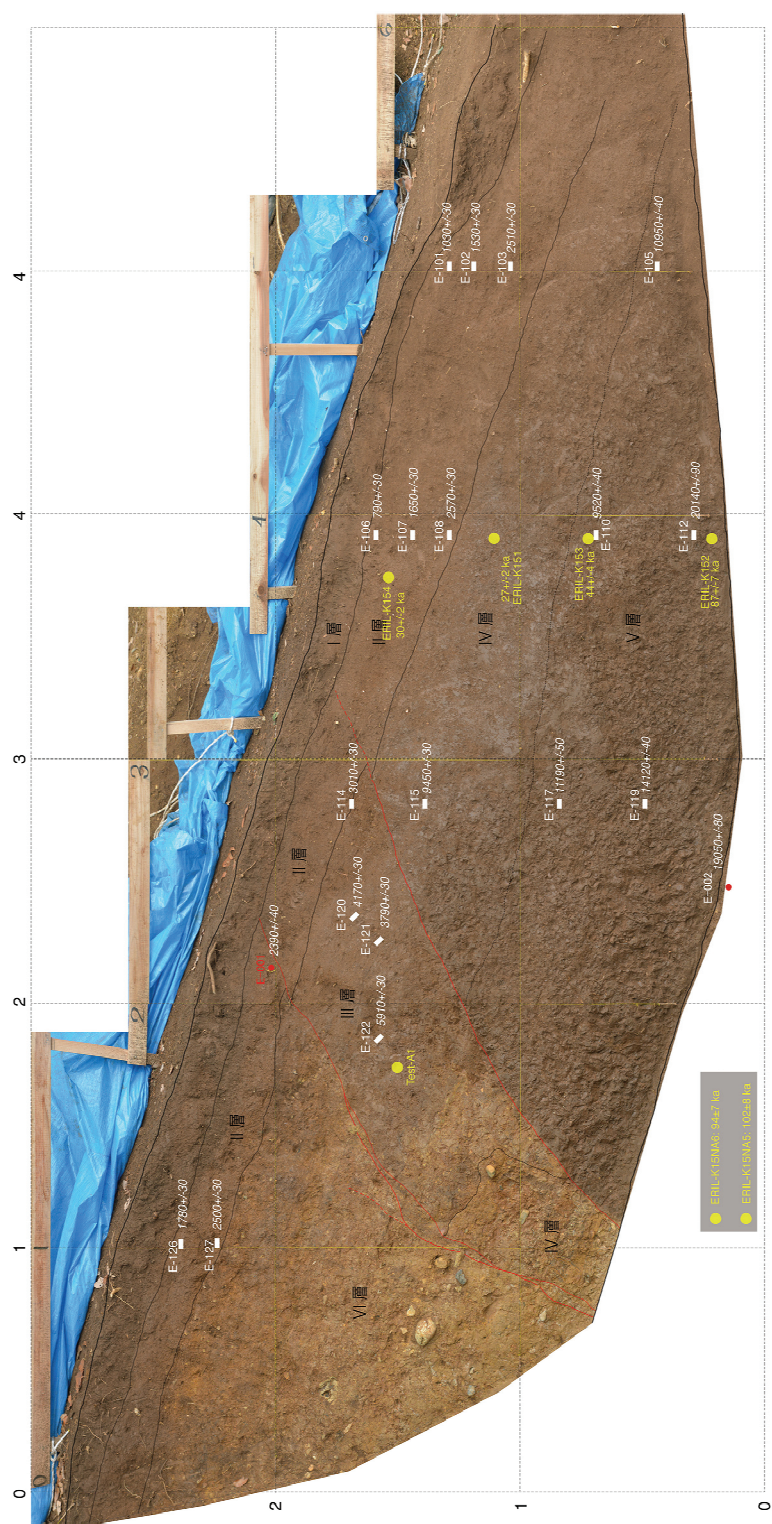


図 11 狭山神社ピット・東側壁面における OSL 年代測定の結果（黄色）。白色の数字は 14C 年代測定の結果を示す。

3.2.2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) オールコアボーリングによる青梅市金子台（河成面）の地下層序と年代推定
 - 2) 榎トレンチと同地点ボーリングコアから得た試料の OSL 年代
 - 3) 武蔵村山市榎における中期更新世礫層
 - 4) 立川市砂川地区周辺における河成面の形成年代
 - 5) 瑞穂町狭山神社ピットにおける火山灰調査
- (d) 結論
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公立大学法人首都大学東京 都市環境学部地理環境コース	教授	鈴木 毅彦

(c) 業務の目的

立川断層帯による下・上部更新統の累積変位量の解明・長期的な平均変位速度の算出・反射断面との対比などを目的として、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される真如苑プロジェクト用地（旧日産自動車工場跡地）周辺においてボーリング調査を実施し、指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比する。加えて、断層帯の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行う。また、3.2.1で行う掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

上記目的を達成するため、3 ヶ年の前半では反射法地震探査・トレンチ調査が実施される断層帯北半部にてボーリング調査とトレンチ調査に関わる火山灰分析を、後半では前半の調査結果を踏まえたボーリング調査を実施し、火山灰分析を行う。

1) 平成24年度：断層帯の累積変位量の解明・長期的な平均変位速度の算出・反射断面との対比などを目的として、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される真如苑プロジェクト用地（旧日産自動車工場跡地）周辺においてボーリング調査を実施し、指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比することにより、立川断層帯による中・上部更新統の累積変位量を明らかにした。加えて、断層帯の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行なった。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰の分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定した。

2) 平成25年度：前年度の調査結果を考慮して、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される地点周辺でボーリング調査を実施し、指標テフラを検出するとともに、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比し、立川断層帯による中・上部更新統の累積変位量を明らかにした。加えて、断層帯の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行なった。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰の分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定した。

3) 平成26年度：前年度までの調査結果を考慮して、反射法地震探査・トレンチ調査が実施された地点周辺でボーリング調査を実施し、指標テフラの検出と既存のコアにより明らかにされているテフラとの対比を行い、立川断層帯による中・上部更新統の累積変位量を明らかにした。加えて、断層帯の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期

更新世の段丘面の編年調査を行った。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰の分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定した。

(e) 平成 26 年度業務目的

立川断層帯による下・上部更新統の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的としてボーリング調査を実施し、指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比する。加えて、断層変位基準である後期更新世の段丘面の編年調査を行う。また、(2) (a)で行う掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。得られた結果に基づき、(2) (a)で行う断層帯の平均変位速度や累積変位量等の推定に資するデータを取りまとめる。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

断層帯の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、東京都青梅市内の 3 地点（いずれも河成段丘面である金子台上）でオールコアボーリング調査を実施した。掘削地点は断層帯想定位置を挟んで西側の相対的低下側で 1 地点、東側の相対的隆起側で 2 地点である。コアから礫層やテフラを検出し、地表に露出する礫層や既知のテフラとの対比を検討し、立川断層帯付近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に真如苑プロジェクト用地の榎トレンチ壁面およびボーリング掘削で得たオールコア中の礫層について OSL 年代測定を実施した。また、3.2.1 により真如苑プロジェクト用地であらたに実施されたボーリング調査をもとに地下の中期更新世礫層の深度を求め、これまでの成果とあわせて同用地地下における中期更新世礫層の深度分布を明らかにした。加えて、断層変位地形とされる地形周辺の地形面形成年代を明らかにするために、立川市砂川地区 2 地点において後期更新世段丘の編年調査（火山灰分析）を実施した。

(b) 業務の方法

平成 26 年 8 月 18 日～10 月 31 日を工期（現地作業は平成 26 年 8 月 18 日～平成 26 年 9 月 17 日）として、東京都青梅市内の 3 地点（いずれも河成段丘面である金子台上）において、延べ 41 m のオールコアを得るためのボーリングを実施した（図 1、2）。それぞれの地点は、青梅市大門 3 丁目 14-1（東京都立看護専門学校敷地内）（深度 0～12 m；以下、TC-14-1 とよぶ）、青梅市今井四丁目 2035 番 20（深度 0～15 m；以下、TC-14-2 とよぶ）、青梅市今井四丁目 1455 番 1（深度 0～14 m；以下、TC-14-3 とよぶ）である。いずれも掘削径 $\phi 86$ mm（コア径 68 mm 以上）である。掘削業務の担当業者は株式会社サンコアである。これら 3 本のコアの観察は首都大学東京にて実施し、堆積物の記載、テフラ試料を採取した。とくに肉眼で視認できないテフラを検出するため、被覆層（ローム層）下部は連続的（5 cm 毎）に試料を採取した。また、平成 25 年度に真如苑プロジェクト用地の榎トレンチ壁面およびボーリング掘削で得たオールコア中の礫層について OSL 年代測定を実施した。さらに、3.2.1 により、青梅市藤橋付近で実施された群列ボーリング

掘削によるオールコア (TC-14-KN01 : 16 m、TC-14-KN02 : 12 m、TC-14-KN03 : 13 m、TC-14-KN04 : 9 m)、真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリング調査で得られたオールコア (TC-14-EN01 : 深度 0~35 m)、立川市砂川地区 2 地点で実施し得られた打ち込み試料 (ローム層) (TC-14-SG01 : 2.5 m、TC-14-SG02 : 2.2 m) の観察を首都大学東京にて実施した。火山灰分析は、株式会社火山灰考古学研究所に依頼し、記載岩石学的特徴を明らかにした。

(c) 業務の成果

1) オールコアボーリングによる青梅市金子台 (河成面) の地下層序と年代推定

今回断層帯北部の青梅市内において実施したボーリング調査の 3 地点は、いずれも武蔵野台地北西部に位置する金子台 (図 1) とよばれる河成段丘 (多摩川の旧扇状地) 面上に位置する。金子台は、段丘構成層を覆うローム層下部に箱根火山起源の三色アイステフラ (SIP ; 町田, 1971) を含む所沢台とともに、最終間氷期最盛期 (海洋酸素同位体ステージ MIS 5e) に形成された下末吉面に対比されていた (貝塚, 1979)。しかし近年では SIP と段丘構成層の間に存在するローム層の層厚 (1~1.5 m) などを根拠に MIS 6 の地形面である可能性が指摘されている (貝塚ほか, 2000 ; 植木・酒井, 2007 など)。

3 地点は、予想される断層帯位置から約 1,300 m 西南西側 (沈降側) の 1 地点 (TC-14-1 ; 標高 174.15 m)、また 400~500 m 東南東側 (隆起側) の 2 地点 (TC-14-2 ; 標高 167.88 m、TC-14-3 ; 標高 170.05 m) である (図 2、3)。ところで TC-14-2 と TC-14-3 の 2 地点の間には比高数 m の小崖があり後者の標高が約 2 m 高い。この小崖地形は金子台の最大傾斜方向である北東方向に続き、同面を 2 つに細分する。したがって本稿では従来の金子台を金子 I 面と金子 II 面に細区分する。なお沈降側にあたる TC-14-1 地点付近では小崖地形が不明瞭であるが、後述の火山灰分析結果から本地点付近の地形面は金子 II 面と考えられる。

3 地点で得たコアの柱状図を図 4 に示す。TC-14-3 (金子 I 面) と TC-14-2 (金子 II 面) では深度約 12 m 以深で亜円礫層、TC-14-1 (金子 I 面) では深度約 9.5 m 以深で亜円礫層 (上部は砂まじり) からなる。3 地点とも亜円礫層はローム層に覆われる。ローム層最上部は数 10 cm 程度の黒土からなるほかは、全体的に褐色~黄褐色の火山灰土が卓越する (図 4)。肉眼で確認できるテフラは、深度 2~3 m 付近に粒径数 mm 程度のスコリア~橙色軽石の集中帯、深度約 5 m 付近に粒径数 mm 程度の橙色軽石の集中帯、深度 8~9 m 付近に層厚 8~10 cm のオリーブ色火山灰層 (TC-14-2 と TC-14-3 のみ)、深度 9~10 m 付近に粒径数 mm 程度の橙色軽石の集中帯 (TC-14-2 と TC-14-3 のみ) である。このうち黄土色火山灰層は層をなすが、他は軽石が散在する。植木・酒井 (2007) による既存研究の総括と岩相・鉱物組合せなどからみて、上位から箱根中央火口丘 5 テフラ (Hk-CC5 ; 町田・新井, 2003)、箱根東京テフラ (Hk-TP ; 町田・新井, 2003)、御岳第 1 テフラ (On-Pm 1 ; 町田・新井, 2003)、SIP に相当する。

地形面の離水年代を正確に決定するため、おおむね SIP 以下のローム層 (フラッドロームを含む) を連続採取して鉱物組合せを把握した。とくに最近、金子台 (TC-14-2 の南西約 150 m 付近) や同時代とされている所沢台にてカミングトン閃石を含むテフラがクリプトテフラ (肉眼で確認が困難なテフラ) としてローム層最下部で検出されている (寺口ほ

か、2014)。そこでカミングトン閃石に着目し、その検出が確認された層準ではカミングトン閃石・ホルンブレンドの屈折率測定を実施して既知のテフラとの対比を検討した。その結果、3本のコアの段丘被覆層最下部付近からカミングトン閃石が検出でき、これらをクリプトテフラとして認定するほか、TC-14-3ではクリプトテフラ検出層準の約1 m上位にカミングトン閃石含有細粒火山灰層の薄層を見出した（寺口・鈴木，2015）。

TC-14-3（金子Ⅰ面）から検出した細粒火山灰層およびクリプトテフラのカミングトン閃石の屈折率は、それぞれ飯縄西山テフラ（Iz-NY；早津・新井，1980）と大山火山（山陰）起源のhpm1テフラ（hpm1；岡田ほか，1990）に類似する（図5）。このことから金子Ⅰ面にはIz-NYとhpm1が分離した状態で段丘被覆層最下部付近に挟在することが確認された。これに対し、TC-14-1およびTC-14-2（金子Ⅱ面）から検出したカミングトン閃石の屈折率は幅広いレンジを示し、それらはIz-NYとhpm1を合わせた値と類似する（図5）。これらのことから金子Ⅰ面の段丘被覆層最下部付近から検出したカミングトン閃石はIz-NYおよびhpm1由来のものが混交したものと考えられる。金子Ⅰ面でのこの結果は、TC-14-2近傍の金子Ⅱ面と所沢台における寺口ほか（2014）による調査結果とほぼ同じである。寺口ほか（2014）ではIz-NYとhpm1の他に飯縄上樽cテフラ（Iz-KT c；早津・新井，1980）の混合物の可能性を示唆しているが、同テフラの分布からその可能性は低く、本稿ではIz-NYとhpm1の混交と考える。

Iz-NYの噴出年代は先行研究で報告されている年代値（鈴木ほか，1998；中里・中澤，2007；納谷・安原，2014）から約180 ka（MIS 7/6移行期～MIS 7.1），hpm1の噴出年代は同テフラやそれに対比されるテフラの年代値（木村ほか，1999；寺平，2000；長橋ほか，2004）から約210 ka（MIS 7.3）と考えられる。これらの噴出年代からみると金子Ⅰ面の離水は約210 ka（MIS 7.3）である。2テフラが混合して産出する金子Ⅱ面ではおそらく離水直後に洪水時などに伴う再堆積によりhpm1を取りこむ一方でIz-NYの降灰を受けたと考え、その時期を約180 ka（MIS 7.1～MIS 7/6移行期）と推定した。以上より、従来MIS 6に形成された地形面と解釈されていた金子台は2面に区分され、いずれもより古いMIS 7に形成された地形面であると考えられる。

金子Ⅰ面、金子Ⅱ面を変位させた立川断層帯の鉛直成分の平均変位速度は、従来0.05～0.06 m/kyとされていた（山崎，2006）。これは同地形面の受けた垂直変位量が6～8 m、離水年代を130 kaとして求められたものであり、本研究で得られた金子Ⅰ・Ⅱ面の離水年代に基づいて計算すると0.03～0.04 m/kyとなり、従来の推定値の3分の2程度になる。

2) 榎トレンチと同地点ボーリングコアから得た試料のOSL年代

平成25年度に実施した真如苑プロジェクト用地での榎トレンチ調査およびボーリング掘削で得たオールコアの観察により、上総層群と立川ローム層間の礫層は3層準に細分できる（図6）ことは既に報告した（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）。トレンチに露出する礫層は4層とよばれ（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2013）、立川礫層とされたものである。本層は4a層、4b層に細分でき、このうち4b層はTC-12-1コア上部の礫層上部（深度4.44 mまで）に続く。その下位はTC-12-1コアの深度28.80 mまで風化礫からなる礫層が続くが、これを4c層とよぶ。

これらの礫層の堆積年代を求めるため、上位から 4a 層で 2 層準（ロームブロックの上を OSL-5、下を OSL-3 とよぶ）、4b 層下部で 1 層準（OSL-1）、4c 層中部で 1 層準（OSL-2）において OSL 年代測定が実施された（林崎・鈴木，2015）。得られた OSL 年代は、それぞれ 22.7 ± 2.4 ka、 30.3 ± 3.1 ka、 65.4 ± 8.2 ka、 235.7 ± 25.7 ka であり層位的には矛盾しない（図 6）。

榎トレンチ付近の地形面は従来 Tc2 面に区分されており（山崎，1978）、Tc2 面構成層の堆積終了年代は始良カルデラ起源の始良 Tn テフラ（AT：約 30 ka：町田・新井，2003；Smith et al., 2013）の降灰以降とされている。4a 層上部の年代値（OSL-5； 22.7 ± 2.4 ka）はこれと矛盾しないが、一方で OSL-5 採取地点の脇（図 7、SC-5 (S)）で段丘構成層直上のローム層中に AT 起源の火山ガラスが検出されており（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）、同地点は Tc1 面であり礫層堆積終了直後に AT が降灰したと考えられ、その年代は 30 ka となる。この解釈では OSL-5 の年代値は有意に若い。しかし 4) で述べるように榎トレンチ壁面で採取したローム層の連続試料分析による火山ガラス（AT 起源と考えられるバブル型火山ガラス）の含有率は 5 % 以下であり（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）、後述の立川市砂川地区 2 地点（19～30 %）に比べて有意に小さい。このため AT 降灰が礫層堆積終了直後という解釈に不確実性を残す。

4a 層下部の年代値（OSL-3； 30.3 ± 3.1 ka）については同地点が Tc2 面でも Tc1 面でも矛盾はない。4b 層下部の年代値（OSL-1； 65.4 ± 8.2 ka）と 4c 層中部の年代値（OSL-2； 235.7 ± 25.7 ka）もとくにこれまでの解釈と矛盾するものではない。なお、4c 層はこれまで漠然と「豊岡礫層」とよばれてきた（真如苑，2007）が、本来の豊岡礫層（豊岡層）の堆積年代は MIS 17.3 ～16.2（Suzuki，2008）、すなわち 70～63 万年前頃であるのでこの名称は適当ではない。従来の研究（寿円・奥村，1970；植木・酒井，2007 など）で示された分布からすれば本礫層は青梅砂礫層（または青梅層）とすべき堆積物である。

3) 武蔵村山市榎における中期更新世礫層

真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリング調査（3.2.1 によるもの）で得られたオールコア（TC-14-EN01、深度 0～35 m）をもとに、昨年度に引き続き同地域地下の中期更新世礫層の深度を求め、これまでの成果とあわせて中期更新世礫層の深度分布を明らかにした。掘削地点は平成 24 年度掘削地点（TC-12-1）と平成 25 年度掘削地点（TC-13-1）のほぼ北東側延長線上に位置する標高 109.747 m 地点である（図 8）。コア観察の結果、地表から深度 26.95～27.00 m 付近までが垂円礫層、その下位は不整合を挟み最深部 35 m まで砂・シルト層からなる（図 9）。周辺域のこれまでの調査から垂円礫層が段丘構成層・中期更新世礫層（前節での青梅砂礫層）に相当し、下位層が上総層群にあたる。すなわち中期更新世礫層の基底は標高 82.80～82.75 m であり、TC-13-1 での標高（80.88 m）や H16-1 地点での標高（82.04 m、真如苑，2007）と類似した値を示す。昨年度同様に TC-12-1 地点（従来の想定断層帯位置の西側）の礫層基底高度と比較して東側が揃って高い傾向が認められた。段丘構成層と中期更新世礫層の境界は明瞭でなく、位置を特定できなかった。また表層部にはローム層が確認できず礫層からなるため、表層付近は盛土と考えられるが、その基底位置も特定できなかった。

4) 立川市砂川地区周辺における河成面の形成年代

立川市街地から北西方向にのびる立川断層帯とされる緩やかな崖地形が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致する可能性（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）があるため、周辺域の地形面形成年代に関するデータを収集する必要がある。このため 3.2.1 により立川市砂川地区 2 地点で打ち込み試料（ローム層）（TC-14-SG01:2.5 m、TC-14-SG02:2.2 m）が得られ、地形面の形成年代を検討した。試料採取地点はいずれも山崎（1978）や久保・小山（2010）で Tc2 面とされた場所であり、立川断層帯推定位置を挟む東側と西側である（図 1，10）。いずれの試料も表層部の 10 cm 分を除き最深部まで 10 cm 区間毎に連続的試料を分析し、火山ガラスの含有率をもとめた。具体的な方法は 0.25～0.063 mm の粒子を対象に分析したものであり、火山ガラスの割合は、チタン磁鉄鉱と一部の斜方輝石など磁性を帯びた鉱物を除去した後に 100 粒子中に含まれる火山ガラスの個数から求めた（表 1）。その結果、両地点の最深部付近（TC-14-SG02 では砂礫層の頂部から約 15 cm 上位より上）の 40 cm 程度の部分では火山ガラス含有率は 10～30 % 程度であることが判明した。最も高い区間でそれぞれ 30 %（TC-14-SG01）、19 %（TC-14-SG02）の火山ガラスの濃集帯が確認された。いずれもバブル型火山ガラスが多くを占めており、両地点で測定したそれらの屈折率（表 1）からみて AT に由来すること確実である。火山ガラス含有率からはローム層中の当該層準は AT の降灰層準と考えられ、従来からの編年からいえば両地点は Tc1 面と解釈できる。

久保・小山（2010）は本地点一帯を Tc2 面と区分し、立川市街地付近で立川断層帯が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致するとした。これに対して昨年度、立川市街地～本地域間の立川断層帯が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致する可能性があることを指摘した（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）。今回の結果は、対象とした立川市砂川地区 2 地点が山崎（1978）や久保・小山（2010）で区分された Tc2 面ではなく、Tc1 面であることを示す。また 2 地点間に存在する立川断層帯とされる緩やかな崖地形は、Tc1 面と Tc2 面の境界に一致するという仮説とは合わず、Tc1 面／Tc2 面境界は崖地形よりもさらに西側に存在する可能性がある（図 1）。崖地形自体が段丘崖、すなわち侵食崖である場合、2 地点における離水層準が異なると考えられる。しかし今回の調査では両地点が AT に覆われることは確かめられたが、TC-14-SG01 における AT と段丘構成層間のローム層の層厚が不明であるので、離水層準に違いがあるのか否かは確かめられなかった。この点は今後の課題として残される。

5) 瑞穂町狭山神社ピットにおける火山灰調査

立川断層北部の変位様式や活動性を明らかにする目的で、平成 25 年度、東京都西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎地区、狭山神社南東側の斜面中腹部においてピット掘削調査が実施され、断層が報告されている。また壁面にあらわれた堆積物に対して多数の放射性炭素年代測定が実施され、完新世を示す年代が得られている（石山ほか，2014；文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014）。その年代をクロスチェックするため、東側の壁面に露出した暗茶褐色のローム層状の斜面堆積物に対して壁面沿いに約 10 cm 区間毎に連続試料（21 層準；A～U）を採取し（図 11）、火山灰分析を実施した。これらについて

火山ガラスの有無を検鏡により明らかにし、必要に応じて火山ガラスの屈折率を測定した（表 2）。対象とした堆積物は文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所（2014）の I・II・IV・V 層に相当し、断層の変形を避けるように断層下盤側において試料採取位置を定めた。

分析結果は表 2 に示すように各層準とも火山ガラスはほぼ含まないか、極微量含むにすぎない。したがって特定のテフラの降灰層準は検出できなかった。なお、G・H・K・L においては極微量に火山ガラスを含む。しかしそれらの形態と屈折率はばらつくことから複数のテフラの火山ガラスが混入した可能性が考えられる。形態と屈折率からは火山ガラスは AT や UG に由来する可能性が考えられ、斜面堆積物の年代が両テフラの年代よりも若いことを示唆し、完新世を示す放射性炭素年代測定結果（石山ほか, 2014）と矛盾しない。

(d) 結論

以下、平成 26 年度の調査結果を項目毎に記す。

1) 青梅市内の金子台（河成段丘）において実施した 3 地点ボーリングコア（TC-14-1～TC-14-3）を用い、立川断層帯北部において変位を受けた地形面の形成年代を高精度火山灰編年調査により検討した。従来 MIS 6 に形成されたと考えられていた金子台は 2 面に区分され、いずれもより古い MIS 7 に形成された地形面と考えられる。立川断層帯北部の鉛直成分の平均変位速度は従来 0.05～0.06 m/ky とされていたが、0.03～0.04 m/ky となり従来の推定値の 3 分の 2 程度となる。

2) 真如苑プロジェクト用地で上総層群と立川ローム層の間に識別されていた 3 層準の礫層（4a 層、4b 層、4c 層）について OSL 年代測定を実施した。上位から、4a 層で 2 層準、4b 層下部で 1 層準、4c 層中部で 1 層準の OSL 年代が得られ、それぞれ 22.7 ± 2.4 ka、 30.3 ± 3.1 ka、 65.4 ± 8.2 ka、 235.7 ± 25.7 ka であった。層位的に矛盾しないが 22.7 ± 2.4 ka の年代値は同地点が Tc1 面であり礫層堆積終了直後に AT が降灰したと解釈すると有意に若い。しかし AT の含有率が AT 降灰層準認定に不確実性があり、その場合はとくに矛盾しない。また 235.7 ± 25.7 ka の年代値は、同地域地下で豊岡礫層とよばれてきたものを青梅層（または青梅砂礫層）とすることを意味する。

3) 真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリング調査（TC-14-EN01）で得られたオールコアをもとに、同地域地下の中期更新世礫層の深度分布を明らかにした。掘削地点は TC-12-1 と TC-13-1 のほぼ北東側延長線上に位置し、中期更新世礫層基底は標高 82.80～82.75 m であった。これまで得られている標高と類似の結果が得られ、これまで同様に想定断層帯位置西側の礫層基底高度と比較して東側でそれらが揃って高い傾向が認められた。

4) 立川断層帯とされる地形が Tc1 面と Tc2 面の境界に相当する可能性を検討するため、地形面形成年代に関するデータを収集する必要がある。このため立川市砂川地区 2 地点（立川断層帯推定位置を挟む東側と西側であり、いずれも従来から Tc2 面とされた場所）で得た打ち込み試料（ローム層）の分析を実施した。両地点から最深部付近に AT の降灰層準が認められ、両地点はともに Tc1 面と解釈できる。

5) 狭山神社ピットにおける火山灰調査を実施した。特定のテフラの降灰層準は検出できなかったが、極微量の複数のテフラの火山ガラスが混入した可能性がある。それらは AT や UG に由来する可能性があり、ピット内の堆積物で得られた完新世を示す放射性炭素年

代測定結果と矛盾しない。

謝辞

東京都青梅市内の3地点で得たボーリングコアの観察・分析については、首都大学東京都市環境科学研究科大学院生（平成26年度）の寺口慧介氏に、また真如苑プロジェクト用地で得た試料のOSL年代測定には同大学院生の林崎涼氏の協力を得た。ここに記して厚く御礼申し上げます。

(e) 引用文献

- 林崎 涼・鈴木毅彦：光ルミネッセンス年代測定法による東京都西部における複数の扇状地礫層の堆積年代推定，日本地理学会発表要旨集，85，276，2015.
- 早津賢二・新井房夫：妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—示標テフラの記載および火山活動との関係—，地質学雑誌，86，243-263，1980.
- 石山達也・廣内大助・佐藤比呂志・鈴木毅彦・小林健太・郡谷順英・小俣雅志・柴田 剛：立川断層帯・狭山神社地点のピット調査，日本地球惑星科学2014年大会，SSS34-P10，2014.
- 寿円晋吾・奥村 清：武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形（演旨），地理学評論，43，104-106，1970.
- 岡田昭明・谷口恵・木下直美：模式地における大山最下部火山灰層中の強磁性鉱物の熱磁気特性，鳥取大教育研報，39，143-160，1990.
- 貝塚爽平：東京の自然史 増補第二版，紀伊国屋書店，239p，1979.
- 貝塚爽平・鈴木毅彦・小池一之：日本の地形4 関東・伊豆小笠原，東京大学出版会，349p，2000.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹：大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における意義，第四紀研究，38，145-155，1999.
- 久保純子・小山善雅：多摩川左岸における立川段丘面区分の再検討，早稲田大学教育学部学術研究（地理学・歴史学・社会科学編），58，2341，2010.
- 町田 洋：南関東のテフロクロノロジー(I) —下末吉期以降のテフラの起源及び層序年代について—，第四紀研究，10，1-20，1971.
- 町田 洋・新井房夫：新編火山灰アトラス，336p，東京大学出版会，2003.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所：立川断層帯における重点的な調査観測平成24年度成果報告書，79p，文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2013.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所：立川断層帯における重点的な調査観測平成25年度成果報告書，139p，文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所，2014.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎：近畿地方および八ヶ岳山麓にお

- ける過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年－EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成－, 第四紀研究, 43, 15-35, 2004.
- 中田 高・今泉俊文編: 活断層詳細デジタルマップ, 60p, DVD2 枚, 付図 1 葉, 東京大学出版会, 2002.
- 中里裕臣・中澤 努: 飯縄西山テフラの発見による関東平野北西部, 江南台地のテフロクロノロジー, 地質学雑誌, 113, 628-635, 2007.
- 納谷友規・安原正也: 鴻巣地域の地質. 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, 82p, 2014.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文: 都市圏活断層図「青梅」, 技術資料 D 1-No.333, 国土地理院, 1996.
- 真如苑: 村山境内地の地質補足調査業務 (H18 第二次地層補足ボーリング調査) 報告書, 真如苑, 50p, 2007.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., and Suigetsu: Project Members: Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific Pacific palaeoclimatic records for 150ka. *Quaternary Science Reviews*, 61, 121-137, 2013.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹: 関東・中部に分布する第四紀テフラのフィッシュン・トラック年代, 地学雑誌, 107, 348-367, 1998.
- Suzuki, T.: Analysis of titanomagnetite within weathered middle Pleistocene KMT tephra and its application for fluvial terrace chronology, Kanto Plain, central Japan, *Quaternary International*, 178, 119-127, 2008.
- Suzuki, T., Obara, M., Aoki, T., Murata, M., Kawashima, S., Kawai, M., Nakayama, T., and Tokizane, K.: Identification of Lower Pleistocene tephras under Tokyo and reconstruction of Quaternary crustal movements, Kanto Tectonic Basin, central Japan, *Quaternary International*, 246, 247-259, 2011.
- 寺口慧介・鈴木毅彦・中山俊雄: クリプトテフラを用いたテフロクロノロジーによる武蔵野台地北西部、金子台・所沢台の編年, 日本第四紀学会講演要旨集, 44, 181, 2014.
- 寺口慧介・鈴木毅彦: 武蔵野台地における中期更新世の河成段丘と立川断層帯の活動の再評価, 日本地理学会発表要旨集, 87, 126, 2015.
- 寺平 宏: 伊耶谷のテフラ－露頭記録を中心に, 伊那谷自然史論集, 1, 1-9, 2000.
- 植木岳雪・酒井 彰: 青梅地域の地質 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 189p, 2007.
- 山崎晴雄: 関東平野の地震地質－南関東の基盤断層と活断層の関係－, 月刊地球, 28, 8-16, 2006.
- 山崎晴雄: 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究, 16, 231-246, 1978.

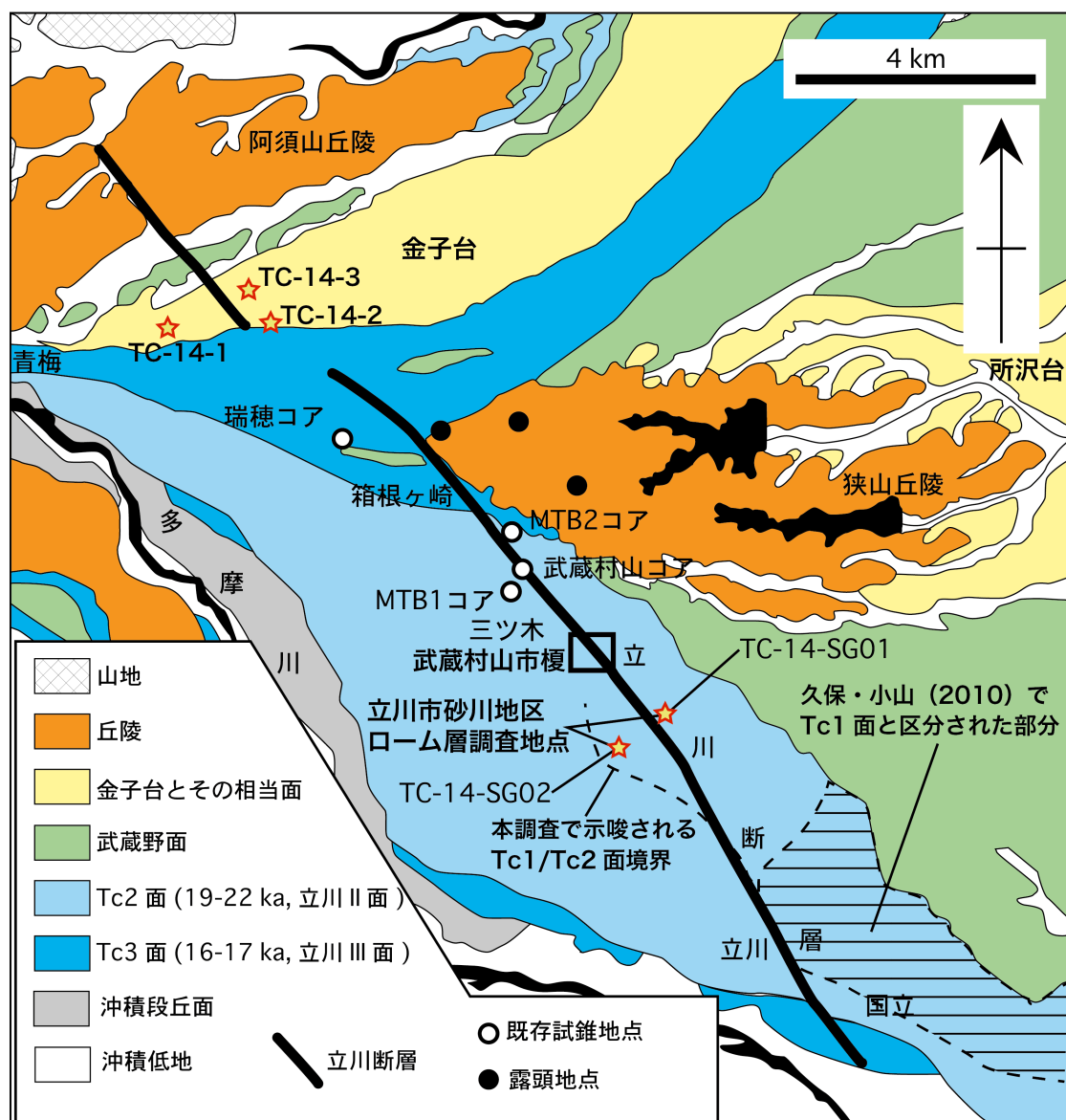


図1 武蔵野台地北西部の地形
山崎（1978，2006）、貝塚ほか（2000）、久保・小山（2010）などをもとに作成。

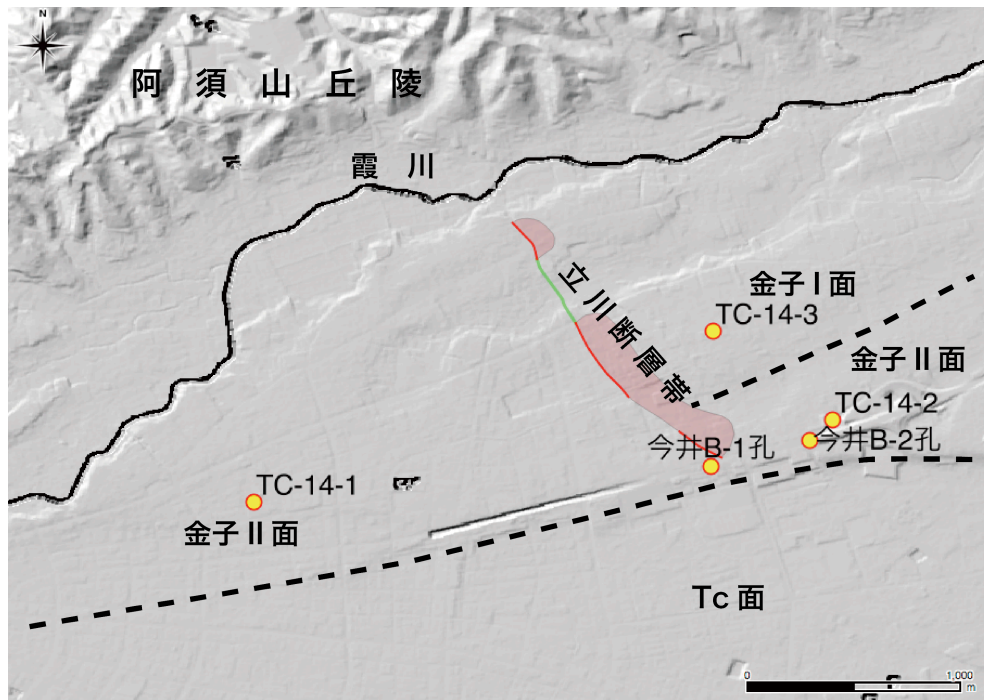


図 2 金子台付近の地形およびボーリング掘削地点の位置
赤線は中田・今泉（編）（2002）に基づく活断層の位置。

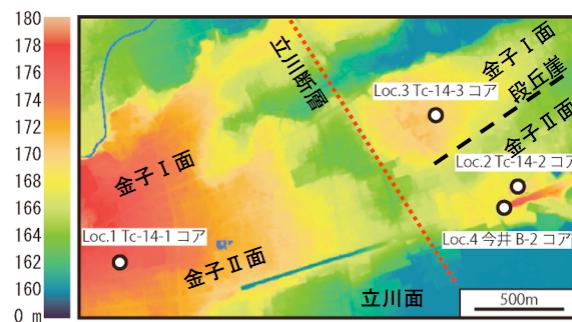


図 3 ボーリング掘削地点周辺の地形
図の左側のカラーチャートは標高を示す。

5 m メッシュ標高データ(国土地理院)
より作成。

寺口・鈴木（2015）の発表資料を加筆・修正。

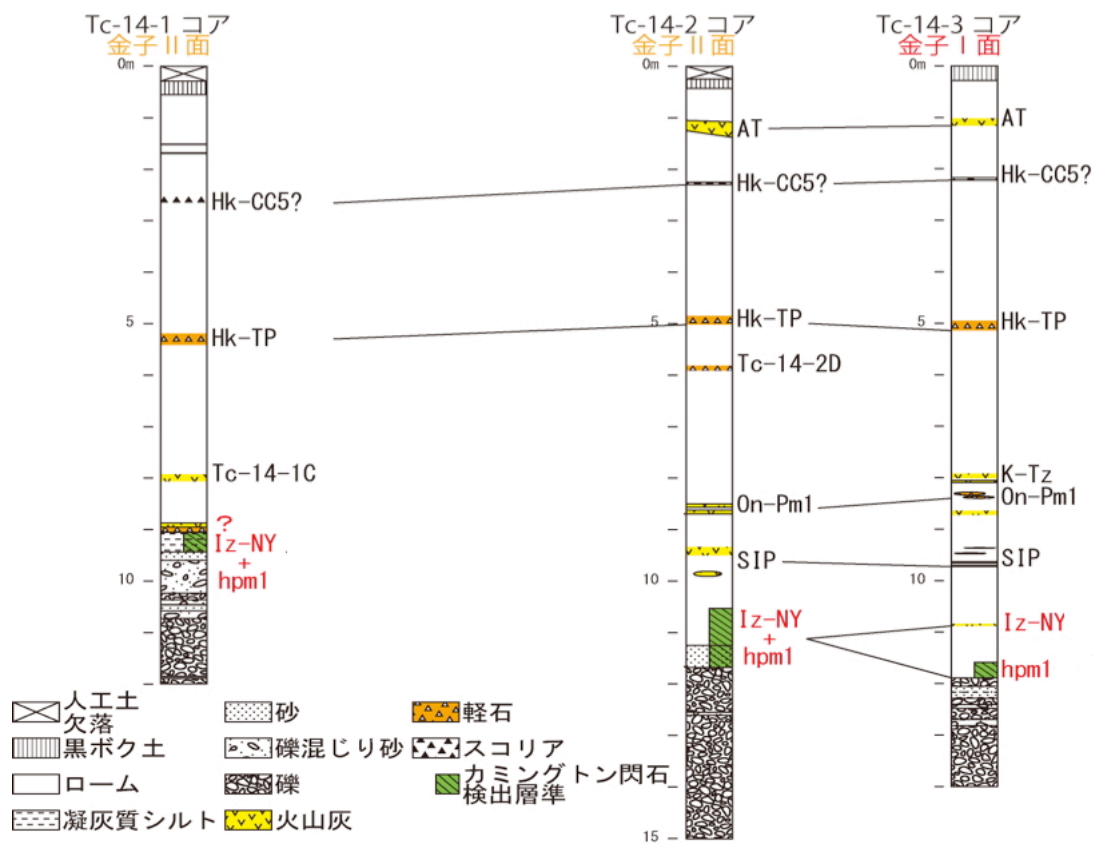


図 4 金子台、立川断層帯周辺のボーリング柱状図
寺口・鈴木（2015）の発表資料を加筆・修正。

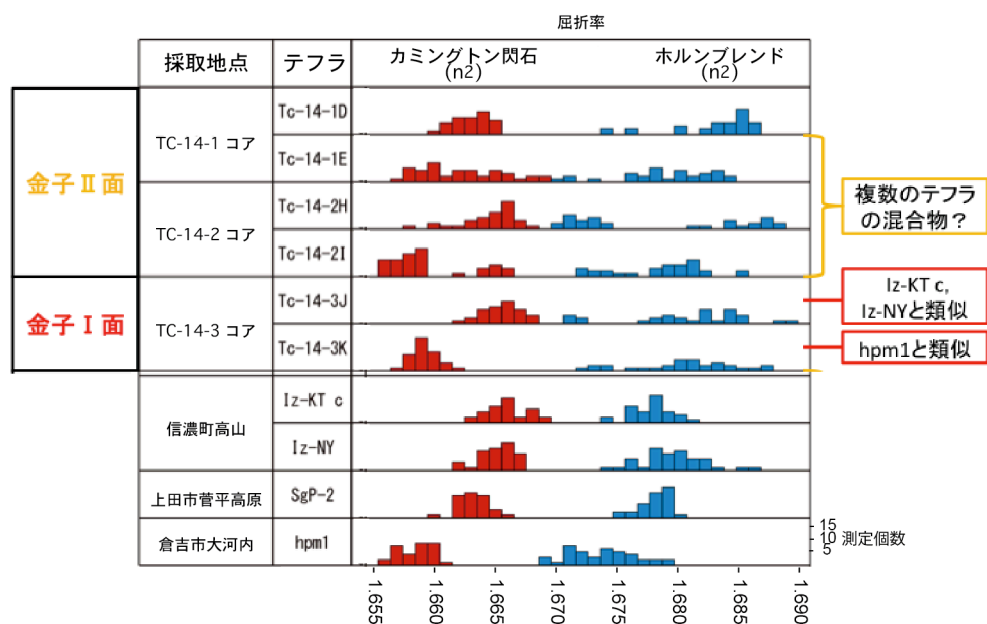


図 5 TC-14-1～TC-14-3 で検出されたカミングトン閃石・ホルンブレンドの屈折率
寺口・鈴木（2015）の発表資料を加筆・修正。

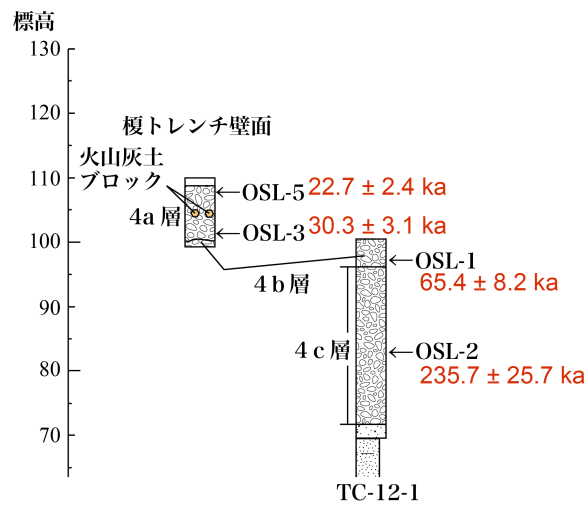


図 6 武蔵村山市榎における中期～後期更新世礫層の区分と OSL 年代
OSL 年代は林崎・鈴木（2015）による。

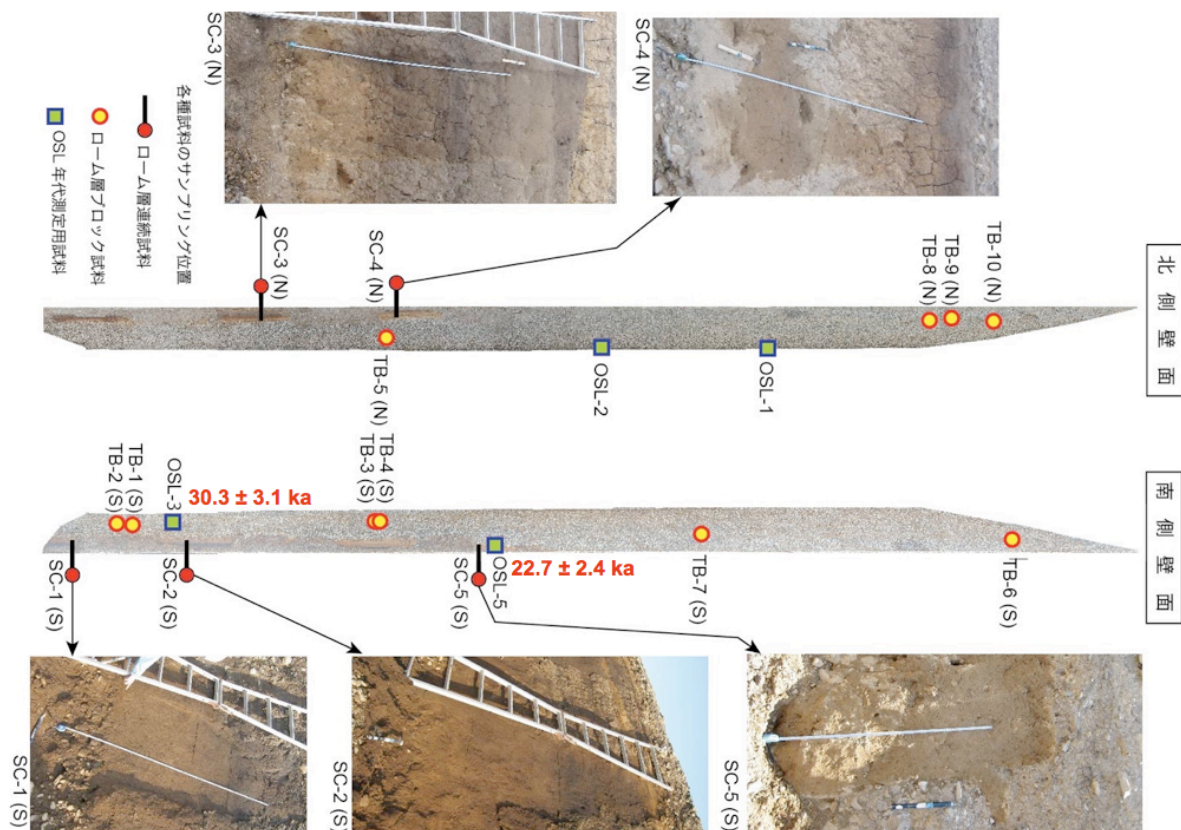


図 7 榎トレンチ見取図と OSL 年代
林崎・鈴木（2015）による。

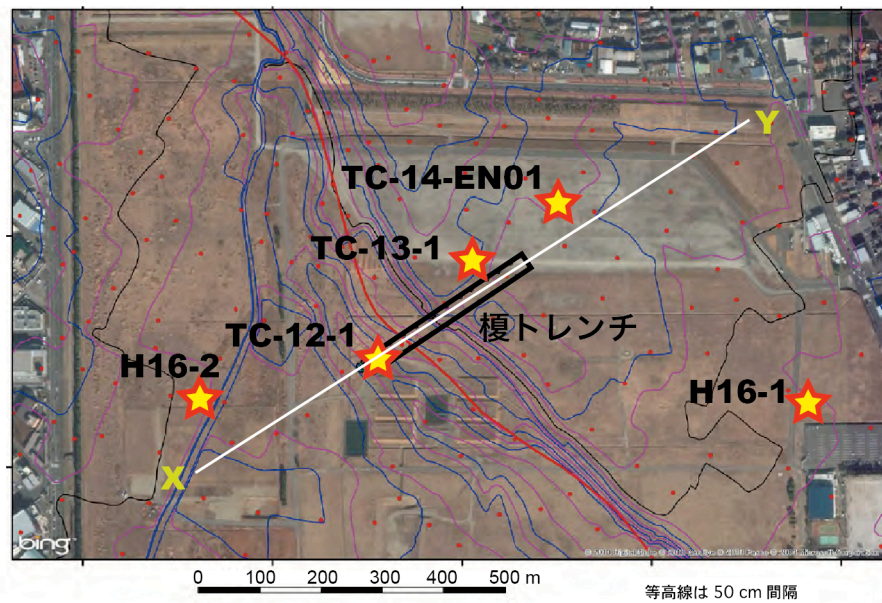


図 8 榎トレンチおよびボーリング掘削地点の位置

青線・ピンク線・黒線は 1956 年撮影米軍空中写真の航測図化により作成した等高線を示す。

赤線は中田・今泉（編）（2002）に基づく活断層の位置。

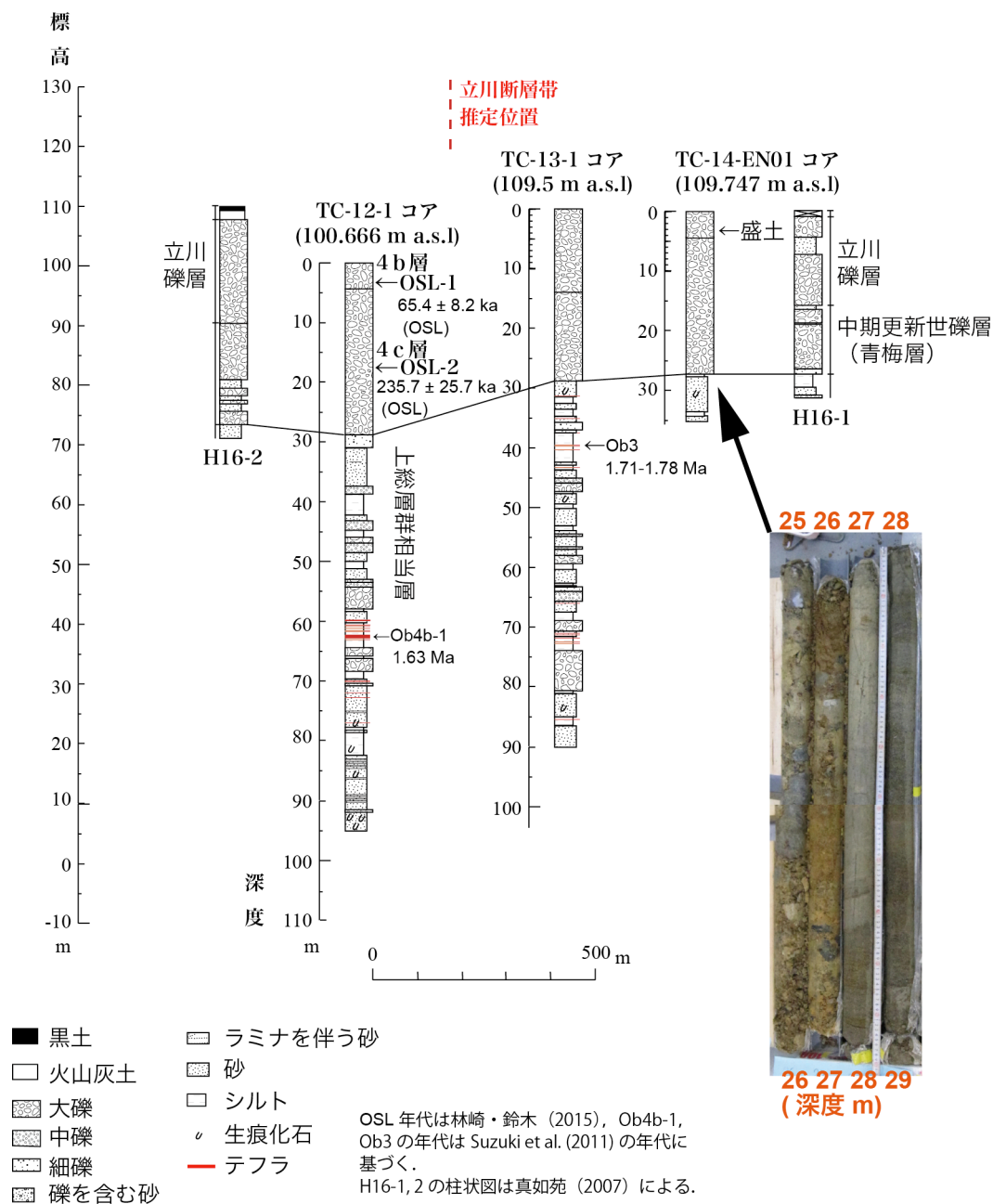


図 9 真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリングの柱状図

TC-12-1、TC-13-1、TC-14-EN01 は本調査観測により、H16-1 と H16-2 の柱状図は真如苑 (2007) による。各柱状図の水平方向の間隔は、図 8 に示した X-Y 測線に投影した際の水平方向の距離による。立川断層帯の推定位置を示す赤破線は関口ほか (1996) に示された地表位置に基づく。

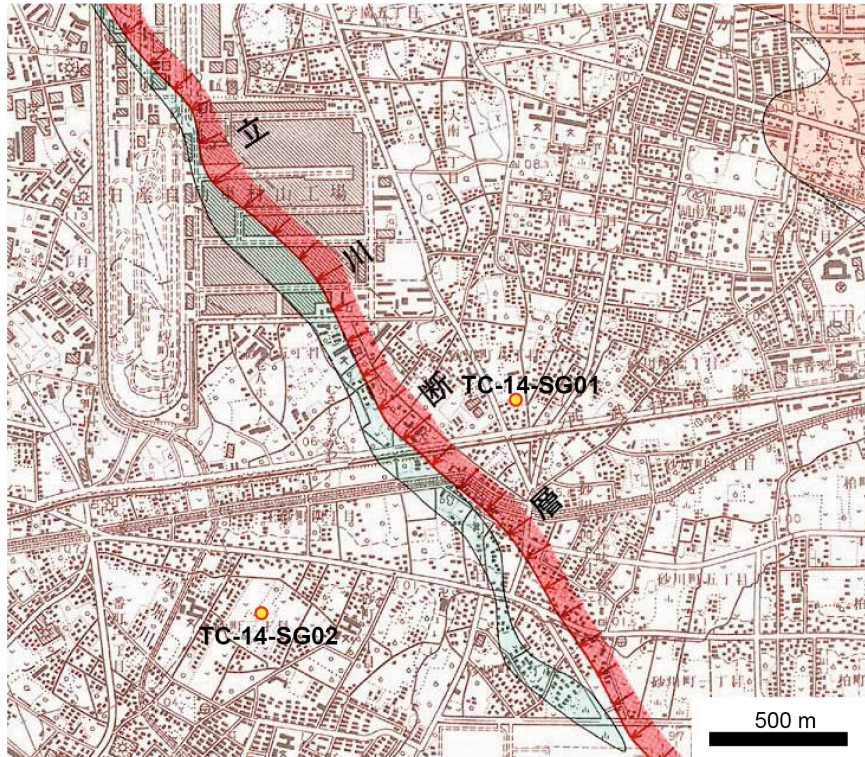


図 10 立川市砂川地区周辺における河成面の形成年代調査位置
背景は関口ほか（1996）による。薄く赤い帯状の部分には活断層（活撓曲），黄緑色の部分
は沖積低地（浅い谷状地形）と区分された地形を示す。

表 1 砂川地区で採取した関東ローム層連続試料の分析結果

TC-14-SG02/ 2.2 m

試料番号	火山ガラスの割合 (%)	火山ガラスの形態 (屈折率)
0.10-0.20 m	0	——
0.20-0.30 m	0	——
0.30-0.40 m	0	——
0.40-0.50 m	1	bw
0.50-0.60 m	0	——
0.60-0.70 m	1	bw
0.70-0.80 m	0	——
0.80-0.90 m	0	——
0.90-1.00 m	0	——
1.00-1.10 m	0	——
1.10-1.20 m	2	bw
1.20-1.30 m	3	bw
1.30-1.40 m	9	bw
1.40-1.50 m	8	bw
1.50-1.60 m	15	bw
1.60-1.70 m	16	bw
1.70-1.80 m	19	bw (1.499-1.502)
1.80-1.90 m	10	bw
1.90-2.00 m	6	bw
2.00-2.10 m	3	Bw
2.10-2.20 m	0	——

TC-14-SG01/ 2.5 m

試料番号	火山ガラスの割合 (%)	火山ガラスの形態 (屈折率)
0.10-0.20 m	3	fib, bw
0.20-0.30 m	1	bw
0.30-0.40 m	0	——
0.40-0.50 m	3	bw, smb, str
0.50-0.60 m	0	——
0.60-0.70 m	0	——
0.70-0.80 m	0	——
0.80-0.90 m	4	bw
0.90-1.00 m	3	bw
1.00-1.10 m	0	——
1.10-1.20 m	2	bw, fib
1.20-1.30 m	2	bw
1.40-1.50 m	2	bw
1.50-1.60 m	5	bw
1.60-1.70 m	7	bw>>fib
1.70-1.80 m	5	bw
1.80-1.90 m	1	bw
1.90-2.00 m	4	bw
2.00-2.10 m	5	str
2.10-2.20 m	15	bw
2.20-2.30 m	16	str, bw
2.30-2.40 m	14	bw>>fib
2.40-2.50 m	30	bw, str (1.499-1.502)

0.25~0.063 mmの粒子を対象に分析。火山ガラスの割合は、チタン磁鉄鉱と一部の斜方輝石など磁性を帯びた鉱物を除去した後、100粒子中に含まれる火山ガラスの個数から求めた。

bw：バブル型、spg：スポンジ状軽石型、fib：繊維状軽石型。

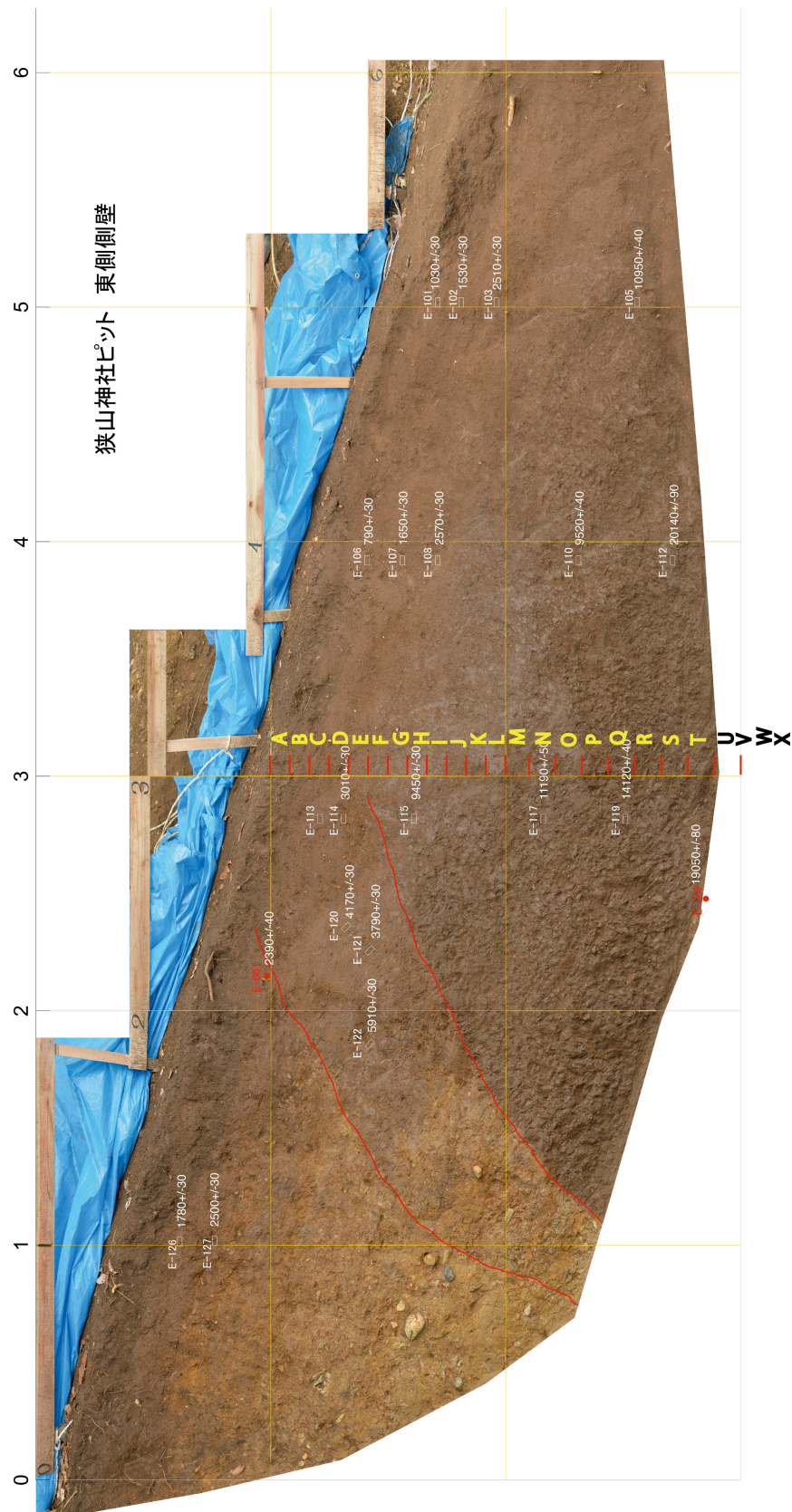


図 11 狭山神社ピット東壁面での火山灰分析用連続試料の採取位置
グリッド間隔は 1 m、赤線は断層を示す。

表 2 狭山神社ピットで採取した連続試料の分析結果

試料番号	火山ガラスの有無	屈折率と測定したガラス片の数
A	ほぼ含まれない.	
B	ほぼ含まれない.	
C	bw1つ程度.	
D	bw1つ程度.	
E	ほぼ含まれない.	
F	ほぼ含まれない.	
G	bw, fib型を極微量含む	1.499 (bw: 6), 1.502 (fib: 1), 1.504 (fib: 1)
H	bw, fib型を極微量含む	1.499 (bw: 1), 1.504 (bw: 1), 1.506 (bw: 1)
I	ほぼ含まれない.	
J	ほぼ含まれない.	
K	火山ガラスをごく微量含む.	1.503 (bw: 1), 1.505 (sb: 1), 1.510 (bw: 2)
L	火山ガラスをごく微量含む.	1.499
M	ほぼ含まれない.	
N	ほぼ含まれない.	
O	ほぼ含まれない.	
P	ほぼ含まれない.	
Q	ほぼ含まれない.	
R	ほぼ含まれない.	
S	ほぼ含まれない.	
T	ほぼ含まれない.	
U	ほぼ含まれない.	

検鏡はミクロスパーテル約1杯分を対象とした.

bw: バブルウォール型 sb: スモールバブル型 fib: 繊維型

3.2.3 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 4地震の解析結果
 - 2) 周辺の近代以降の地震活動の検討
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公益財団法人地震予知総合研究振興会		
地震調査研究センター解析部	部長	松浦律子
地震調査研究センター解析部	主任研究員	岩佐幸治
地震調査研究センター解析部	主任研究員	田力正好
地震調査研究センター解析部	副主席主任研究員	松田時彦
地震防災調査研究部	副主席主任研究員	津村建四朗

(c) 業務の目的

立川断層帯がある関東地方では様々な深さで多数の被害地震が過去発生してきた。しかし、関東地方は浅い地震が大変少なく、また古い地震の震源深さを適切に判断することは大変難しい地域である。立川断層帯の活動履歴の判断に有効となるよう、断層帯周辺の近世以降の被害地震を史料地震学的手法で系統的に検討し、浅い地震の可能性のあるものが存在するかを検討する。また、得られた震度分布は各地点の地盤構造条件を反映するので、サブテーマ3（地震動予測の高度化）の検証データとして生かす。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：安政三年(1856年)に発生した西東京の地震を解析し、安政江戸地震など既に解析した地震から判る西東京地域の構造的な震度分布の影響を考慮した上で立川断層帯との関係を考察した。
- 2) 平成25年度：17世紀に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない1615年元和元年、1630年寛永七年、1635年寛永十二年、1643年寛永二十年、1647年正保四年、1649年慶安川崎の6地震に関する史料を検討して、立川断層帯との関係や1931年西埼玉地震との比較を行った。
- 3) 平成26年度：18世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない1767年明和四年九月江戸の地震、1791年寛政蔵の地震、1812年文化神奈川の地震、1859年安政岩槻の地震の4地震に関する史料を検討して、それらの地震と立川断層との関係や関東地方の浅い地震およびやや深い地震との比較を行った。プロジェクトのまとめとして、多摩地域周辺の近世以降400年間の地震活動と立川断層との関係を検討した。

(e) 平成26年度業務目的

18世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない1767年明和四年九月江戸の地震、1791年寛政蔵の地震、1812年文化神奈川の地震、1859年安政岩槻の地震の4地震に関する史料を検討して立川断層との関係や関東

地方の浅い地震およびやや深い地震との比較を行う。プロジェクトのまとめとして、多摩地域周辺の近世以降 400 年間の地震活動と立川断層との関係を検討する。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

史料地震学的手法を用いて 18 世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析が行われていない 1767 年明和四年九月江戸の地震、1791 年寛政蔵の地震、1812 年文化神奈川の地震、1859 年安政岩槻の地震の 4 地震に関する史料を検討した。その結果、1767 年は南東北の沖合の地震、その他 3 地震も関東地方の下に沈み込んでいるフィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の二十数 km 以深の地震であり、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の被害地震の中で、これまで諸説あった 1887 年 1 月 15 日 M6.2 の地震が秦野断層あるいは渋沢断層付近に発生した南関東では珍しい浅発地震以外には、浅い地震と判断できるものがないことが判った。

(b) 業務の方法

機器観測がない或いは十分でない時代の地震は、史料地震学的検討による深さも含めた震源位置と規模とを被害等史料による情報から推定することが有効である。手法の詳細は松浦(2001)、地震予知総合研究振興会(2005)に詳しいが、本研究と従来の史料地震学の手法の大きな違いは、1. 現代の稠密計測震度分布や明治以降の震度分布、現在の地震活動情報を系統的に参照して規模と深さを推定する、2. 震度コンターや震度領域面積から規模は求めない、3. 有感記録記述を機械的に震度数値に変換しない、4. 小字程度(数百 m 精度)から可能な場合にはピンポイント(数十 m 精度)で史料に記述されている地点を特定して地盤条件を加味する、5. 史資料中の記述に対する震度判定も地震予知総合研究振興会(2005)の表 1 を利用して判定基準を明記する、の 5 点である。震度の判定基準は東京都(1980)に基づいたもので、計測震度より前の気象庁震度階(気象庁, 1949; 1978)と同等の震度を判定する標準的基準と等価である。尚、家屋倒壊率等の判定対象には、筋交いや面基礎がない戦前の建物を想定している。また、震度をプロットする際、元の史資料の信憑性や信頼性も考慮している。こうして対象地域の現在の地震活動も考慮して過去の地震と立川断層帯との関連を検討する。今年度解析した地震に関しては、田山(1904a, b)、文部省(1941a, b)、武者(1951)、東京大学地震研究所(1983, 1984, 1985, 1989, 1993)、宇佐美(1998, 2002, 2005, 2008, 2012)に公表された史料を用いた。

(c) 業務の成果

1) 4 地震の解析結果

1767 年明和四年九月江戸の地震とされてきたものは、実は南東北沖の M6.8~7.0 程度の地震である(図 1)。江戸の被害の史料は 1 点しかなく、前後に南東北地方で有感地震が頻発していた。被害程度が軽く、震源位置を絞りこめないため、沿岸に近ければ M は小さく、沖合になれば大きくなる。いわゆる宮城県沖地震としては規模が小さすぎる。1938 年

福島県沖の群発活動のような地震であった可能性が高い。

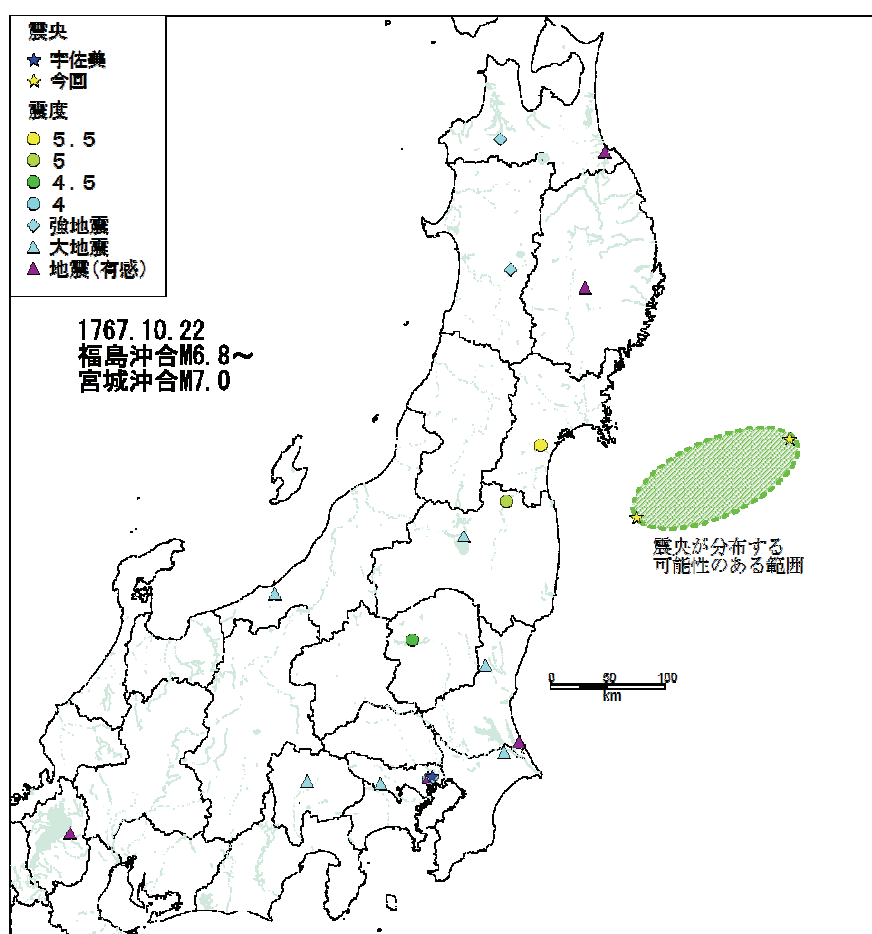


図 1. 1767 年明和磐城・陸前沖の地震の震度分布図

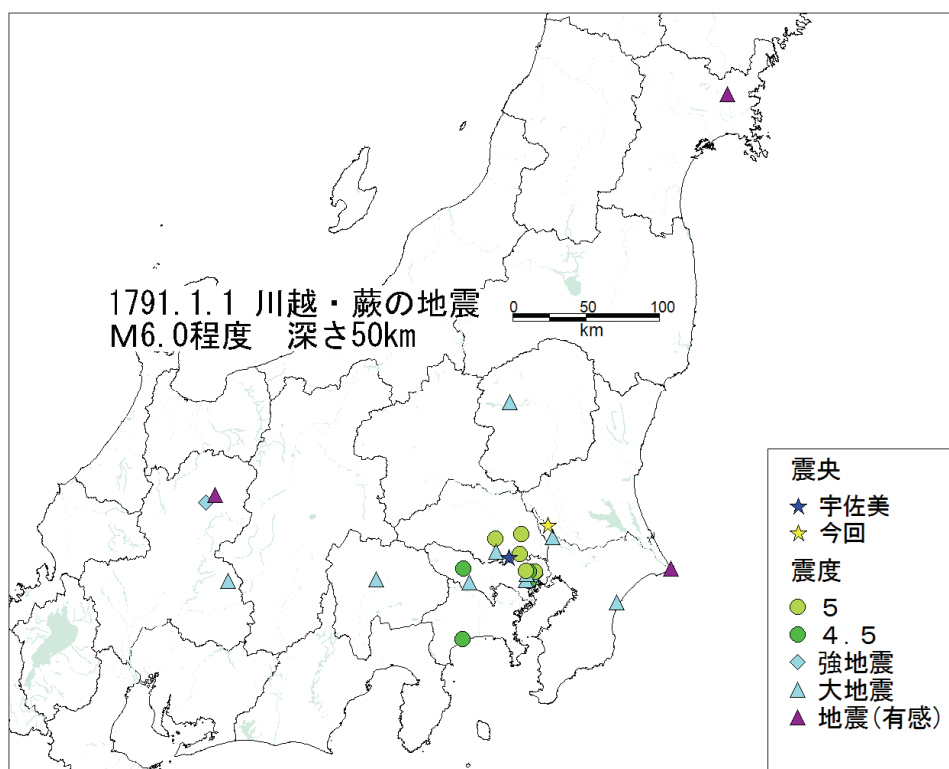


図 2. 1791 年寛政蔵の地震の震度分布図

1791 年寛政蔵の地震は、従来蔵付近に震央が推定されていたが、図 2 のように、中規模の震度の範囲が広く、震央とされてきた埼玉県南部の被害程度に比較して、宮城や岐阜など遠方まで有感であることなどから、やや深い地震であり、震央は茨城県南西部、規模は M6.0 程度と判断できる。

表 1. 4 地震の震度判定根拠一覧 (その 1)

地震	場所	情報種別	推定震度	史料名
1767	花巻市	N	e	略年代記
	仙台城	H I	5.5	高野家記録
	仙北市	N	S	北家御日記
	山形市	N	e	谷柏村御用留帳
	伊達市	C G	5.0	藤屋佐藤与惣左衛門家蚕養記
	矢祭町	N	e	我一生見聞知覚書
	常陸大宮市	N	E	地震,地震覚書
	鹿嶋市	N	e	日記
	日光市	N	E	日光社家御番所日記,当役者日記,表日記
	香取市	N	E	伊能豊秋日記
	江戸城	N	S	御奏者番動向自筆留日記,奏者番留書 雷地震之部,官府御沙汰署記
	墨田区	N	e	御日記(江戸)
	甲府市	N	E	坂田家御用日記
	彦根市	N	e	知即日記
1791	登米	N	e	福久日記
	日光	N	E	廻章日並記
	岩槻	B	5.0	浄国寺日鑑
	川越市	M	5.0	喜多院日鑑,知事録
	蔵市	A B G	5.0	蔵宿年寄茂右衛門 日記,寛政二庚戌日記
	三芳町	N	E	寛政二年 多福寺日記
	秩父市	N	E	三峰神社日鑑
	銚子市	N	e	玄蕃日記
	九十九里町	N	E	飯高家文書
	江戸城	K	4.5	西丸大手御番記録
	神保町	N	S	榊原藩日記(江戸)
	淡路町	E G	5.0	府内藩記録
	日本橋室町	N	E	きゝのまにまに
	日本橋本石町	G	5.0	杉浦家日記
	日本橋	N	E	永代日記
	芝公園	M	4.5	帳場日鑑
	六本木	N	E	日記 御勤方
	墨田区	N	S	御日記(江戸)
	台東区	G	5.0	浅草寺日記
	文京区	B	4.5	府内藩記録
	新宿区	N	E	鵠斎日録(杉田玄白)
	豊島区	B	5.0	府内藩記録
	八王子市	N	E	石川日記
	あきる野市	B	4.5	万記録
	小田原市	A E	4.5	川勾神社日記
	甲府市	N	E	坂田家御用日記
	高山市	N	e	暦欄外書込
	高山市	N	S	高山陣屋日記
	中津川市	N	E	付知村年代記,恵那郡付知村年代記

表1. 4 地震の震度判定根拠一覧 (その2)

地震	場所	情報種別	推定震度	史料名
1812	日光市	N	e	日光社家御番所日記
	加須市	N	E	県日掌記
	岩槻	B H	5.0	浄国寺日鑑
	草加市	N	E	谷塚中町常福寺文書
	秩父市	N	E	三峰神社日鑑
	香取市	E	4.5	高橋景保書簡
	木更津市	E M	5.0	過去帳
	勝浦市	N	E	江沢家日記
	江戸	B,E,G,I, N		震災記雑話集,嘉永明治年間録,御内証記録,杉浦家日記, 御用留,日記 奥納戸方 等
	江戸城内	G	5.0	幕府書物方日記,高鍋藩続本藩実録
	紅葉山廟所	B	5.0	江戸日記,役所日鑑
	皇居外苑	E N	5.0	藤岡屋日記 参
	大手町	E N	5.0	藤岡屋日記 参
	丸の内	E G	5.0	泉藩家譜
	霞が関	N	>4	御日記類集
	司町	G N	5.0	武江年表
	神保町	E,N	5.5,e	御用状留帳,榊原藩日記(江戸)
	室町	A,G,E	5.0	聞書,永書,きゝのまにまに
	日本橋	E	5.0	永代記録帳
	増上寺	B	5.0	役所日鑑
	赤坂	N	S	徳山毛利桜田日記,記録所日記
	白金台	B	5.0	記録所日記
	墨田区	G	5.0	御日記(江戸)
	台東区	E G	5.0	高橋景保書簡
	文京区	E G	5.0	江戸御留守諸事留帳
	品川宿	E	5.5	武江年表,武江地動之記,我衣
	世田谷区	N	S	北憲雑話
	大田区	C E	5.5	役用日記,関口日記
	府中市	B	5.5	六所宮神主日記,遊歴雑記
	川崎宿	E	5.5	関口日記,文恭院實紀
	王禅寺	E	5.5	乍恐以書付奉願上候
	神奈川宿	E	6.0	関口日記,高橋景保書簡,武江年表,慶弘紀聞,北憲雑話, きゝのまにまに,續王代一覧後記
	保土ヶ谷宿	E N	6.0	地震潰家相続拝借返納請取通,日記録,文恭院實紀,慶弘紀聞,泰平年表
	戸塚宿	E	5.5	升屋平右衛門仙台下向日記,役用日記,日記録
	生麦	E	4.5	関口日記
	小机	E M	5.5	大地震二而諸堂大破二付諸役登山出勤免許願
	最戸	E	5.5	大地震百姓家大破書上帳 扣
	藤沢宿	D E	4.5	役用日記
	藤沢市	A	4.5	藤沢山日鑑
	白山市	N	E	鶴村日記
	飯田市	N	e	北原家日記
	富士吉田市	N	e	菊田日記
	甲府市	N	E	坂田家御用日記
	近江八幡市	N	e	市田家日記
1859	矢祭町	N	e	鈴木家日記
	水戸市	N	e	大高家日記
	佐野市	N	E	日記
	鹿沼市	N	e	年中日記
	太田市	N	E	俊純日記
	岩槻	I	5.5	柳營日次記,幕府沙汰書,藤岡屋日記,日記抜書
	鳩山町	N	E	安政五年戊午日記
	江戸	N	e	寒暖晴雨升降記,柏村日記,硯北日録
	千代田区	N	e,E,S	汲深斎晴陰記,小笠原藩御留守日記,真田藩上屋敷日記,斎藤月峯日記
	中央区	N	e	村垣淡路守範正公務日記
	墨田区	N	e	御日記(江戸)
	台東区	N	e	梅若実日記
	多摩市	N	E	富沢家日記
	神奈川	N	e	金川日記

1812 年文化神奈川の地震は、例えば都司(2009)は、周辺での最大震度と思われる情報のみを採用した震度分布図を元にして、この地震を **M6.7** の浅発地震と推測している。しかし、示された震源と規模では、東京湾対岸の木更津での震度 5 強や、甲府や石川県、滋賀県などでの有感報告を説明できない。歴史地震の推定震度は計測震度と異なり、大きい震度ほど建物強度や地盤条件の影響を強く受けてしまう被害状況から得られるものである。情報の取捨選択には留意が必要である。

この地震が南関東では珍しい浅い地震であることを明確にするため、図 3、4 のようにこれまでに公表されている史料を悉皆調査して地点毎に震度を推定した。伝聞情報のような地点や被害程度が漠としたものは、他の情報より軽い扱いではあるが、推定の参考には用いた。この結果からは、この地震は地殻内の浅発地震ではなく、東京湾で時折発生する深さ 30km 以上のフィリピン海プレート内の地震であると推定される。地震規模は、神奈川宿と保土ケ谷宿の被害は確かに大きいが、直ぐ近くの生麦村の被害は軽く、浅い地震の特徴である限られた範囲への被害の集中が見られない。

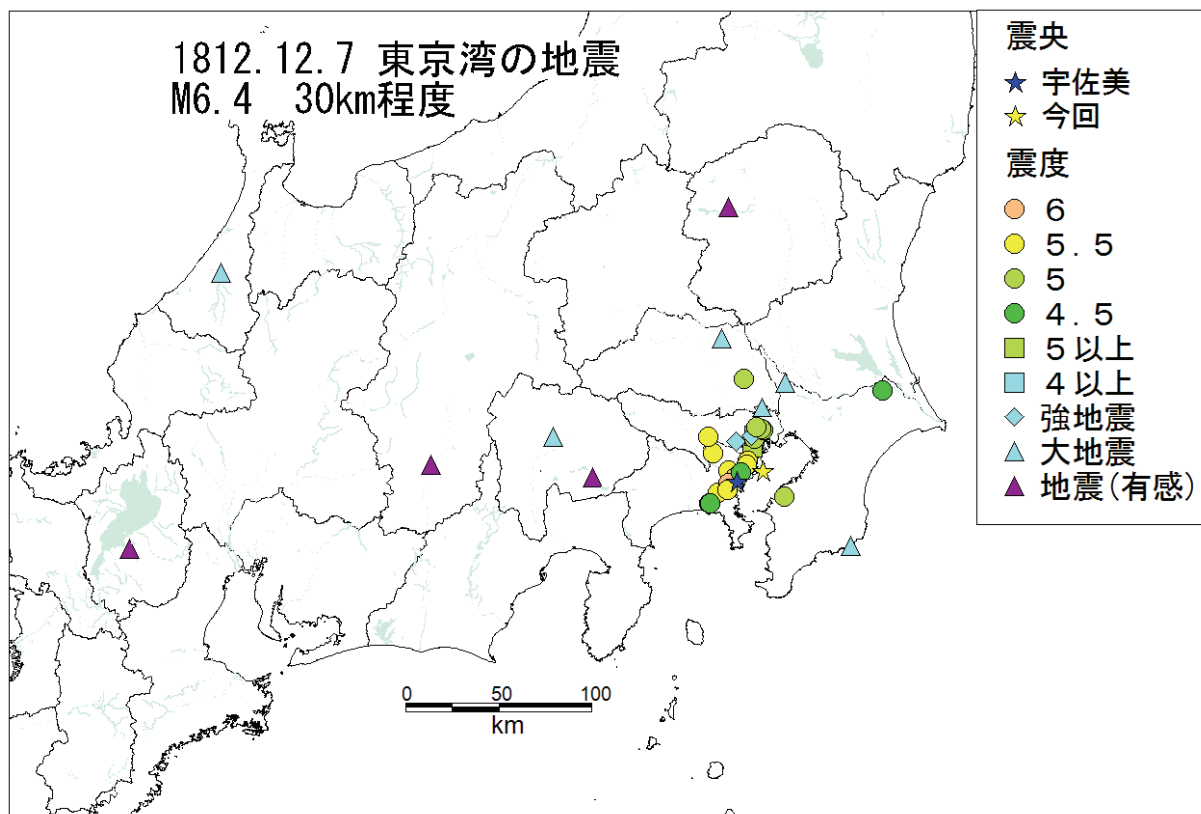


図 3. 1812 年文化神奈川の地震の震度分布図（全体）

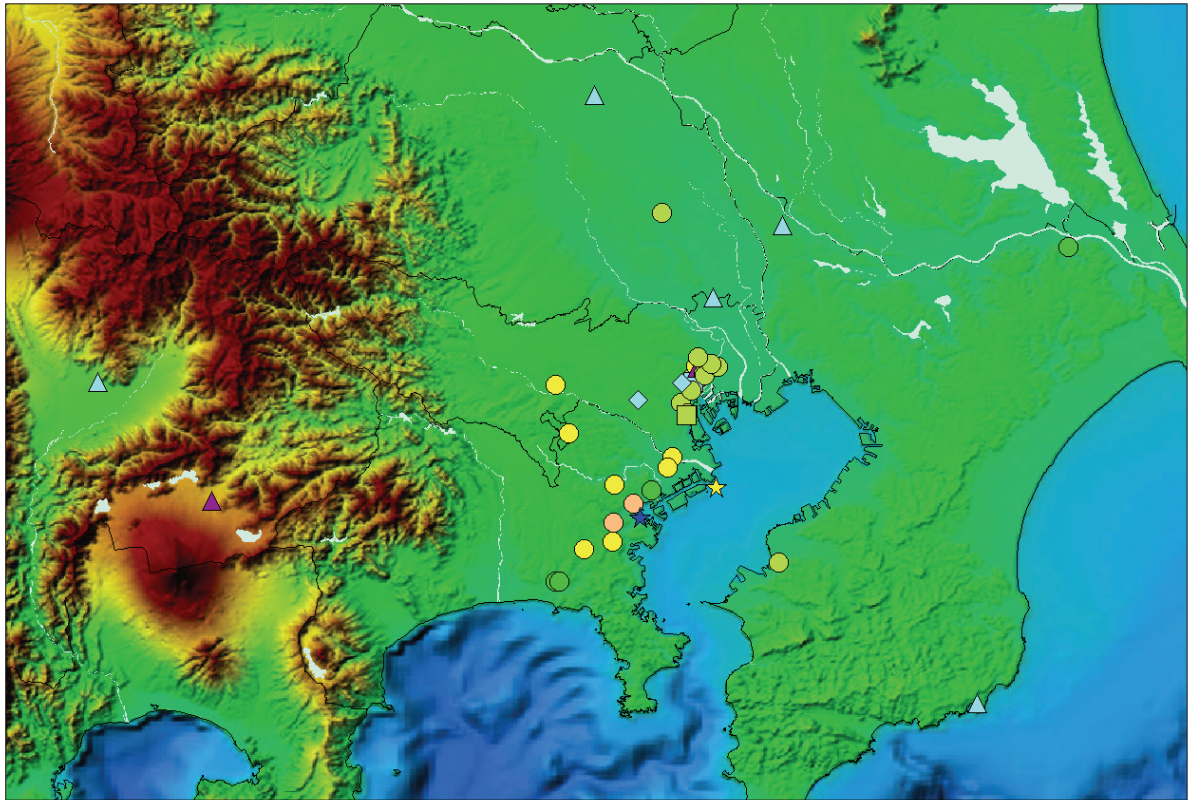


図4．1812年文化神奈川の地震の震度分布図（南関東周辺）

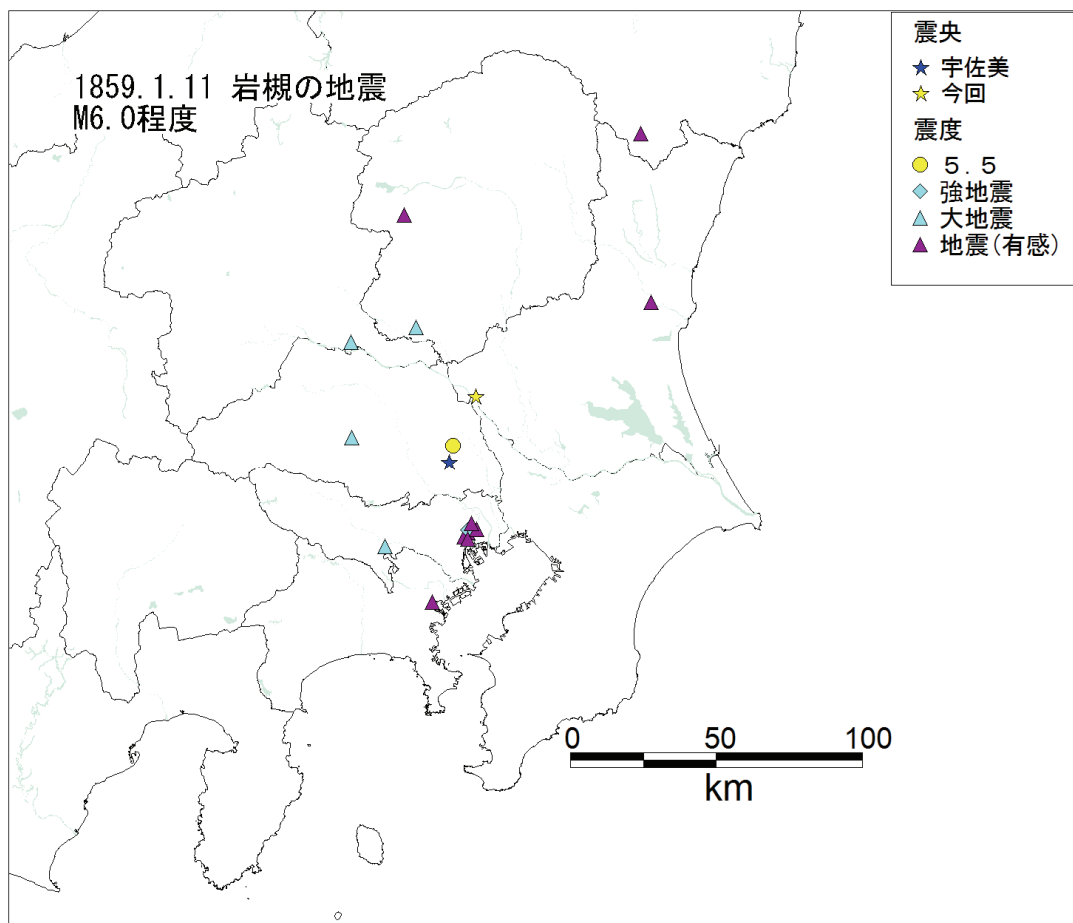


図5．1859年安政岩槻の地震の震度分布図

1859 年安政岩槻の地震は、図 5 のような震度分布となる。従来の震央であれば浅い地震となるが、福島県白河まで有感であるのに、岩槻の被害が軽微となって整合しない。むしろ茨城県南西部のやや深い地震で M6.0 程度とすれば、岩槻の被害と有感域の広がりとは整合する。規模は M6.0 程度と推定される。

表 1 に 4 地震の震度推定に用いた史料をまとめた。地震予知総合研究振興会(2005)等で広く利用されている情報種別毎の判定基準に従った。

今年度解析した 4 地震のうち、1 個は南東北沖のプレート境界の地震、2 個は茨城県南西部の M6.0 程度のやや深い地震、1 個は、東京湾の深さ 30km 以上の地震と、すべて関東地方の下に沈み込むフィリピン海プレート、或いは太平洋プレートの地震で浅い地震ではなかった。既解析の地震を加えても、18 世紀以降現在までに立川断層付近で M6.5 以上の浅い地震が発生しなかったことは確実である。

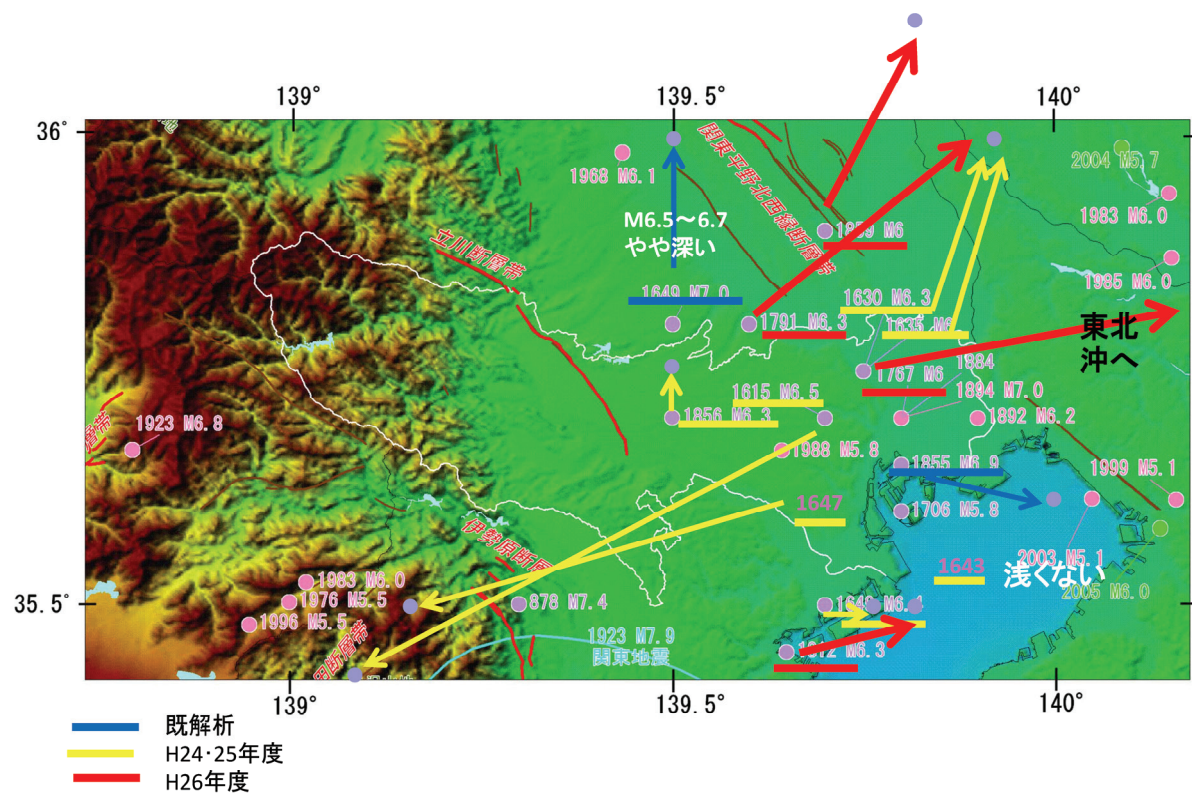


図 6．立川断層周辺の被害地震の震央分布

矢印は本プロジェクトおよび松浦・ほか（2006）等の解析によって震央位置が地震調査研究推進本部(2009)から動いた場所を示す。

本プロジェクトによる解析の結果に、従来蓄積してきた結果を加えて、立川断層付近の歴史地震の分布を見ると（図 6）、従来のカタログで東京都の領域に震央があった地震がほとんど都外へ移動した。1856 年は史料が不十分であり、やや深い地震の可能性が大きいとし、現時点では断定できないが、浅い場合には規模が小さくなるので、いずれにしても近世に立川断層で M6.5 以上の浅い地震が発生していないことは確実である。

2) 周辺の近代以降の地震活動の検討

関東地方では、地殻内の浅い M7 程度以上のいわゆる活断層の固有地震規模の地震は 1923 年の関東地震以降、深谷断層の近傍に震央が位置する M6.9 の 1931 年西埼玉地震くらいしか見当たらない。M6 以上と考えられ、極めて浅い地震の特徴を示す地震が、立川断層付近で近代以降においては、1923 年 11 月 5 日の M6.3 の地震以外には全く候補がない（宇津，1989）。範囲を東京湾北東部にまで拡大しても、1889 年 2 月 18 日 M6.0 だけが浅い地震とされている。

1889 年の地震は、宇津カタログ〔宇津（1979，1982a,b，1999）〕では浅発地震を意味する深さ VS が与えられている。宇津が VS としたのは、4 つこの地震に余震があったとされたためである。しかし、当時の有感報告で現存するものをすべて図示すると（図 7）、太平洋プレート内のやや深い地震の特徴を示す。有感報告の程度にはばらつきがあるので、念のため当時の文献を調査すると、1884 年 12 月以降で最大の有感面積の地震としながらも、局地的な集中被害はない。また震央付近とされる横浜や東京東部など東京湾北東沿岸部の被害も土蔵の破損等軽被害が中心であることが判る。この地震はやや深い地震である。浅い証拠とされた余震は、おそらく東京湾の太平洋プレート内の規模が大きい地震だったため東京湾周辺で有感余震があったと考えられる。

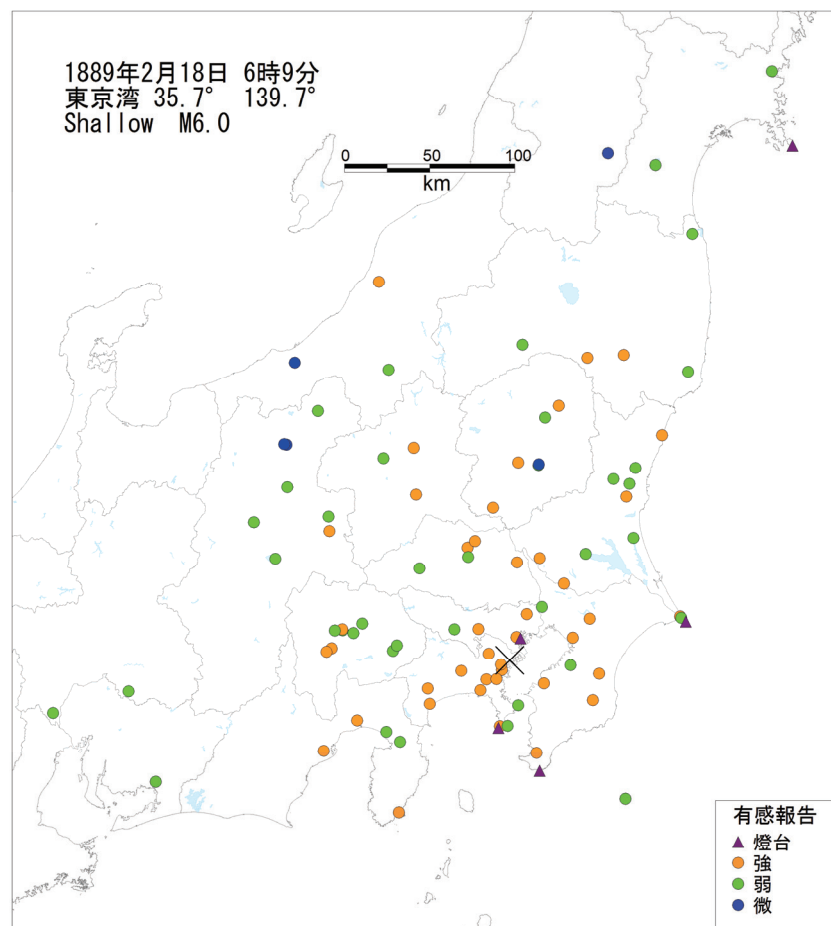


図 7. 1889 年 2 月 18 日東京湾の地震の有感範囲

1923 年 11 月 5 日の地震は、大正関東地震の発生から 2 ヶ月しか経って居らず、被害の程度は観測的な報告資料がない。しかし当時の新聞情報からは、関東震災を経験した人々

が屋外に飛び出すぐらい大きなゆれであったという以外には特に被害の記述はない。宇津(1989)では浅い地震とされているが、気象庁の最近のカタログでは深さ 48km とされている。当時の新聞記事によれば、大学と気象台とで震源が異なるが、茨城県南西部のやや深い地震である可能性が高い。

以上の検討や、松浦(2013, 2015)などから、近代以降にも立川断層周辺で浅い M6.0 以上の地震が発生していないことが分かった。また、大正関東地震の余震活動が活発な期間を除けば、近代以降南関東では 1887 年の秦野付近の地震以外には、M6.0 以上の浅発地震の発生はこれまでにない。

(d) 結論ならびに今後の課題

立川断層帯付近で中規模の浅い地震が発生した可能性が近世以降現在までの 400 年間にあるかを確認するために、昨年度に引き続いて、江戸に被害をもたらして 18 世紀以降近代以前の M6 程度以上の地震で未解析の 4 地震に関して、史料の系統的検討を行って深さや震央を推定した。その結果、4 地震全てが関東地方の浅い地震ではないと推定された。また、近代以降の被害地震に関しても調査を続け、やはり M6.0 以上の浅発地震の発生がなかったことを確認した。1856 年が M6.5 未満の浅い地震である可能性はまだ僅かに残るものの、立川断層帯付近に M6.5 以上の浅い被害地震は、最近 400 年間に発生していない。

本プロジェクトはこれで終了するが、この地域に関して今後の課題は、伊勢原断層の地震とされている 878 年相模の地震が、本当に伊勢原断層の活動であるか否か、武蔵の国分寺などの衰退の経緯などに地震が関与していないか、など南関東の古代の地震活動や、地震像が明瞭ではない地震が多数残されている中世に関する研究の進展である。史料からの検討はすでに飽和状態といえるので、発掘等の考古学的調査の進展を期待したい。

(e) 引用文献

地震調査委員会：日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴―〈第二版〉，地震調査研究推進本部，179，2009.

地震予知総合研究振興会：江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書―42 件の解析結果について―，地震予知総合研究振興会，53p. w/143 plates, 2005.

気象庁：震度階級，地震津波業務規則別表第四付表，1949.

気象庁：参考事項，地震観測指針（観測編），1978.

松浦律子：江戸時代の歴史地震の震源域位置および規模の系統的再検討作業について，歴史地震，17，27-31，2001.

松浦律子：1894 年 10 月 7 日などいくつかの古い地震の震源変更，歴史地震，28，155，2013 .

松浦律子：1924 年丹沢地震，1888 年栃木の地震など，いくつかの明治・大正の地震の再検討（その 2），歴史地震，30，2015 (in press).

松浦律子・中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫：江戸時代の歴史地震の震源域位置および規模の系統的再検討作業―7 年間の成果中間報告―，歴史地震，21，255-256，2006.

文部省：増訂大日本地震史料第二巻，754p. ，1941.

文部省：増訂大日本地震史料第三卷，945p.，1941.

武者金吉：日本地震史料，毎日新聞社，757p.，1951.

田山實：大日本地震史料，震災予防調査会報告，46 甲，606p.，1904a.

田山實：大日本地震史料，震災予防調査会報告，46 乙，595p.，1904b.

東京大学地震研究所：新収日本地震史料第三卷，590p.，1983.

東京大学地震研究所：新収日本地震史料第四卷，870p.，1984.

東京大学地震研究所：新収日本地震史料第五卷，599p.，1985.

東京大学地震研究所：新収日本地震史料補遺，1222p.，1989.

東京大学地震研究所：新収日本地震史料続補遺，1043p.，1993.

東京都：地震の震度階解説表，東京都総務局災害対策部，1980.

都司嘉宣：文化九年十一月四日（1812 年 12 月 7 日）神奈川地震の震度分布，地震研彙報，84，291-298，2009.

宇佐美龍夫：日本の歴史地震史料拾遺，日本電気協会，512p.，1998.

宇佐美龍夫：日本の歴史地震史料拾遺二，宇佐美龍夫，583p.，2002.

宇佐美龍夫：日本の歴史地震史料拾遺三，宇佐美龍夫，814p.，2005.

宇佐美龍夫：日本の歴史地震史料拾遺四ノ上・下，宇佐美龍夫，1874p.，2008.

宇佐美龍夫：日本の歴史地震史料拾遺五ノ上・下，宇佐美龍夫，1526p.，2012.

宇津徳治：1885 年～1925 年の日本の地震活動，地震研彙報，54，253-308，1979.

宇津徳治：1885 年～1925 年の日本の地震活動（訂正と補遺），地震研彙報，57，111-117，1982a.

宇津徳治：日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表：1885 年～1980 年，地震研彙報，57，401-463，1982b.

宇津徳治：日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の震度分布図(1901 年～1926 年)，宇津出版会，278p.，1989.

宇津徳治：地震活動総説，東京大学出版会，876p.，1999.

3.3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 立川臨時観測および MeS0-net 観測点におけるレシーバー関数法解析および追加微動観測による地下構造モデルの高精度化
 - 2) 立川断層帯における震源断層モデルの構築
 - 3) 立川断層帯周辺地域における強震動予測シミュレーション
- (d) 結論
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京工業大学	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学	産学官連携研究員	佐口 浩一郎
国立大学法人東京工業大学	助教	地元 孝輔

(c) 業務の目的

サブテーマ1および2で得られた成果および既存の調査研究の結果を基に、立川断層帯における震源断層モデルおよび地下構造モデルを構築し、本断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図る。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成24年度:立川断層帯周辺の地下構造や地盤増幅特性に関する既存の資料の収集と整理を行った。さらに、本断層帯周辺において微動観測を実施すると同時に地震観測点で得られている地震記録の分析を行い、その結果に基づいて本断層帯周辺の地下構造モデルを構築した。

2) 平成25年度:初年度で収集した資料と追加で実施した微動アレイ観測の結果から、本断層帯近傍における3次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、構築したモデルを用いて中小地震の3次元シミュレーションを実施した。さらに、「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010)による断層モデル(以下、「推本断層モデル」)を用いて地震動予測を試行的に実施した。

3) 平成26年度:サブテーマ1b(3.1.2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査)による立川臨時観測および首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点(酒井・平田、2009)における地震記録のレスリー関数法解析を実施し、微動観測を補足的に行うことにより、3次元地下構造モデルの高精度化を行った。サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行った。構築した3次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差($\pm\sigma$)の評価を行った。さらに、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな地点について非線形応答の評価を行った。

(e) 平成26年度業務目的

立川臨時観測およびMeSO-netにおける地震記録のレスリー関数法解析を実施し、微動観測を補足的に行うことにより、3次元地下構造モデルの高精度化を行う。サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行う。構築した3次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差($\pm\sigma$)等の評価を行う。さらに、浅部地盤探査の実施によ

って浅部地盤構造が明らかな地点について非線形応答の評価を行う。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための3次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、サブテーマ1bによる立川臨時観測および首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点(酒井・平田、2009)における地震記録のレーシーバー関数法解析と、微動アレイおよび微動単点観測による追加観測の結果を昨年度の結果に統合することにより、昨年度よりさらに詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した3次元モデルと「長周期地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2012)による3次元モデル(以下、「推本モデル」)を用いて強震動予測を実施し、「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010)による既存の強震動予測での断層モデルの予測結果における工学的基盤上における最大速度分布および断層近傍の速度波形に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。次に、サブテーマ1および2による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した3次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差($\pm\sigma$)の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな50地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤におけるAVS30(地下30mまでの平均S波速度)との関係について明らかにした。

(b) 業務の方法

まず、サブテーマ1bにおいて実施された立川断層帯周辺における立川臨時観測点と首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点(酒井・平田、2009)で得られた地震記録のレーシーバー関数の逆解析を行うことにより、各観測点における深部地盤構造を推定した。同時に微動単点観測結果であるH/Vスペクトルの卓越周期と微動アレイ探査結果である深部地盤構造より、微動単点観測の各測線上における深部地盤構造を明らかにした。以上の結果と昨年度に構築した深部地盤構造モデルと統合することにより、昨年度よりさらに詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。次に、サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルを強震動予測レシピに従い構築した。構築した3次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて3次元差分法と統計的グリーン関数のハイブリッド法による強震動予測シミュレーションを行った。強震動予測シミュレーションでは解析時間は80秒間とし、アスペリティの位置、応力降下量、破壊伝播速度および破壊開始点を不確定要素とした81ケースのシナリオによるシミュレーションを実施し、平均値およびばらつき($\pm\sigma$)の評価を行うことにより、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を500m間隔で明らかにした。最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな50地点について等価線形化法による解析を実施し、線形解析結果

と比較することにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤における AVS30（地下 30 m までの平均 S 波速度）との関係について明らかにした。

(c) 業務の成果

1) 立川臨時観測および MeSO-net 観測点におけるレシーバー関数法解析および追加微動観測による地下構造モデルの高精度化

サブテーマ 1b「自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査」では本断層帯近傍において 2013 年の 1～7 月にかけて 30 地点の臨時観測を実施されている。同様に首都圏では首都圏地震観測網(MeSO-net)が整備されており（酒井・平田 2009）、これらの観測点において地震記録が得られている。そこで、本研究では図 1 に示す立川臨時観測点および MeSO-net において新たにレシーバー関数解析を行った。なお、同図に示される立川断層帯は地質調査所（1997）によるものである。解析には概ね震央距離 100 km 以内における中小地震 ($M_j=4.0\sim6.0$) から各観測点 10～20 程度の地震記録を使用してレシーバー関数を算出した。レシーバー関数法により得られた解析結果の例として、図 2 に立川臨時観測点である TC22～TC28 におけるレシーバー関数を示す。図 2 に示されるよう、各観測点における PS-P 時間（PS 変換波と P 波の到達時間差）は立川断層の西から東側にかけて大きくなっており、断層の東ごく近傍に位置する TC24 と TC25 の間で急激に変化している。このことから、断層の西側では堆積層が薄いのに対して、東側では堆積層が急激に厚くなることが明らかである。

次に図 3 に示すように 6 地点の微動アレイ観測と 3 測線による微動単点観測を新たに実施した。F-K 法解析から得られた微動アレイ観測の各観測点におけるレイリー波位相速度を図 4 に示す。立川断層の東側に位置する観測点では、位相速度は概ね周期 0.5 秒～5 秒の間で 0.5km/s～2.5km/s とそれぞれ分散性を示しており、位相速度に大きな相違は見られない。これに対して、立川断層の西側の観測点では東側の観測点に比べて全体的に位相速度は速くなっている。図 5 に各測線において得られた微動の H/V スペクトルの卓越周期分布を示す。図 5 が示すように、立川断層の中央部の L7 測線ではほぼ断層が位置する箇所において急激に卓越周期が変化していることがわかる。したがって、立川断層の中央部では急激に地下構造が変化していると考えられる。これに対して、L2 測線および L11 測線では断層を挟んで卓越周期に明瞭な変化は見られないことから、深部地盤構造に大きな変化はないと考えられる。

これらの結果から、昨年度と同様に各観測点（微動アレイ、微動単点および地震観測点）における 1 次元深部地盤構造を推定した。すなわち、微動アレイ観測点近傍 1km 以内に地震観測点がある場合にはレイリー波位相速度とレシーバー関数による同時逆解析により微動アレイ観測点における深部地盤構造を推定した。その他の地震観測点では、同時逆解析結果による速度を固定して、層厚のみをパラメータとしたレシーバー関数による単独逆解析を行った。微動単点観測点では微動アレイ観測点における観測 H/V スペクトルの卓越周期に対する各観測点の卓越周期の比を、微動アレイ観測点の深部地盤構造の層厚に乗じることにより各測線における深部地盤構造を推定した。

最後に推定した各観測地点の 1 次元深部地盤構造を、昨年度に構築した 3 次元深部地盤構造モデルに追加し、Kriging 法により図 6 に示す 3 次元深部地盤構造の再構築を行った。

図 6 が示すように、再構築した 3 次元深部地盤構造モデルでは、立川断層の中央部付近において、地震基盤は立川断層近傍を境として南西から北東に向かい急激に深くなっており、1～1.5 km 以上の地震基盤の落差を有している。

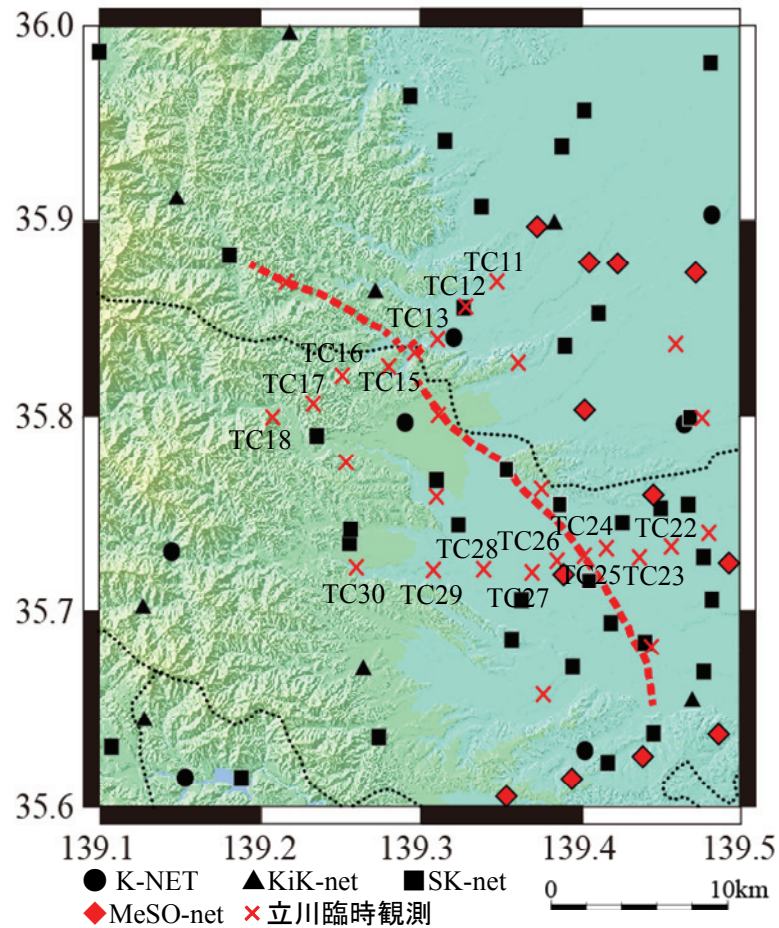


図 1 立川断層帯周辺における強震観測点および臨時観測点
 黒点線：県境 赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

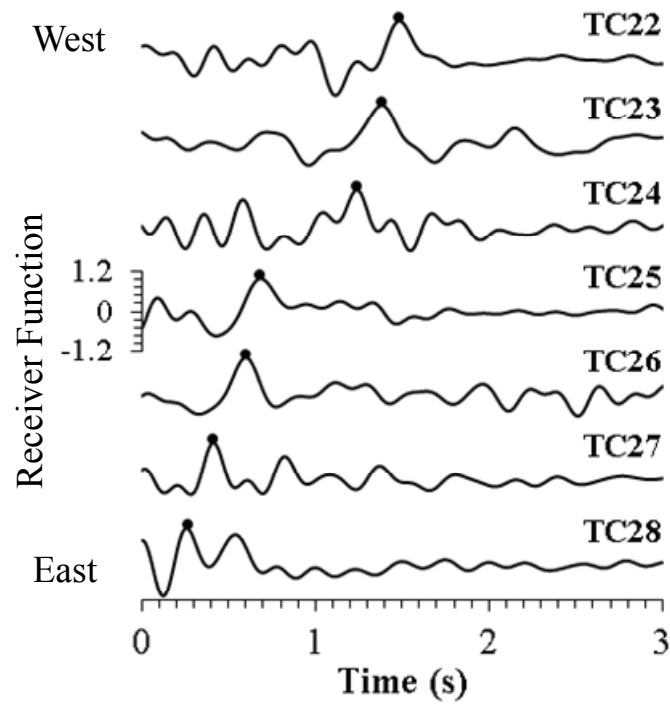


図 2 立川臨時観測で得られた各観測点におけるレシーバー関数
黒丸：レシーバー関数が最大となる時間（PS-P 時間）

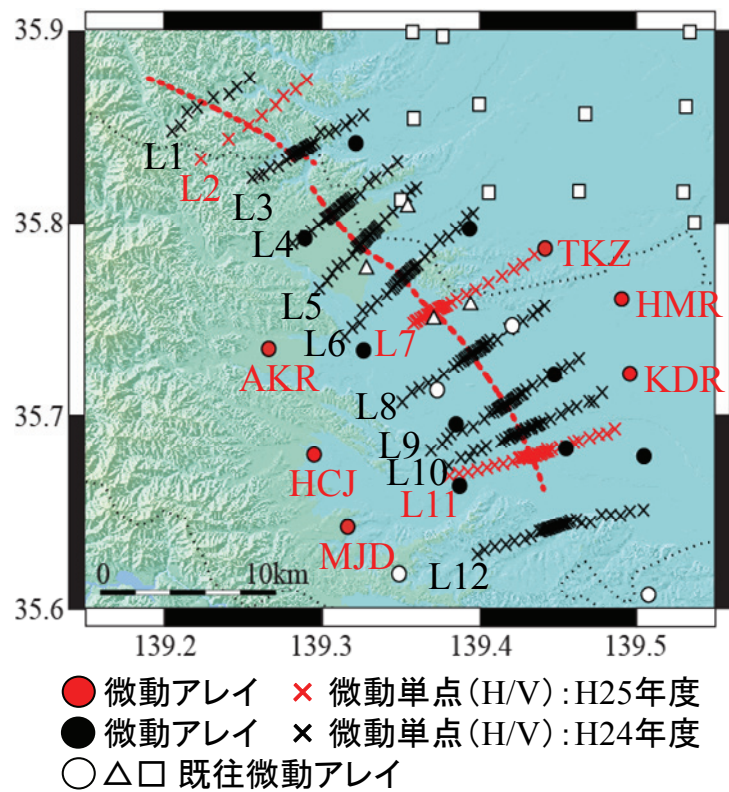


図 3 立川断層帯近傍における微動アレイおよび微動単点観測点
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

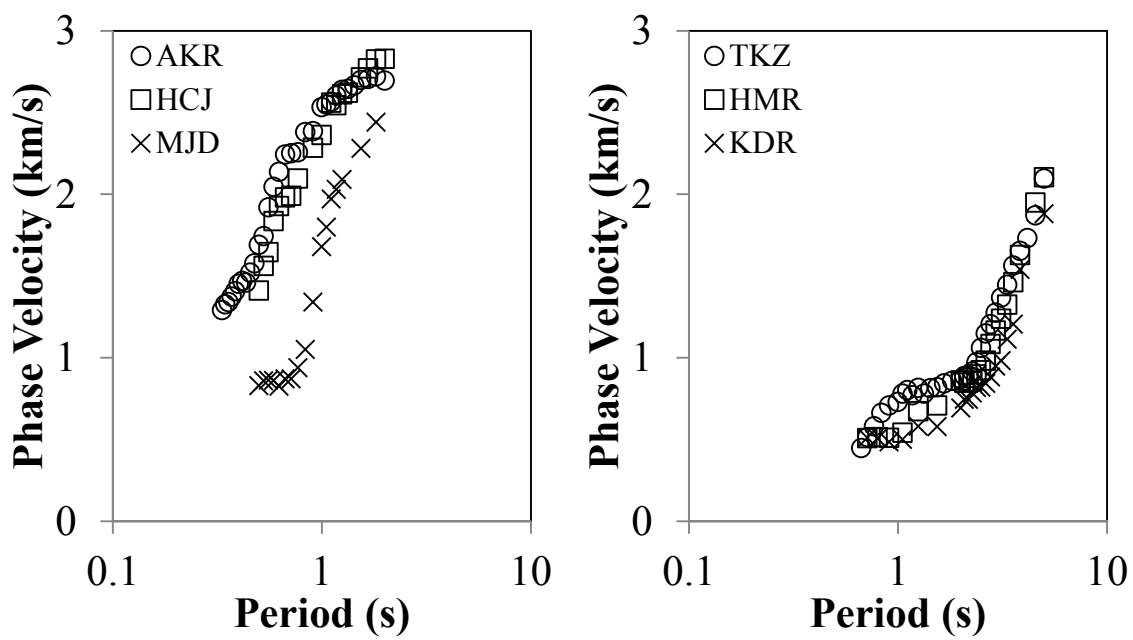


図 4 各微動アレイ観測点において得られたレイリー波位相速度
左：立川断層西側観測点 右：断層東側観測点

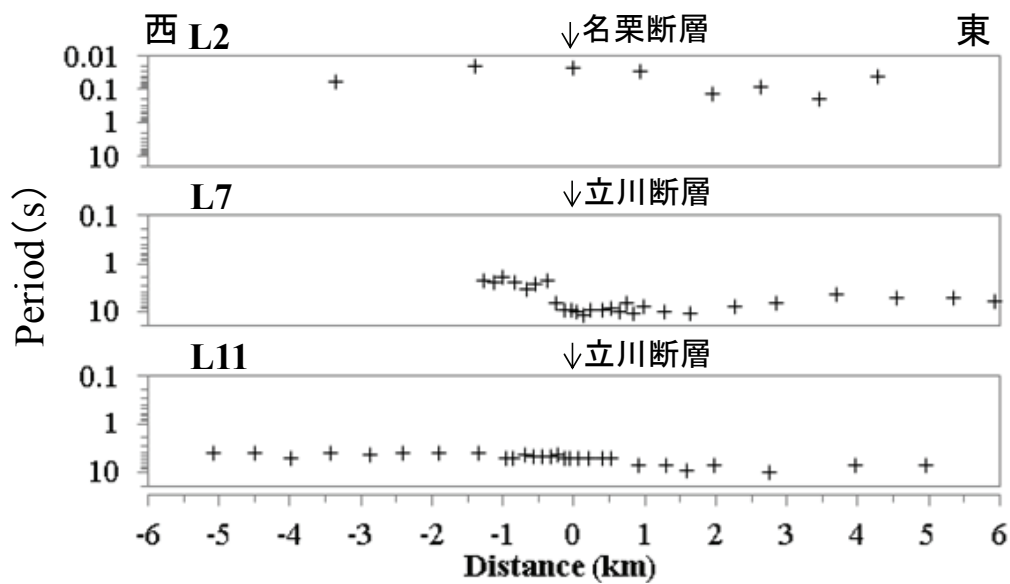


図 5 追加微動単点観測の各測線において得られた微動 H/V スペクトルの卓越周期分布

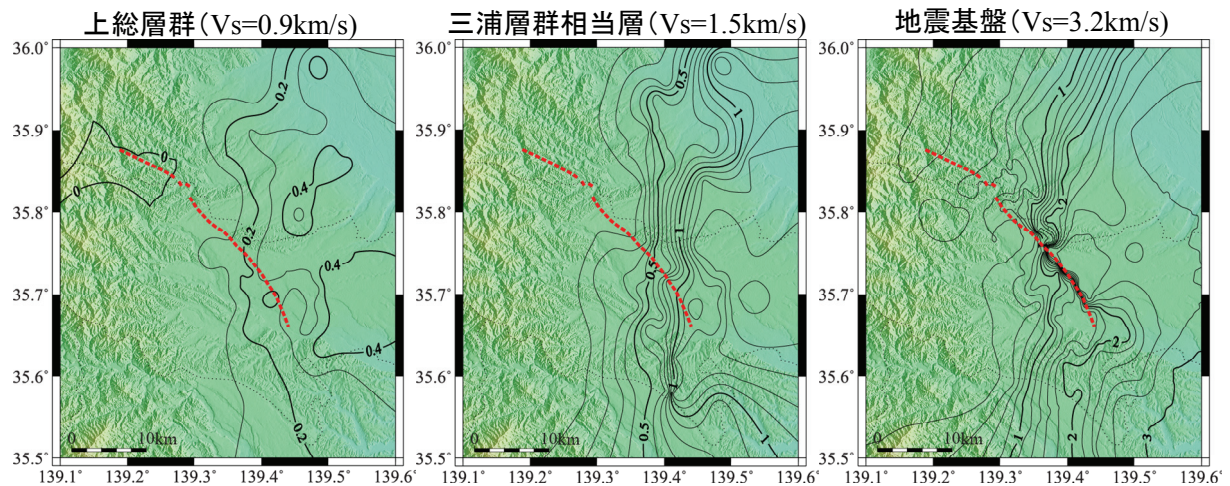


図 6 構築した立川断層帯周辺地域の

3次元地盤構造モデルにおける各層上面の深度分布

赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

最後に、深部地盤構造の影響を理解するために、構築したモデルと推本モデルによる 3 次元深部地盤構造モデルを用いて強震動予測を実施し、図 7 に示す既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った。同図には巨視的および微視的断層パラメータから算出した震源時間関数（中村・宮武、2000）も示してある。構築モデルを用いた強震動予測（3D-FDM）結果の一例として、図 8 に最大速度分布を示す。図 8 に示されるように、破壊開始点の北東では構築したモデルによる予測結果の方が推本モデルによる予測結果と比較して、最大速度は大きくなっている。図 9 に図 8 に示す破線上の各観測点の工学的基盤上における EW 成分の速度波形（周期 1 秒以上）を示す。図 9 に示されるように、立川断層の北東 3～6 km の地点では、S 波初動の後に振幅の大きな後続位相が現れており、これらの結果から立川断層帯周辺に存在する地震基盤の不整形構造が強震動予測結果に大きく影響することが明らかとなった。

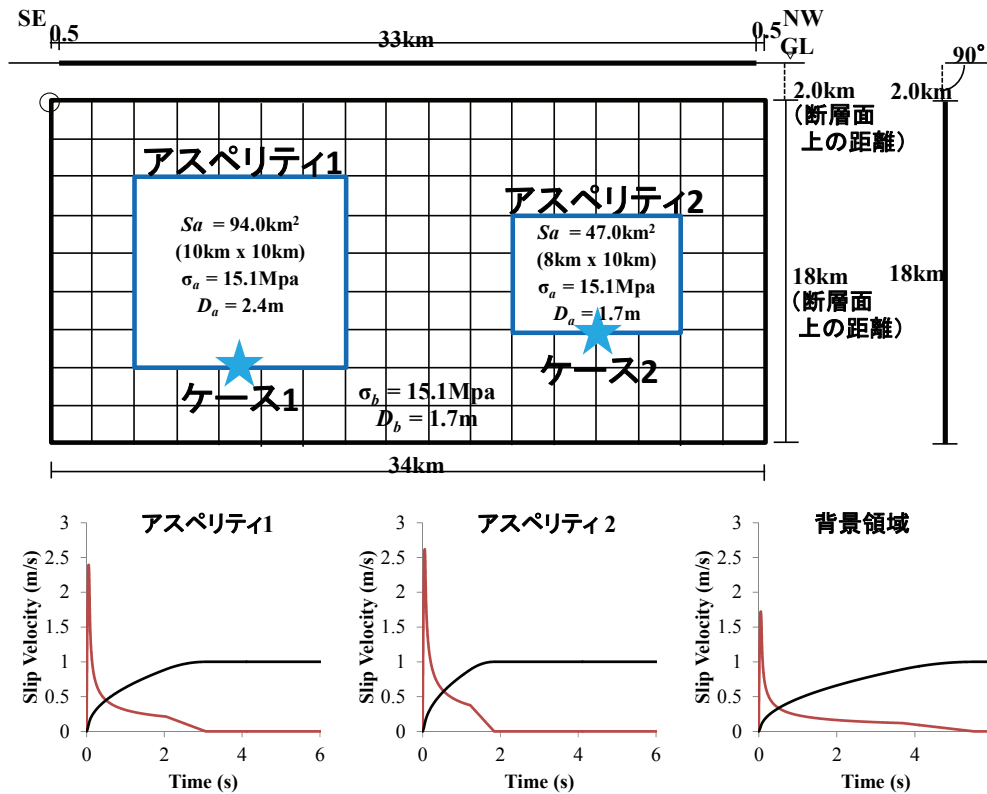


図 7 「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010)における立川断層帯の地震動シミュレーション用の震源断層モデルと震源時間関数

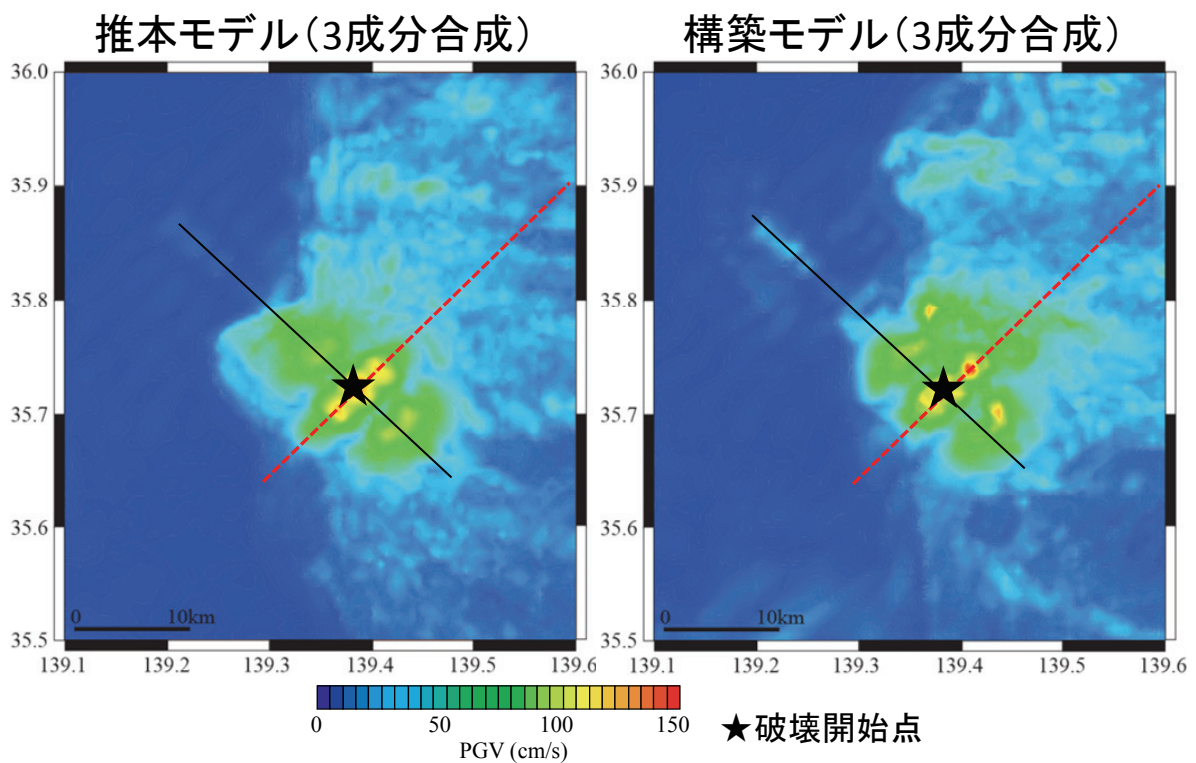


図 8 推本モデルと構築モデルによる強震動予測結果の比較 (最大速度分布)
黒線：地表面における断層線 赤点線：速度波形の比較測線

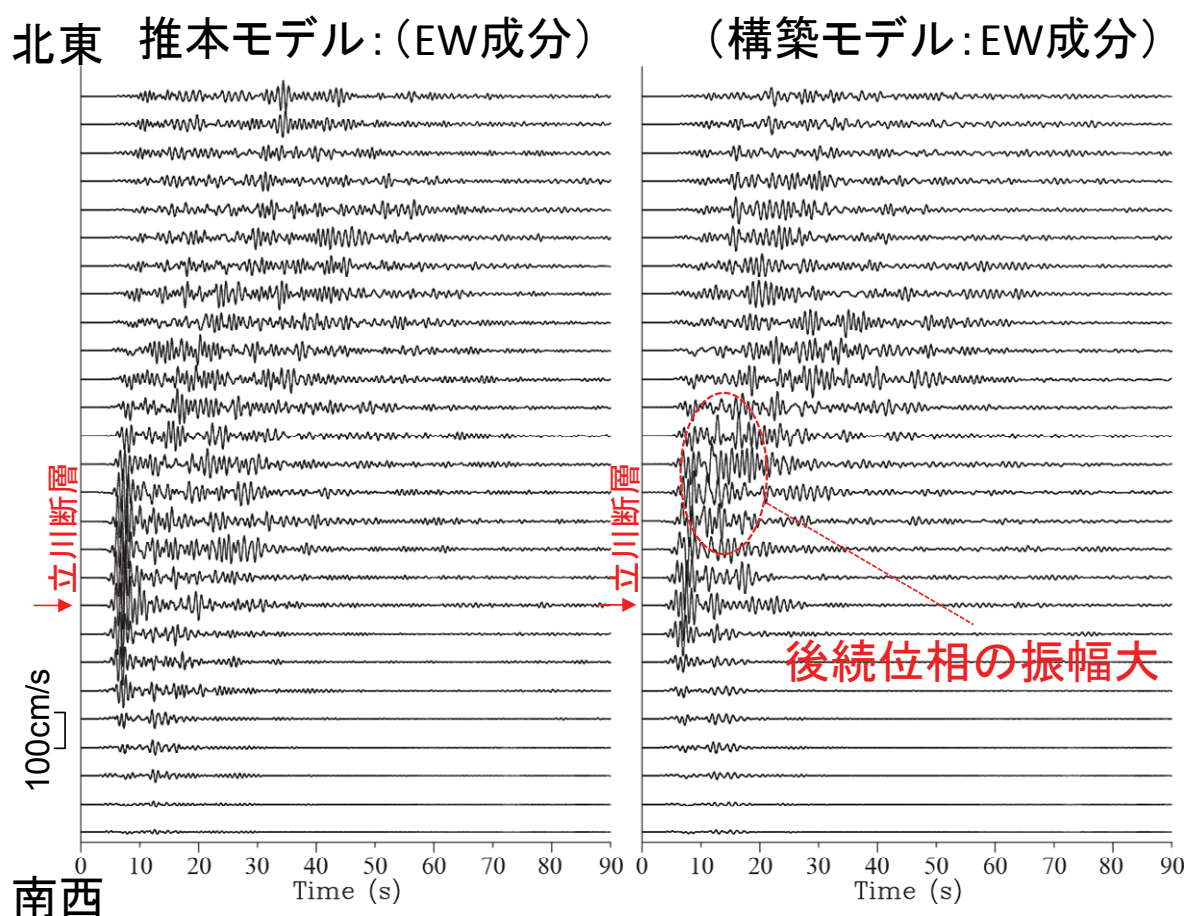


図 9 推本モデルと構築モデルによる強震動予測結果の比較
(工学的基盤における速度波形：EW 成分)

3) 立川断層帯における震源断層モデルの構築

サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の特性化震源モデルの構築を行った。サブテーマ①および②による浅層反射およびトレンチ調査等によって、金子台～箱根ヶ崎では活断層の存在は明らかになっており、名栗断層および立川断層の南部では中期更新世以降の活動は認められていない。したがって、図 10 に示すように、新たに本断層帯を金子台～箱根ヶ崎を中心とした断層長さ 17 km、断層幅 14 km の断層モデルの構築を行った。断層の平均走向、傾斜角およびすべり角はサブテーマ①および②の調査より、それぞれ 314° 、 70° および 26.6° （縦横比 1 : 2）である。各断層パラメータは、強震動予測レシピ（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009）による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」に準拠し設定した。表 1 に設定した各断層パラメータを示す。断層モデルの上端は本研究による地震基盤上面深度より、3 km と設定した。本断層帯におけるアスペリティは 1 つとし、金子台～箱根ヶ崎にかけた長さ 10 km、幅 6 km を設定した。アスペリティの平均すべり量はサブテーマ②の狭山神社ピットにおける調査結果から 2.0 m と設定した。

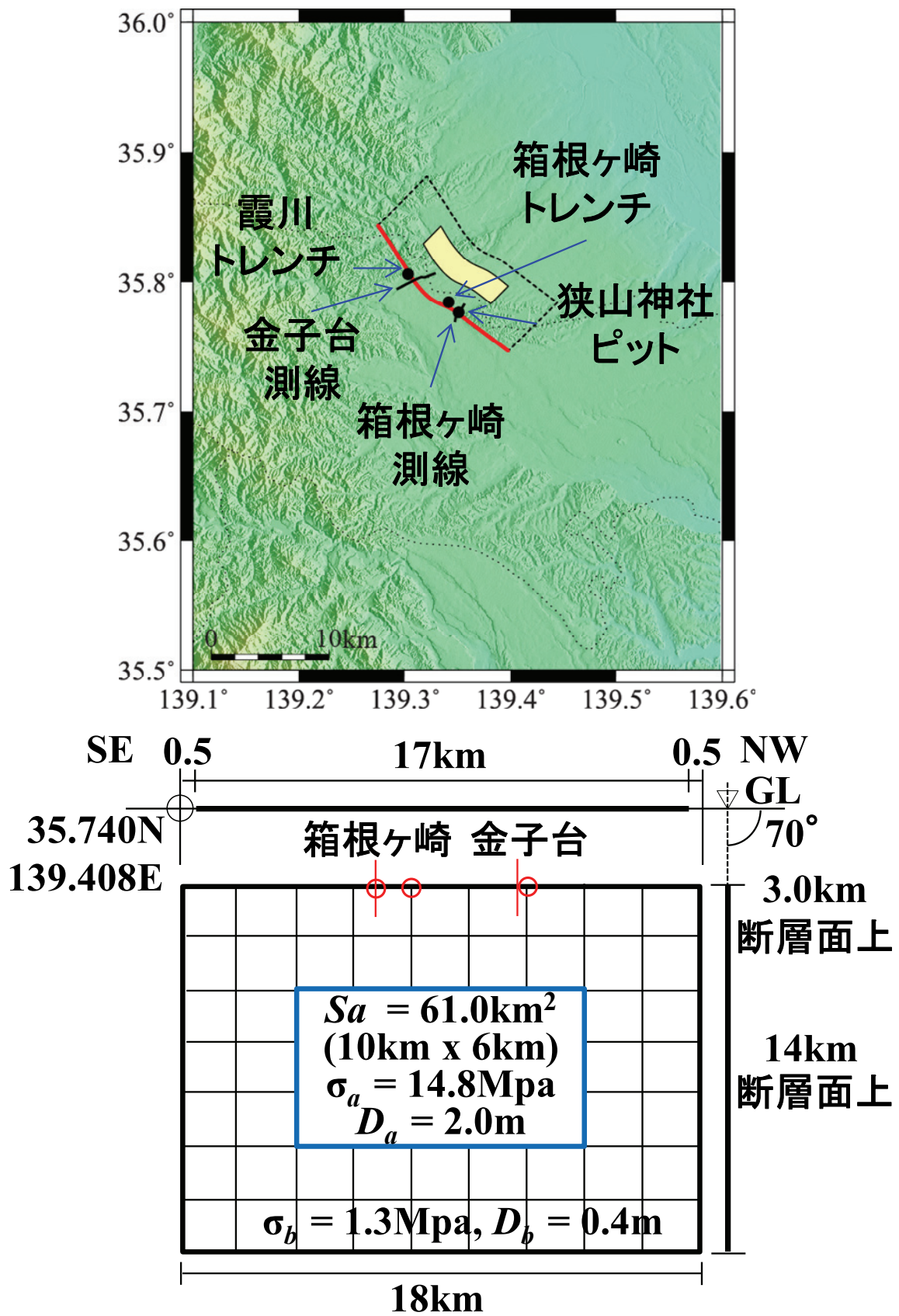


図 10 本断層帯の位置と本断層帯で発生する地震の特性化震源モデル

表 1 各断層パラメータ

基本パラメータ		
活断層長さ L(km)	サブテーマ①および②による成果	17 km
マグニチュード M	$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.9
巨視的震源パラメータ		
断層モデルの原点		35.740 N 139.408 E
走向(平均) θ	サブテーマ①および②による成果	314.0 °
傾斜角(平均) δ	サブテーマ①および②による成果	70 °
すべり角 γ	サブテーマ①および②による成果	26.6 °
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	5.90E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \Delta \sigma$	6.4
断層モデル上端深さ	本研究による成果	3 km
断層モデル長さ L_{model}		18 km
断層モデル幅 W_{model}	地震発生層の厚さを考慮	14 km
断層モデル面積 S_{model}	$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	252 km ²
静的応力降下量 $\Delta \sigma$	$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	3.6 MPa
平均すべり量 D_{model}	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	0.9 m
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	9.58E+18 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		
アスペリ ティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$ 61 km ²
	平均すべり量 D_a	サブテーマ①および②による成果 2.0 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta \sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$ 14.8 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$ 3.31E+18 Nm
	計算用面積	60 km ²
	計算用長さ $La1$	サブテーマ①および②による成果 10 km
	計算用幅 $Wa1$	6 km
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$ 191 km ²
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ 0.4 m
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$ 1.3 MPa
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 2.59E+18 Nm
	計算用面積	192 km ²

3) 立川断層帯周辺地域における強震動予測シミュレーション

立川断層帯周辺地域における詳細法による強震動予測シミュレーションでは、図 11 に示すように周期 1 秒以上の長周期帯域を 3 次元差分法により、周期 1 秒以下の短周期帯域を統計的グリーン関数によるハイブリッド法を用いた。3 次元差分法では、図 10 に示す南北 55 km×東西 45 km×深さ 55 km 程度を対象として、100 m 格子により図 6 に示す深部地下構造を用いてモデル化した。なお、10km 以深における地殻・マントルの構造は推本モデルをそのまま使用している。統計的グリーン関数では、各小断層からの入射角を考慮して次式に示す加速度フーリエスペクトルから加速度波形を求め、工学的基盤上において合成を行った (Boore, 1983 ; 釜江・他、1990)。

$$D(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{\omega^2}{1+(\omega/\omega_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(\omega/\omega_{\max})^{2s}}} \cdot \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R} \cdot G(\omega)$$

ここに、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン (釜江・他、1990)、 FS は自由表面による増幅、 $PRTITN$ は水平 2 成分へのエネルギーの分割、 ρ は密度、 β は S 波速度、 ω_c はコーナ一周波数、 $\omega_{\max}$ は高振動数遮断周波数、 s は係数 (Boore, 1983)、 R は震源距離、 Q は Q 値、 M_0 は地震モーメント、 G は地震基盤から工学的基盤までの増幅率である。

また、経時特性は次式に示す佐藤・他 (1994) を用いている。

$$E(t) = \begin{cases} \left(\frac{t-t_a}{t_b-t_a} \right)^2 & (t_a \leq t < t_b) \\ 1 & (t_b \leq t < t_c) \\ \exp \left\{ -\frac{(\ln 10) \cdot (t-t_c)}{t_d-t_c} \right\} & (t_c \leq t < t_d) \end{cases}$$

ここに、 t_b-t_a および t_d-t_c は、地震動の立ち上がり部および主要動部における時間である。

強震動予測における不確定要素として、アスペリティの位置、応力降下量、破壊伝播速度および破壊開始点をパラメータとする表 2 に示す 81 ケースのシナリオによるシミュレーションを実施した。強震動予測シミュレーションにおける解析時間は 80 秒間とし、ハイブリッド法による接続周期帯域は周期 1~2 秒とした。

強震動予測結果の一例として、CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布および震度分布を図 12 に示す。図 12 から断層の北東地域と南西地域では予測結果に大きな差異が認められる。すなわち、断層帯の北東地域では最大速度が 60 cm/s 以上、震度 5 強~6 弱となっているのに対し、断層帯の南西地域では最大速度が 20 cm/s 以下となり、震度も概ね 4~5 弱となっている。これは、本断層帯周辺における深部地盤構造が予測結果に大きく寄与しているためである。

本断層帯周辺地域における地表面の地震動算出のためには AVS30 (地下 30 m までの平均 S 波速度) に基づく地盤増幅特性の補正が必要となるため (地元・他、2015)、地元・他 (2015) による、微地形区分と AVS30 との関係から図 13 に示す強震動予測対象地域の AVS30 の分布を求め、次式に示される最大速度増幅率 AF (藤本・翠川、2006) を算出した。

$$\log AF = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30$$

同図には強震動予測対象地域における最大速度増幅率の分布も示されており、本断層帯の北東から東にかけた地域では最大速度増幅率が大きくなっており、特に埼玉県南部においては 1.5～1.7 倍と顕著であることがわかる。

この最大速度増幅率を用いて算出した CASE1-1 による地表面における最大速度分布および震度分布を図 14 に示す。図 14 に示す地表面における最大速度分布から、本断層帯の北東から東にかけた地域においては図 12 に示す工学的基盤上における最大速度分布と比較して概ね最大速度 40 cm/s 以上の範囲が広く分布しており、最大震度 6 強となる地域も存在する。また、予測結果の例として図 15 に K-NET および KiK-net 観測点における速度波形およびフーリエスペクトルを示す。図 15 から、地表面における地震動は断層帯の南西から北東に向かって増幅されており、特に周期 1 秒付近の周期帯域が増幅されていくことがわかる。

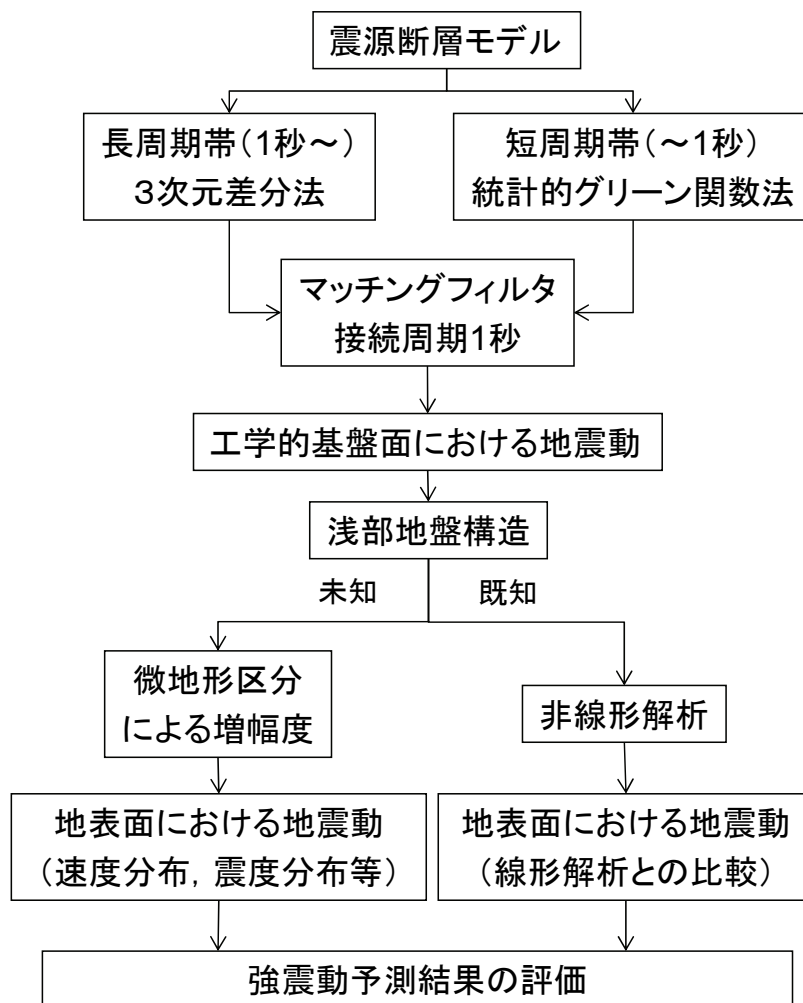


図 11 強震動予測シミュレーションのフロー

表 2 強震動予測シミュレーションの各ケースにおける不確定要素のパラメータ

アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE
Center 上端 7km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	1-1
			Central	1-2
			South	1-3
		Vr=2.7km/s	North	1-4
			Central	1-5
			South	1-6
		Vr=3.0km/s	North	1-7
			Central	1-8
			South	1-9
	$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	2-1
			Central	2-2
			South	2-3
		Vr=2.7km/s	North	2-4
			Central	2-5
			South	2-6
		Vr=3.0km/s	North	2-7
			Central	2-8
			South	2-9
	$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	3-1
			Central	3-2
			South	3-3
		Vr=2.7km/s	North	3-4
			Central	3-5
			South	3-6
		Vr=3.0km/s	North	3-7
			Central	3-8
			South	3-9

アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE	アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE
Upper 上端 3km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	4-1	Lower 上端 11km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	7-1
			Central	4-2				Central	7-2
			South	4-3				South	7-3
		Vr=2.7km/s	North	4-4			Vr=2.7km/s	North	7-4
			Central	4-5				Central	7-5
			South	4-6				South	7-6
		Vr=3.0km/s	North	4-7			Vr=3.0km/s	North	7-7
			Central	4-8				Central	7-8
			South	4-9				South	7-9
	$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	5-1		$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	8-1
			Central	5-2				Central	8-2
			South	5-3				South	8-3
		Vr=2.7km/s	North	5-4			Vr=2.7km/s	North	8-4
			Central	5-5				Central	8-5
			South	5-6				South	8-6
		Vr=3.0km/s	North	5-7			Vr=3.0km/s	North	8-7
			Central	5-8				Central	8-8
			South	5-9				South	8-9
	$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	6-1		$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	9-1
			Central	6-2				Central	9-2
			South	6-3				South	9-3
		Vr=2.7km/s	North	6-4			Vr=2.7km/s	North	9-4
			Central	6-5				Central	9-5
			South	6-6				South	9-6
		Vr=3.0km/s	North	6-7			Vr=3.0km/s	North	9-7
			Central	6-8				Central	9-8
			South	6-9				South	9-9

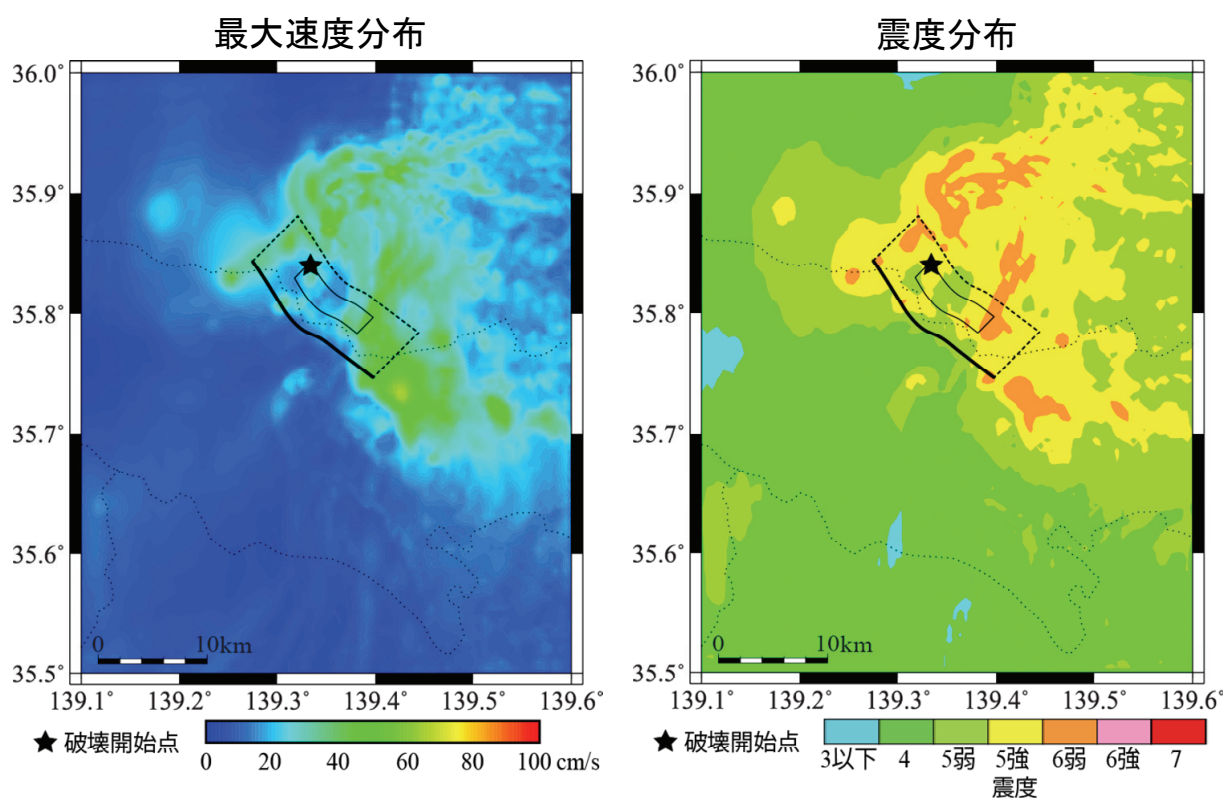


図 12 CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

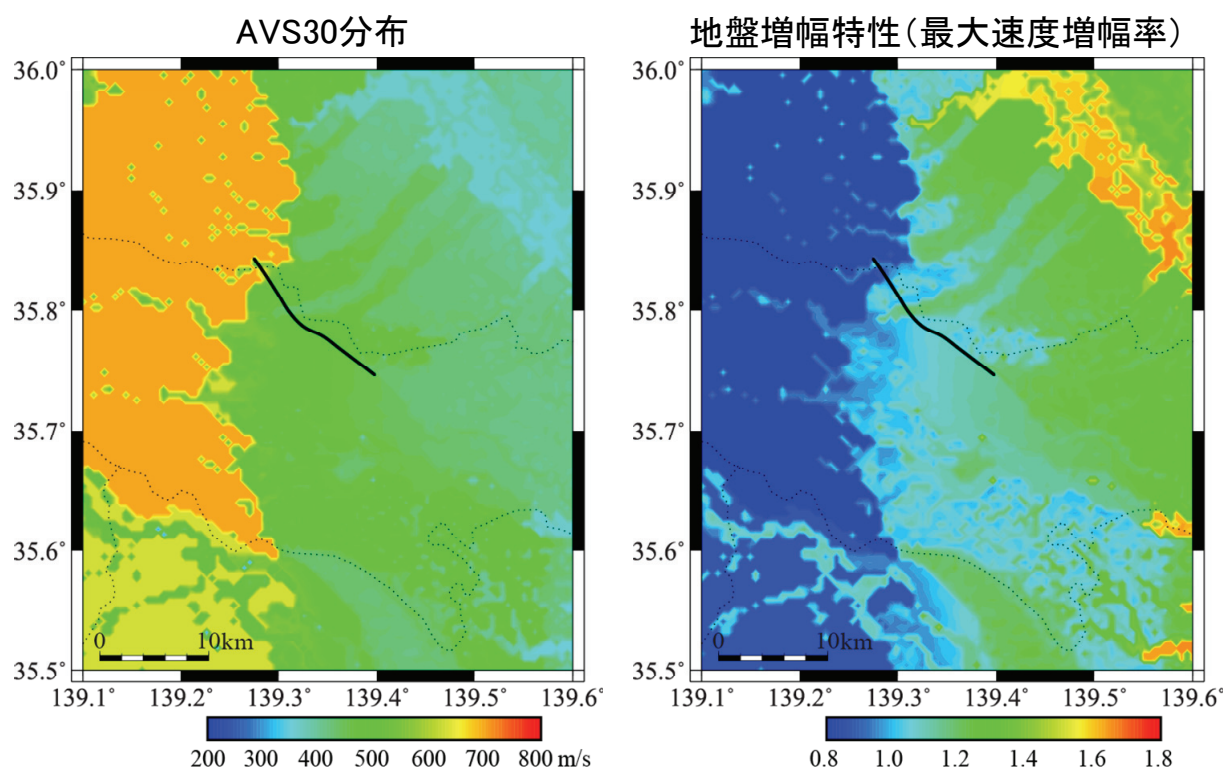


図 13 CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

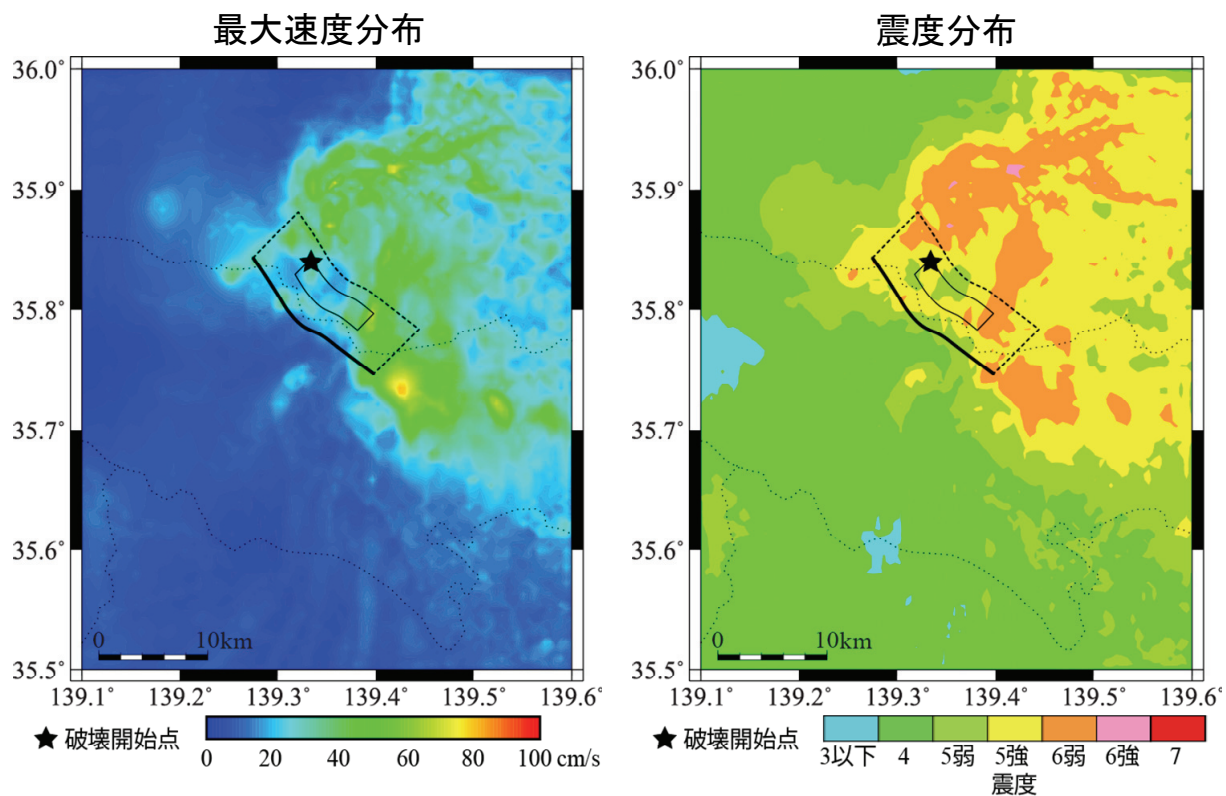


図 14 CASE1-1 による地表面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

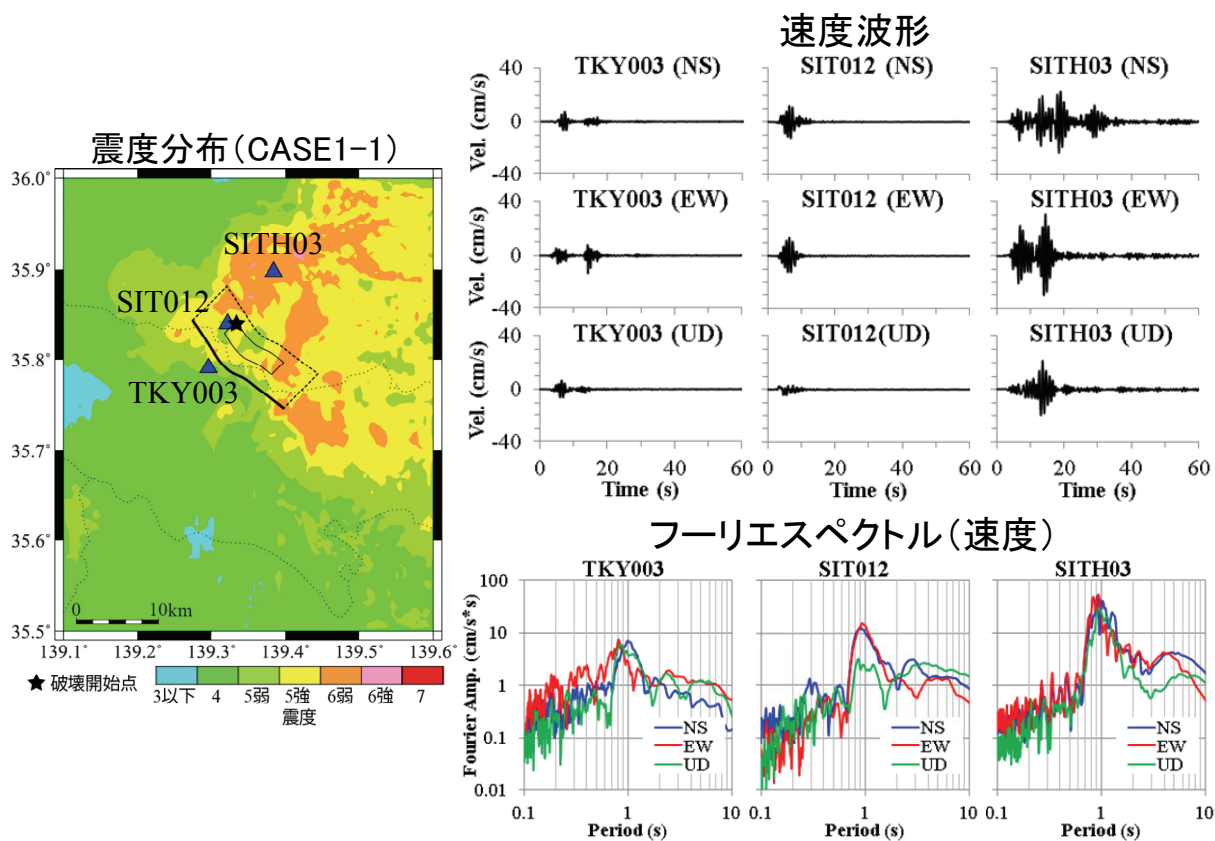


図 15 CASE1-1 による地表面における速度波形とフーリエスペクトルの例

次に、不確定要素としての震源パラメータの差異が地表面における予測結果に与える影響についての検討を行った。図 16 に各震源パラメータを変化させた場合における予測結果（震度分布）の比較を示す。図 16 に示されるよう、アスペリティがモデル上部にある場合に最も予測震度が大きくなる。応力降下量および破壊伝播速度は大きくなるほどその値に比例して全体的に予測震度は大きくなる傾向にあるが、最大震度となる箇所といった分布の性状が大きく異なることはない。これに対して、破壊開始点が異なると最大震度には大きな変化がないが、震度分布の性状、すなわち最大震度となる箇所が異なる。したがって、破壊開始点の設定には注意を要する事が明らかになった。

図 17 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値による最大速度分布および震度分布を示す。図 17 に示すように、予測結果の平均値における最大速度は本断層帯の北東地域において 130 cm/s 程度であり、最大震度は 6 強となっている。

また、全 81 ケースのシナリオによる予測結果のばらつきの評価の一例として KiK-net 観測点である SITH03 における評価結果を図 18 に示す。なお、図中の sample は SITH03 におけるシナリオ数（81 ケース）であり、 x^2 は正規分布の最大値であり、大きくなるほど分布が中央値にあり、予測結果に及ぼすばらつきが少ないことを表している。同図の速度応答スペクトルが示すように、アスペリティの位置および応力降下量によるばらつきが大きく、特に周期 1 秒以上の周期帯域で大きくばらつく傾向にある。これに対して、破壊伝播速度は他の震源パラメータと比較して、ばらつきが小さい傾向にある。

図 19 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の $\pm \sigma$ （最大速度および計測震度）を示す。図 19 から示すように、予測結果の $\pm \sigma$ は本断層帯の北東地域において最大となり、最大速度は平均値の約 2 倍程度、計測震度で 1 程度である。図 20 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値 $\pm \sigma$ による震度分布を示す。図 20 から、本断層帯の北東地域においては予測結果の平均値 $+\sigma$ では最大震度は 7 になるが、平均値 $-\sigma$ では最大震度は 5 強となり、全体的な傾向として震度階で 3 程度ばらつくことがわかる。

最後に、図 21 に示す浅部地盤探査の実施（地元・他、2015）によって浅部地盤構造が明らかとなっており強震時において地盤の非線形化する可能性のある 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、非線形応答の評価を行った。等価線形化法解析では次式で示す Hardin-Drnevich モデルを用いており、繰返しせん断特性のモデルパラメータは表 3 に示す古山田・他（2003）を用いた。

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + \gamma_{0.5}}, \quad h = h_{\max} \left(1 - \frac{G}{G_0} \right)$$

ここに、 G/G_0 はせん断剛性比、 h は減衰定数、 $\gamma_{0.5}$ は $h_{\max}$ は最大減衰定数である。なお、解析に用いた浅部地盤構造における各層のパラメータは、各地点における微地形区分と S 波速度に対応する土質から設定している。図 22 に解析結果の一例として、AK1 地点における速度波形を示す。図 22 が示すように、地盤が非線形化を起こすことにより、S 波主要動において最大振幅が 1/2 程度となっている。

また、全地点において等価線形化法解析結果と線形解析結果と比較することにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤における AVS30 との関係についての検討を行った。図 23 に最大速度および計測震度に対しての等価線形化法

解析結果と線形解析結果による比較を、図 24 に、線形解析結果に対する等価線形化法解析結果のそれぞれの比と AVS30 との関係をそれぞれ示す。図 23 から、最大速度が大きくなるほど非線形化が大きく、図 24 から AVS30 が小さいほど、地盤の非線形化の影響が大きいことが明らかであり、地盤が非線形化した際には、浅部地盤構造（AVS30）が最大速度および SI 値に及ぼす影響が大きいという傾向があることを示唆している。

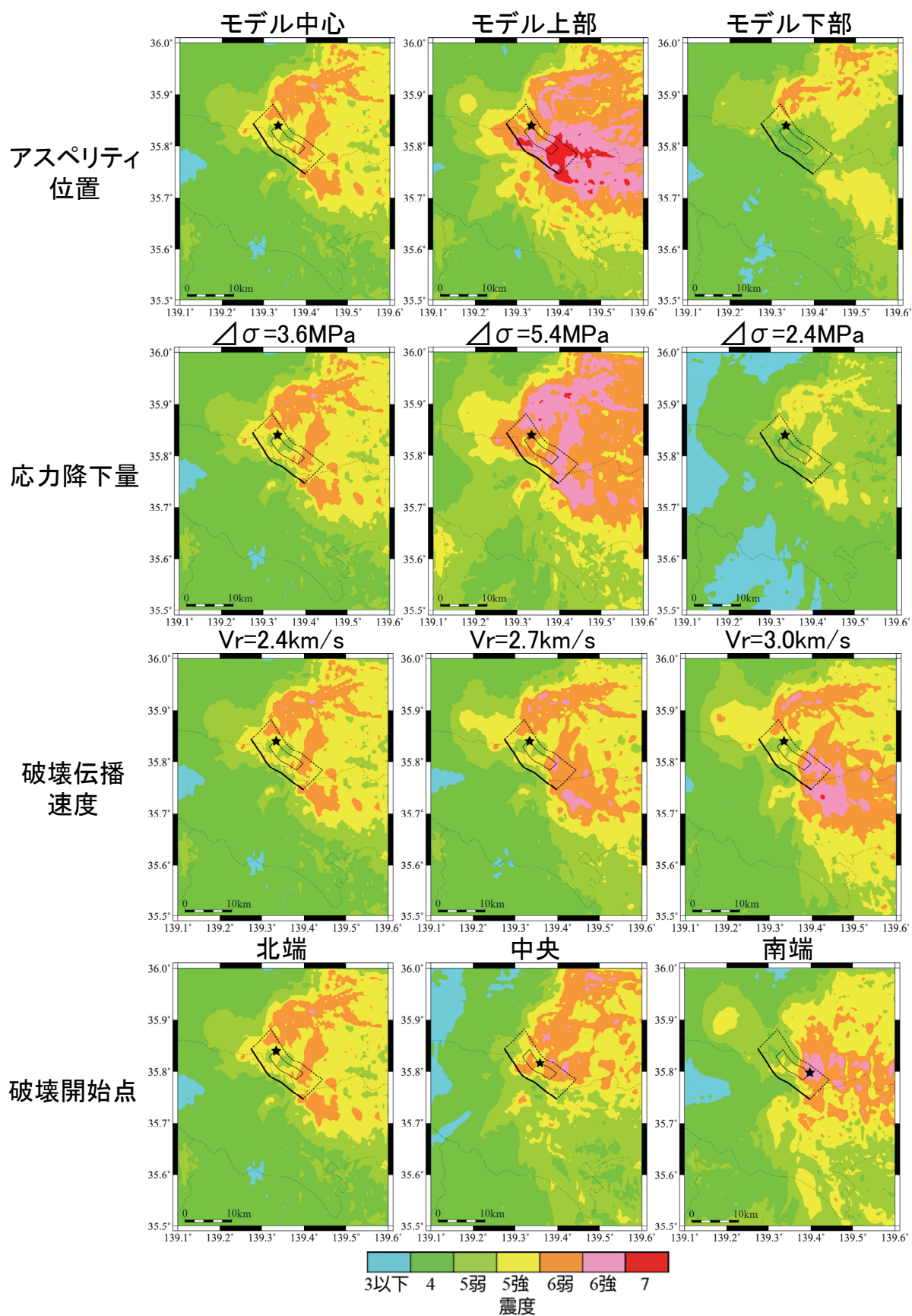


図 16 震源パラメータの違いによる予測結果の比較（震度分布）

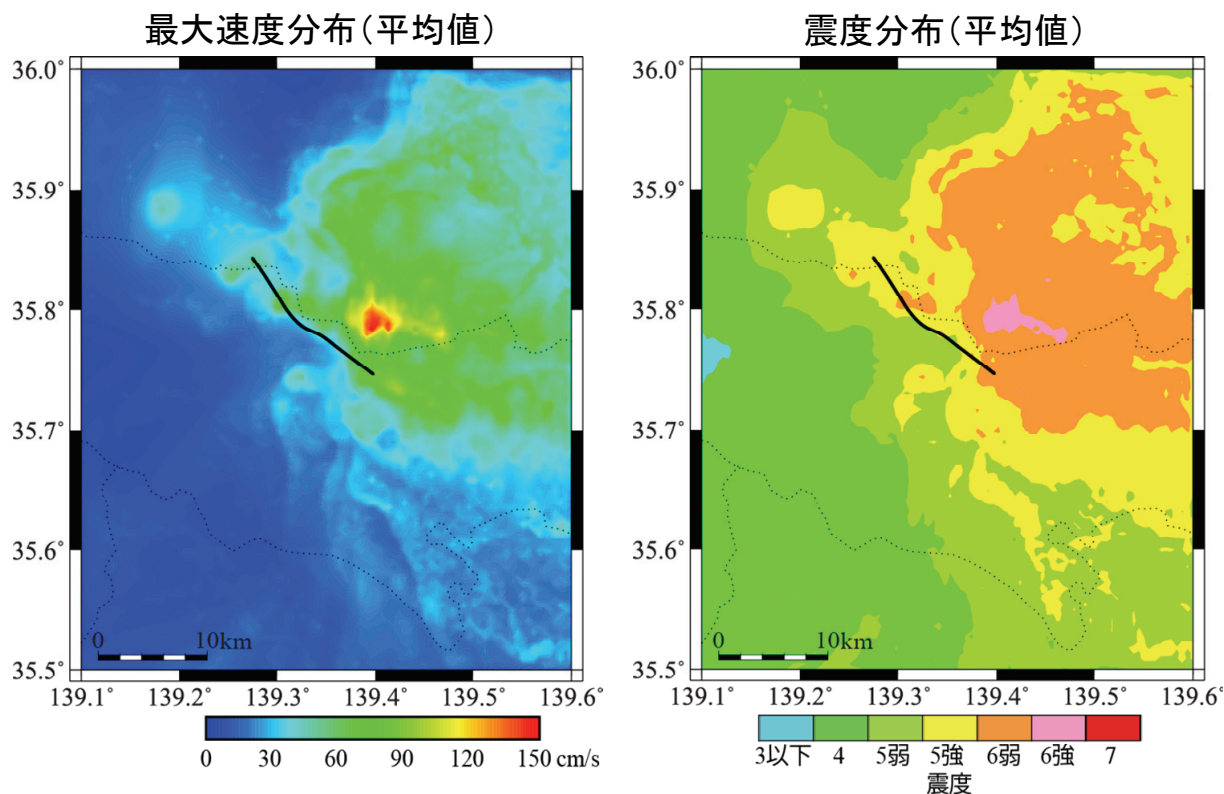


図 17 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値
(左：最大速度分布 右：震度分布)

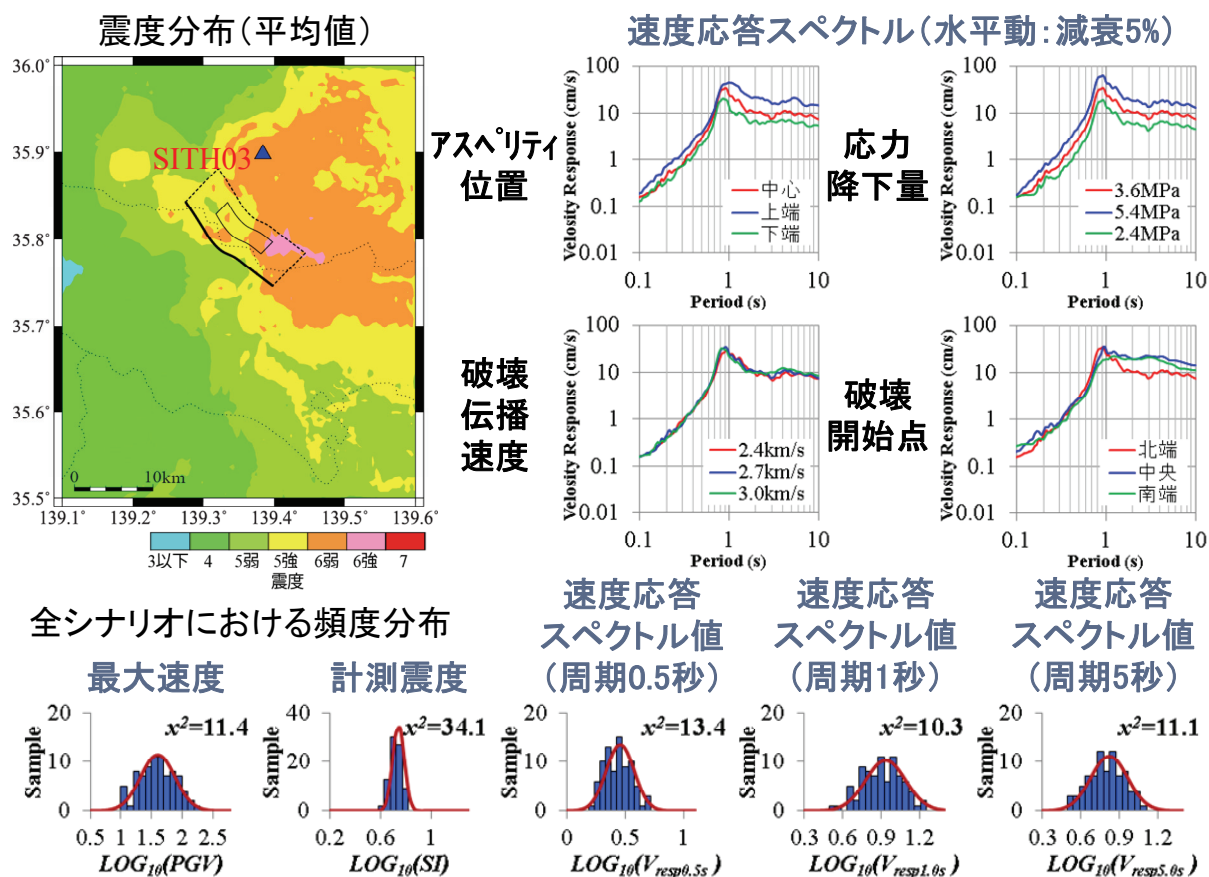


図 18 予測結果のばらつき評価の例 (KiK-net 日高)

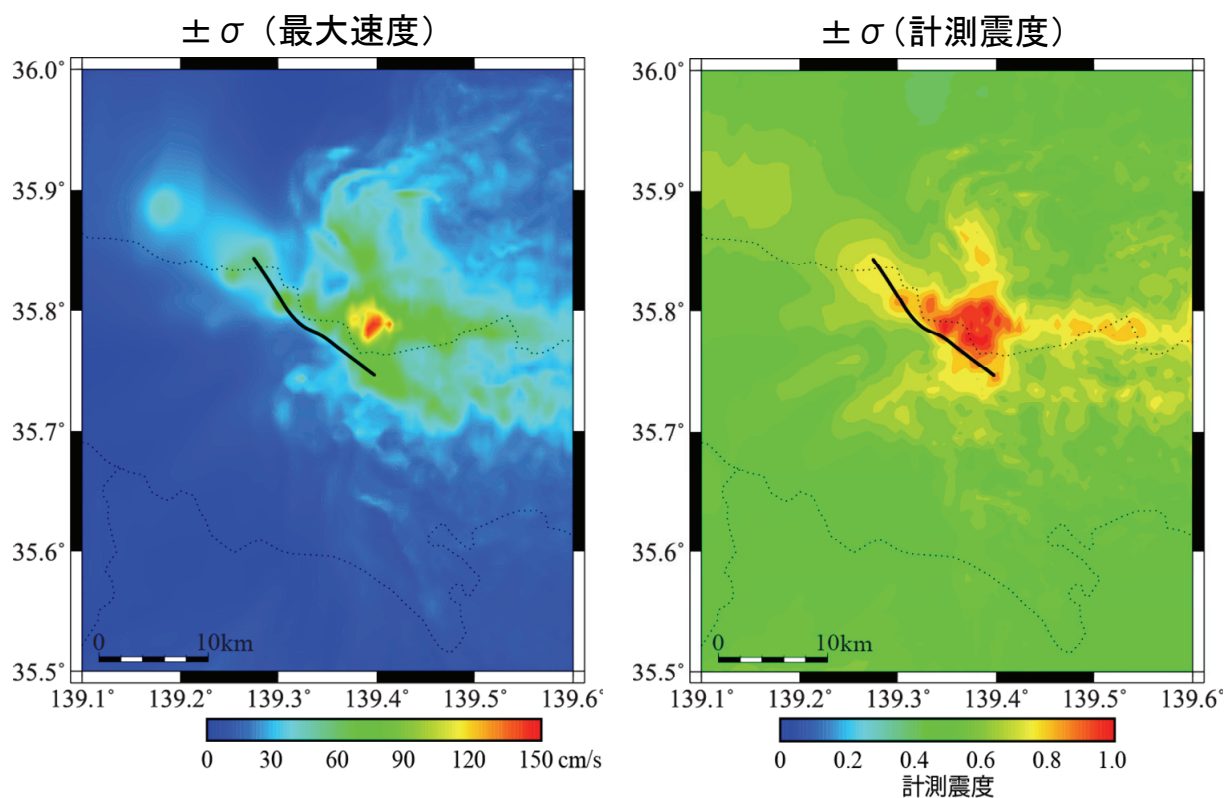


図 19 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の±σ (左：最大速度分布 右：震度分布)

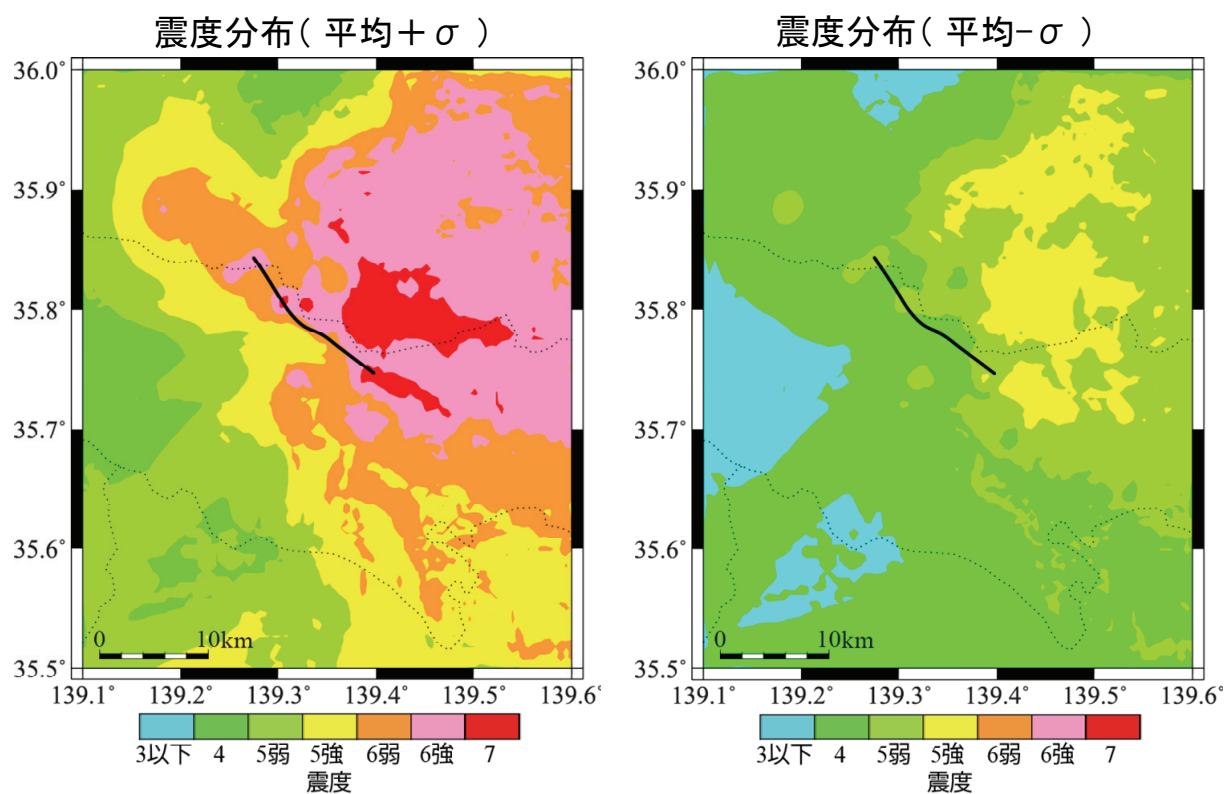


図 20 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値±σ (震度分布)

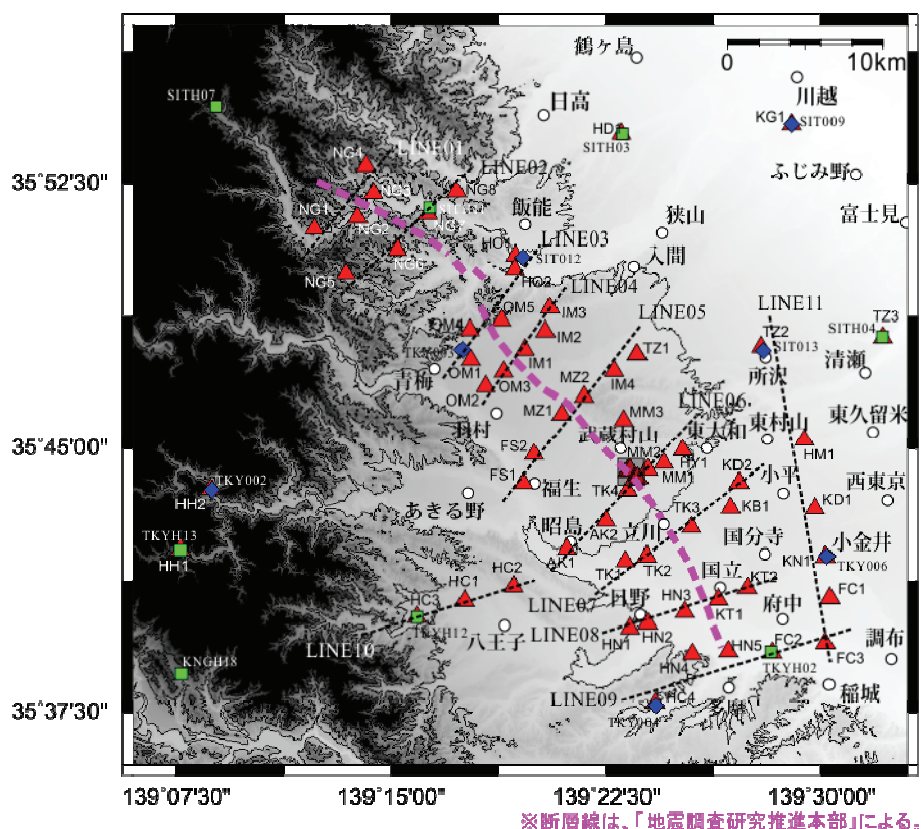


図 21 立川断層帯（地質調査所、1997）周辺地域における浅部を対象とした微動アレイ探査地点（地元・他、2015）

表 3 繰返しせん断特性のモデルパラメータ（東京）

地層	土質	拘束圧 (kPa)	間隙比 e	塑性指数 I_p (%)	細粒分含有率 F_c (%)	S波速度 V_s (m/s)	基準ひずみ $\gamma_{0.5}$	最大減衰定数 h_{max}
沖積層	粘土層	92	1.77	30.6	82.1	150	0.0019	0.16
	砂質土	74	0.89	—	17.2	190	0.0009	0.21
洪積層	ローム	48	3.71	44.7	96.1	190	0.0019	0.14
	粘性土	174	1.45	37.4	91.5	270	0.0020	0.13
	砂質土	167	0.91	—	10.4	370	0.0009	0.21

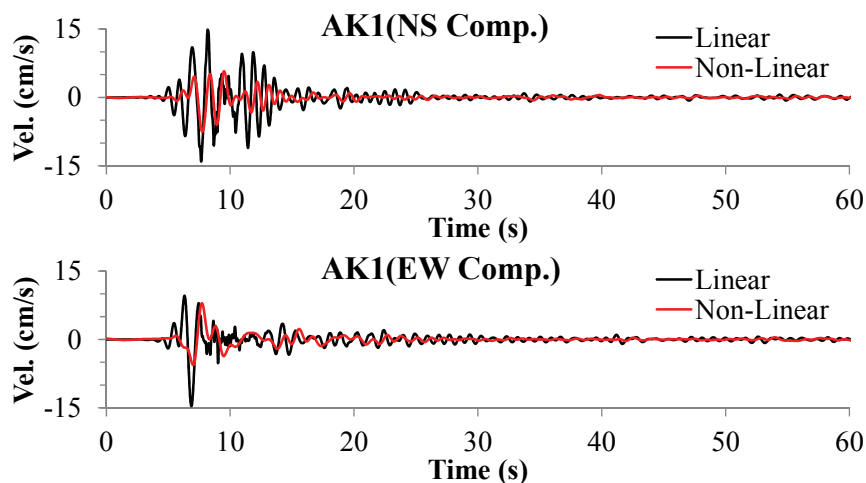


図 22 AK1 地点における等価線形化法による解析結果

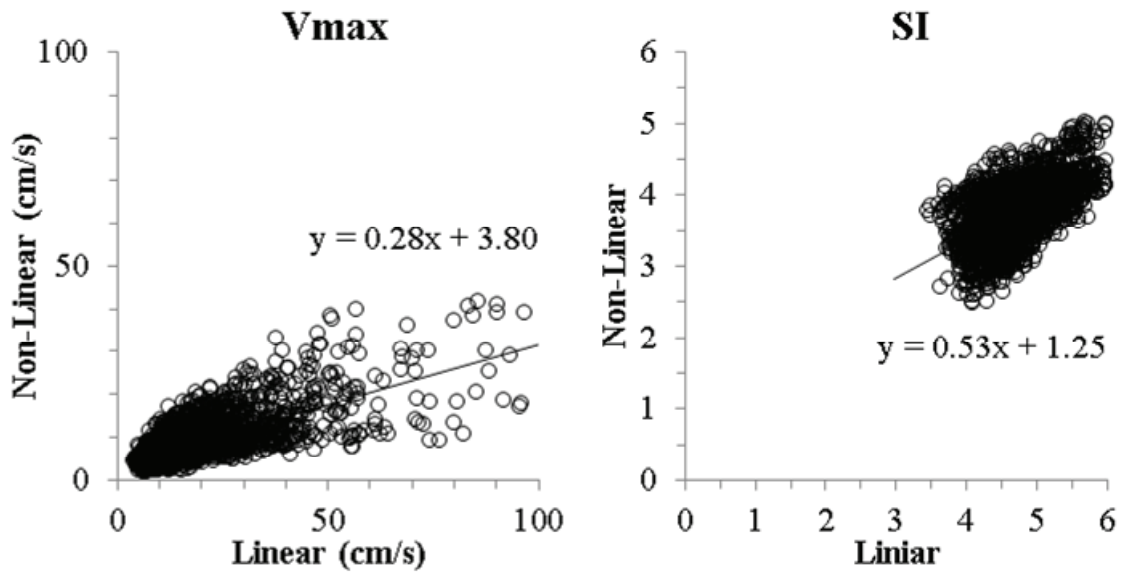


図 23 等価線形化法による解析結果と線形解析結果の比較（左：最大速度 右：SI 値）

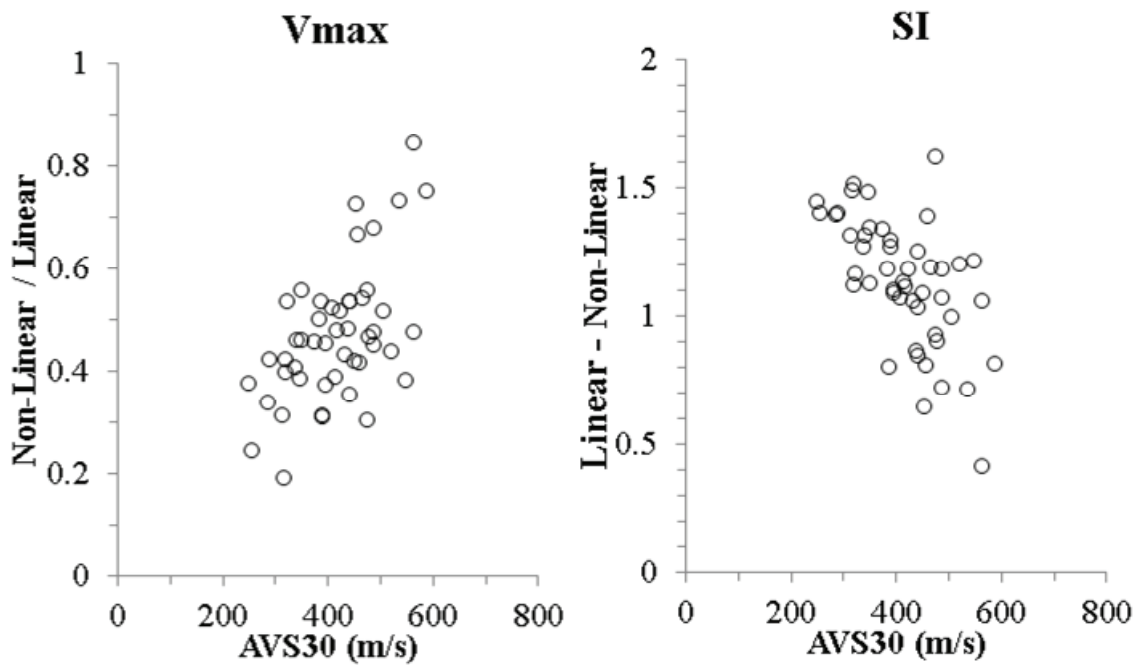


図 24 地盤の非線形化と AVS30 との関係（左：最大速度 右：SI 値）

(d) 結論

立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、サブテーマ①b による立川臨時観測および首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点(酒井・平田、2009)における地震記録のレシーバー関数法解析と、微動アレイおよび微動単点観測による追加観測の結果を昨年度の結果に統合することにより、昨年度よりさらに詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した 3 次元モデルと推本による 3 次元モデルを用いて強震動予測を実施し、既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。次に、サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値およびばらつき ($\pm \sigma$) の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。地震動予測結果の平均値における最大速度は本断層帯の北東地域において 130 cm/s 程度であり、最大震度は 6 強となった。また、本断層帯の北東地域においては予測結果の平均値 + σ では最大震度は 7 になるが、平均値 - σ では最大震度は 5 強となり、全体的な傾向として震度階で 3 程度ばらつくことがわかった。最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、浅部地盤における AVS30 (地下 30 m までの平均 S 波速度) との関係について明らかにした。

(e) 引用文献

- Boore, D.M. : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motion Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, No.6, 1865-1894, 1983.
- 地元孝輔・佐口浩一郎・山中浩明：微動アレイ探査による立川断層帯周辺における表層地盤の S 波速度構造モデルの推定, 日本地震工学論文集, Vol.15, No.1, 81-100, 2015.
- 藤本一雄・翠川三郎：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol.3, No.3, 13-27, 2003.
- 地質調査所：50 万分の 1 活構造図, 8, 東京, 第 2 版, 1997.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：「全国地震動予測地図」2010 年版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/k_dansomodel.pdf.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：「長周期地震動予測地図」2012 年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：付録 3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7 級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 416, 57-70, 1990.
- 古山田耕司・宮本裕司・三浦賢治：多地点での原位置採取試料から評価した表層地盤の非線形特性, 地盤工学研究発表会, pp.2077-2078, 2003.

- 中村洋光・宮武隆：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震 2,53,1-9,2000.
- 酒井慎一・平田 直：首都圏地震観測網の設置計画,地震研究所彙報, 84, 57-69, 2009.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性,日本建築学会構造系論文報告集, 461, 19-28, 1994.

4. 全体成果概要

平成 26 年度においては、サブテーマ 1：断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、サブテーマ 2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測、サブテーマ 3：断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究、の 3 つのサブテーマについての調査観測・研究を進めた。

サブテーマ 1：断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測のうち、1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明（3. 1. 1 参照）では、平成 25 年度に取得した重力値の測定結果と、断層帯周辺の既存の重力データのコンパイル結果をもとに、断層周辺の密度構造解析を行い、震源断層の姿勢と広がりについて検討した。断層による変位地形が明瞭な立川断層北部で浅部での断層形状を明らかにするために、武蔵村山市の箱根ヶ崎測線と、入間市の金子台において、10 m 間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行った。これらの反射法地震探査断面では、断層に伴う花卉状構造が確認できた。断層南部で平成 24 年度の三次元反射法地震探査の再解析とボーリング層序との対比を行い、青梅礫層基底に顕著な変形がないことを明らかにした。また、東京都が断層南部で取得した既存反射法地震探査データの再解析を行い、上総層群の撓曲構造が不整合面に切られ、それより上位には明確な変形の証拠がないことを示した。また、1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査（3. 1. 2 参照）では、立川断層帯周辺地域において、30 ヶ所に高感度地震計による臨時観測点を設置して自然地震の観測を行った。臨時観測点で得られたデータは、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網（MeSO-net）のデータと統合処理を行った。これらのデータから、地震波形を切り出し、P 波、S 波等の読み取りを行って、震源決定および地震波トモグラフィ解析を行った。その結果、立川断層帯周辺では、地震活動が見られなかった。さらに、地震波トモグラフィ解析の結果から得られた地震波速度構造では、立川断層北部の深部延長では、低速度領域が見られるものの、立川断層南部や名栗断層においては、顕著な速度異常は見られなかった。

サブテーマ 2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測のうち、2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明（3. 2. 1 参照）では、空中写真判読と航測写真図化により名栗断層の変位地形の検討を行い、その結果に基づき、地形・地質調査およびピット（下直竹地点）を実施した。その結果、名栗断層に沿っては新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。また、金子台地区・箱根ヶ崎地区で新規および既存のボーリングデータを収集するとともに、米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化の結果を合わせて検討し、変位地形の性格について再検討した。その結果、断層変位地形・地質構造は単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられ立川断層が本質的には左横ずれ断層であることが分かった。一方、立川市富士見台地区で実施した P 波極浅層反射法地震探査の結果、立川断層が通過するとされる地点の地下には明瞭な断層ないしはそれによって形成されると期待される変形構造が認められないことが分かった。また、2. 2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査（3. 2. 2 参照）では、青梅市内の金子台において実施した 3 地点ボーリングコアを用い、金子台の地形面の形成年代を高精度火山灰編年調査により検討した。その結果、金子台は 2 面に区分され、いずれも MIS 7 に形成された地形面と考えられる。また、真如苑プロジェクト用地で上総層群と立川ローム層の間で識別されていた 3

層準の礫層について OSL 年代測定を実施し、4a 層で 2 層準、4b 層下部で 1 層準、4c 層中部で 1 層準の OSL 年代が得られ、それぞれ 22.7 ± 2.4 ka、 30.3 ± 3.1 ka、 65.4 ± 8.2 ka、 235.7 ± 25.7 ka であった。また 235.7 ± 25.7 ka の年代値は、同地域地下で豊岡礫層とよばれてきたものを青梅層（または青梅砂礫層）とすることを意味することがわかった。さらに、真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリング調査（TC-14-EN01）で得られたオールコアをもとに、同地域地下の中期更新世礫層の深度分布を検討し、想定断層帯位置西側の礫層基底高度と比較して東側でそれらが揃って高い傾向が認められた。また、立川市砂川地区 2 地点（立川断層帯推定位置を挟む東側と西側であり、いずれも従来から Tc2 面とされた場所）で得た打ち込み試料（ローム層）の分析を実施し、両地点から最深部付近に AT の降灰層準が認められ、両地点はともに Tc1 面と解釈できることがわかった。

2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明（3. 2. 3 参照）では、史料地震学的な手法を用いて 18 世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析が行われていない 1767 年明和四年九月江戸の地震、1791 年寛政蔵の地震、1812 年文化神奈川の地震、1859 年安政岩槻の地震の 4 地震に関する史料を検討して、1767 年は南東北の沖合の地震、その他 3 地震も関東地方の下に沈み込んでいるフィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の 20 数 km 以深の地震であり、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の被害地震の中で、これまで諸説あった 1887 年 1 月 15 日 M6.2 の地震が秦野断層あるいは渋沢断層付近に発生した南関東では珍しい浅発地震以外には、浅い地震と判断できるものがないことが判った。

サブテーマ 3：断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究（3. 3 参照）では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、サブテーマ 1.b による立川臨時観測および首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点における地震記録のレーシーバー関数法解析と、微動アレイおよび微動単点観測による追加観測の結果を昨年度の結果に統合することにより、昨年度よりさらに詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した 3 次元モデルと「長周期地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2012）（以下、「推本モデル」）による 3 次元モデルを用いて強震動予測を実施し、既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。次に、サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差（ $\pm \sigma$ ）の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、浅部地盤における AVS30（地下 30m までの平均 S 波速度）との関係について明らかにした。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) (サブテーマ1. 1)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) (サブテーマ1. 2)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) (サブテーマ2. 1)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石山達也・廣内大助・佐藤比呂志・小林健太・鈴木毅彦・郡谷順英・小俣雅志・柴田 剛	立川断層・狭山神社における掘削調査	日本地球惑星科学連合 2014 年大会（横浜市）	2014 年 4 月 29 日

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) (サブテーマ2.2)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
林崎 涼・鈴木毅彦	光ルミネッセンス年代測定法による東京都西部における複数の扇状地礫層の堆積年代推定	2015 年日本地理学会春季大会（東京都）	2015 年 3 月 28 日
寺口慧介・鈴木毅彦	武蔵野台地における中期更新世の河成段丘と立川断層帯の活動の再評価	2015 年日本地理学会春季大会（東京都）	2015 年 3 月 29 日

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(5) (サブテーマ2.3)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
松浦 律子	関東地方の近世以降 400 年間の被害地震について	日本地球惑星科学連合 2015 年大会（千葉市）	2015 年 5 月

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(6) (サブテーマ3)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
佐口浩一郎・山中浩明	レシーバー関数による立川断層帯周辺の3次元深部地盤構造の推定	物理探査, Vol.67, No.4, pp.239-253	2014 年 10 月 18 日
地元孝輔・佐口浩一郎・山中浩明	微動アレイ探査による立川断層帯周辺における表層地盤のS波速度構造モデルの推定	日本地震工学会論文集, Vol.15, No.1, pp.81-100	2015 年 2 月 25 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明	立川断層帯周辺の3次元深部地盤構造モデルの構築と地震動シミュレーション	日本地球惑星科学連合 2014 年大会	2014 年 5 月 1 日
地元孝輔・佐口浩一郎・山中浩明	立川断層帯周辺における実微動アレイデータを通じたSPAC法とCCA法による位相速度推定の比較検討	物理探査学会第130回学術講演会	2014 年 5 月 28 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明	立川断層帯周辺の3次元深部地盤構造が長周期地震動特性に与える影響	物理探査学会第130回学術講演会	2014 年 5 月 28 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明	立川断層帯周辺地域の深部地下構造と地震動シミュレーション	2014 年度日本建築学会大会	2014 年 9 月 14 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明	立川断層帯周辺の3次元深部地盤構造が長周期地震動特性に与える影響(その2)	物理探査学会第131回学術講演会	2014 年 10 月 21 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明・酒井慎一・平田直	立川断層帯周辺地域における3次元深部地盤構造と強震動予測に関する検討	日本地震学会 2014 年度秋季大会	2014 年 11 月 26 日
佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明・津野靖士・酒井慎一	微動探査とレシーバー関数による立川断層帯周辺の深部地盤構造の推定	第14回日本地震工学シンポジウム	2014 年 12 月 5 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6. むすび

地震調査研究推進本部の「今後の重点的調査観測について（一活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方）」（平成17年8月策定）に基づき、活断層帯の重点的な調査観測の推進として、平成24年度より「立川断層帯における重点的な調査観測」が3ヶ年計画で開始し、本年度は最終年度にあたる。

立川断層帯は首都圏の人口稠密地域に位置する。2011年東北地方太平洋沖地震以降、首都圏の地震活動は活発化しており、本断層帯を震源とする将来の地震発生について危惧されている。本断層帯については、変化する応力状態に対応した地震発生の評価に重要な震源断層の形状については不明な点が多く、また長期評価に重要な活動履歴の信頼性は低いとされ、過去の活動時期についてさらに精度良く絞り込む必要がある。また、断層帯の走向から相当程度あると想定される横ずれ成分の平均的なずれの速度は全く不明である。さらに想定震源域が人口稠密地に位置することから、より精度の高い強震動予測が必要になる。こうした背景から、本調査観測では震源断層の形状の解明、断層の詳細位置と活動履歴・平均変位速度の解明、強震動予測高度化を目的として、調査観測を実施した。

初年度の平成24年度は、サブテーマ1の「断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測」では、東京都立川市と武蔵村山市に跨る真如苑プロジェクト管理地でバイプロサイズを震源とする浅層三次元反射法探査および浅層二次元三成分反射法探査を実施するとともに、立川断層帯周辺地域の30ヶ所に観測機器を設置して自然地震の観測を開始し、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網（MeSO-net）のデータを収集した。サブテーマ2の「断層帯の詳細位置および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測」では、立川断層帯主部を構成する立川断層の活断層としての性格を明らかにすることを目的として、武蔵村山市榎地区において長さ250 m・幅30 m・深さ10 mにおよぶ巨大トレンチ調査（榎トレンチ）と95 mオールコアボーリング（TC-12-1コア）を実施した。また、史料地震学的な手法を用いて1856年安政三年多摩の地震を検討し、深さは下部地殻あるいはフィリピン海プレート上面境界の20数kmと、同断層帯とは直接的な関係がない地震である可能性が高いという結論を得た。サブテーマ3「断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究」では、本断層帯周辺地域において観測された2011年東北地方太平洋沖地震の本震記録のフーリエスペクトル解析より長周期地震動特性の評価を行い、立川断層帯を挟んで振幅および卓越周期などその地震動特性には明確に差異が現れ、当該地域における強震動特性には立川断層帯の段差構造が大きく寄与していることが示唆された。また、レーシーバー関数法を用いた解析の結果、基盤深度は北東に向かって急激に深くなり、その段差は概ね2.3 km程度であることが示唆された。さらに、地下構造モデルの精度向上のため、微動アレイ観測および微動単点観測を実施し、地震動記録を含む地盤情報に関する実測資料が得られた。

平成25年度はサブテーマ1では断層帯周辺の既存の重力データのコンパイルとともに重力値の測定を行い、地下の密度構造についての基礎的な検討を加えた。また、立川市・日野市の富士見台測線と、多摩川の河川敷において、10 m 間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行ったが、明瞭な断層は確認できなかった。また、前年度に設置した30ヶ所の高感度地震計による臨時観測を継続し、得られたデータを周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網（MeSO-net）のデータと統合し処理を行うとともに、得られたデータから地震波形を切り出し、読み取りを行い、高精度震源情報等を得た。

サブテーマ2では、瑞穂町においてピット調査およびトレンチ調査を実施し、狭山神社地点では、断層は新旧の斜面堆積物を切断する明瞭な断層構造が認められた。断層はほぼ地表面直下まで到達しており、完新世に複数回の活動が認められた。また、底面に露出した断層の微細構造を詳細に検討した結果、左横ずれ断層に特徴的な構造が認められた。また、断層帯の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射

断面との対比などを目的として、真如苑プロジェクト用地でオールコアボーリング調査を実施し、コアから礫層や指標テフラを検出し、既存コアにより明らかにされている礫層・テフラや地表に露出するテフラとの対比を検討し、立川断層帯付近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に榎トレンチ壁面から採取した火山灰土ブロックに含まれるテフラを分析し、ローム層と礫層の形成年代について検討した。また、史料地震学的な手法を用いて、1615 年元和元年、1630 年寛永七年、1635 年寛永十二年、1643 年寛永二十年、1647 年正保四年、1649 年慶安川崎の六地震に関する史料を検討して、いずれの地震も神奈川県西部や茨城県南西部、フィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の二十数 km 以深で発生した、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の地震の中で、1923 年 11 月 5 日の地震が、震源が浅い可能性があることが判った。

サブテーマ 3 では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを用いて、より詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、最終的に実施するハイブリッド法による強震動予測のための資料を得ることを目的として表層地盤を対象とした微動アレイ探査を 65 地点において実施し、地表から 30m の平均 S 波速度を得ることが出来た。また、3 次元地下構造モデルを用いて 3 次元差分法による中小地震の地震動シミュレーションを行い、構築した 3 次元地下構造モデルに一定の妥当性があることが示された。最後に、推本モデルを用いて地震動予測を試行的に実施し、本断層帯周辺地域において工学的地盤上の最大速度分布を明らかにした。

このような成果を踏まえて、サブテーマ 1 では平成 25 年度に取得した重力値の測定結果と、断層帯周辺の既存の重力データのコンパイル結果をもとに、断層周辺の密度構造解析を行い、震源断層の姿勢と広がりについて検討した。断層による変位地形が明瞭な立川断層北部で浅部での断層形状を明らかにするために、武蔵村山市の箱根ヶ崎測線と、入間市の金子台において、10 m 間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行った。これらの反射法地震探査断面では、断層に伴う花卉状構造が確認できた。断層南部で平成 24 年度の三次元反射法地震探査の再解析とボーリング層序との対比を行い、青梅礫層基底に顕著な変形がないことを明らかにした。また、東京都が断層南部で取得した既存反射法地震探査データの再解析を行い、上総層群の撓曲構造が不整合面に切られ、それより上位には明確な変形の証拠がないことを示した。また、高精度な震源決定処理に用いられた臨時観測データ、基盤の地震観測網データおよび MeSO-net データを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的 3 次元速度構造を得た。高精度な震源分布と 3 次元速度構造を比較した。

サブテーマ 2 では、名栗断層の活断層としての性格を明らかにすることを目的として、埼玉県飯能市において地形地質調査およびピット調査を実施した結果、新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。一方、金子台地区および箱根ヶ崎地区において、新規および既存のボーリングデータを収集し、航測図化の結果を合わせて検討し、立川断層の変位地形の性格について再検討した結果、いずれの地形・地質構造は単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられる。また、立川断層南部の極浅部構造を解明するために立川市富士見台地区において P 波極浅層反射法地震探査を実施した結果、立川断層が通過するとされる地点の地下浅部には明瞭な断層によって形成されると期待される変形構造が認められなかった。また、断層帯の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、東京都青梅市内の 3 地点(いずれも河成段丘面である金子台上)でオールコアボーリング調査を実施し、コアから礫層やテフラを検出し、地表に露出する礫層や既知のテフラとの対比を検討し、立川断層帯付

近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に真如苑プロジェクト用地の榎トレンチ壁面およびボーリング掘削で得たオールコア中の礫層について OSL 年代測定を実施した。また、3.2.1 により真如苑プロジェクト用地であらたに実施されたボーリング調査をもとに地下の中期更新世礫層の深度を求め、これまでの成果とあわせて同用地地下における中期更新世礫層の深度分布を明らかにした。加えて、断層変位地形とされる地形周辺の地形面形成年代を明らかにするために、立川市砂川地区 2 地点において後期更新世段丘の編年調査（火山灰分析）を実施した。また、史料地震学的な手法を用いて 18 世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析が行われていない 1767 年明和四年九月江戸の地震、1791 年寛政蕨の地震、1812 年文化神奈川の地震、1859 年安政岩槻の地震の 4 地震に関する史料を検討して、1767 年は南東北の沖合の地震、その他三地震も関東地方の下に沈み込んでいるフィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の二十数 km 以深の地震であり、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の被害地震の中で、これまで諸説あった 1887 年 1 月 15 日 M6.2 の地震が秦野断層あるいは渋沢断層付近に発生した南関東では珍しい浅発地震以外には、浅い地震と判断できるものがないことが判った。

サブテーマ 3 では、本業務では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、サブテーマ 1b による立川臨時観測および首都圏地震観測網 (MeSO-net) 観測点 (酒井・平田 2009) における地震記録のレシーバー関数法解析と、微動アレイおよび微動単点観測による追加観測の結果を昨年度の結果に統合することにより、昨年度よりさらに詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した 3 次元モデルと「長周期地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2012) (以下、「推本モデル」) による 3 次元モデルを用いて強震動予測を実施し、既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。次に、サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値およびばらつき ($\pm \sigma$) の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、浅部地盤における AVS30 (地下 30m までの平均 S 波速度) との関係について明らかにした。

3 年間の調査で、立川断層は本調査以前に考えられていた断層像とはその性格が大きく異なることが明らかになった。北部は縦ずれ成分を伴う左横ずれ断層であること、歴史時代に断層活動があったことがわかった。これに対して、南部・南端部については、これまで地形学・第四紀地質学的な検討から推定されていた活断層像とは異なり、特に南端部については断層構造自体が認められないことが明らかになった。以上の三年間の成果のとりまとめと総括については、平成 24-26 年度成果報告書で詳しく論じる。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

第1回（平成26年度第1回）「立川断層帯における重点的な調査観測」運営委員会 議事概要

日時 平成26年8月28日 13時30分～16時30分

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成26年度の調査計画
2. その他

第2回（平成26年度第2回）「立川断層帯における重点的な調査観測」運営委員会 議事概要

日時 平成26年3月26日 13時30分～17時

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成26年度および3年間の事業実施報告
2. 総合討論
3. その他

立川断層帯調査研究運営委員会規則

平成 24 年 6 月制定

(趣旨)

第 1 条 この規則は、「立川断層帯における重点的な調査観測を効果的に推進するため、立川断層帯調査研究運営委員会（以下「委員会」という。）の組織及び運営について定めるものとする。

(目的)

第 2 条 委員会は、本プロジェクトの研究に関する重要事項を審議し、関係研究機関(者)間の連携を緊密にし、もってその有効な推進を図ることを目的とする。

(任務)

第 3 条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議し、決定する。

- (1) 本プロジェクトに関わる研究計画
- (2) 委員会の構成員
- (3) その他、研究推進に関わる事項

(構成)

第 4 条 委員会の委員は、次の各号に掲げる職員の中から地震研究所長が委嘱する。

- (1) 本プロジェクトに参加する者若干名
- (2) 上記以外の有識者若干名
- 2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

(委員長)

第 5 条 委員会に委員長を置く。

2 委員長に事故あるときは、あらかじめ委員長の指名する委員がその職務を代理する。

(任期)

第 6 条 委員の任期は、1 年とする。ただし、再任を妨げない。

2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

(会議)

第 7 条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第 8 条 研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、地震研究所に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第9条 委員会の事務は、地震研究所において処理する。

(委員会の期限)

第10条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第11条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附則

1. この規則は、平成24年6月1日から施行する。
2. この規則の施行によって委嘱された最初の委員の任期は、第6条第1項の規定にかかわらず、平成25年3月31日までとする。

立川断層帯調査研究運営委員会の構成

○委員

1. コア4機関の研究者

国立大学法人東京大学地震研究所 佐藤 比呂志 (研究代表者、サブテーマ①a代表)

国立大学法人東京大学地震研究所 酒井 慎一 (サブテーマ①b代表)

国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也 (サブテーマ②a代表)

公立大学法人首都大学東京 鈴木 毅彦 (サブテーマ②b代表)

公益財団法人地震予知総合研究振興会 松浦 律子 (サブテーマ②c代表)

国立大学法人東京工業大学 山中 浩明 (サブテーマ③代表)

2. 有識者

国立大学法人東北大学 大学院理学研究科 今泉 俊文 (委員長)

独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター 杉山 雄一

国立大学法人京都大学防災研究所 地震災害研究部門 岩田 知孝

公立大学法人横浜市立大学 大学院国際総合科学研究科 吉本 和生

国立大学法人千葉大学 大学院理学系研究課 宮内 崇裕

東京都総務局企画調整担当部長 村山 隆

○オブザーバー

1(委託元) 文部科学省研究開発局地震・防災研究課

2(事務局) 東京大学地震研究所

3(研究者、有識者等)

制定理由

平成 16 年 7 月に地震調査研究推進本部(政策委員会調査観測計画部会)調査観測計画部会は、「今後の重点的な調査観測計画」について(中間報告)」を策定し、長期評価等の結果、強い揺れに見舞われる可能性が相対的に高い地域において、特定の地震を対象とした重点的な調査観測体制のあり方を示し、以下の 3 つの目標を提示した。

目的Ⅰ 長期的な地震発生時期及び地震規模の予測精度の向上させること

目的Ⅱ 地殻活動の現状把握を高度化すること

目的Ⅲ 強震動の予測精度を向上させること

これに基づき、文部科学省(研究開発局)は平成 24 年度から三カ年計画として、立川断層帯における重点的調査観測」を実施することとした。本調査観測は、(1) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 (2) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のため調査観測 (3) 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究から成るサブテーマで構成され、東京大学(地震研究所)、東京工業大学(総合理工学研究科) 首都大学東京(都市環境学部) 地震予知総合研究振興会(地震調査研究センター解析部)の 4 機関で体制を構築し、関係する研究機関(者)の参加・協力を得て研究を実施する。これを受け、本調査研究を効果的に推進するため、地震研究所に研究運営委員会を設置することとし、立川断層帯調査研究運営委員会規則を制定しようとするものである。

7. 2 運営委員会構成員立川断層帯プロジェクト委員会名簿

○ 委員

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志 (研究代表者)
国立大学法人東京大学地震研究所	平田 直
国立大学法人東京大学地震研究所	酒井 慎一
国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
公立大学法人首都大学東京	鈴木 毅彦
公益財団法人地震予知総合研究振興会	松浦 律子
国立大学法人東京工業大学大学院 総合理工学研究科	山中 浩明

2. 有識者

国立大学法人東北大学大学院理学研究科	今泉 俊文
国立大学法人千葉大学大学院理学研究科	宮内 崇裕
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
公立大学法人横浜市立大学大学院 国際総合科学部	吉本 和生
東京都総務局	裏田 勝己

○オブザーバー

1. (委託元) 文部科学省研究開発局地震・防災研究課
2. (事務局) 国立大学法人東京大学地震研究所研究支援チーム
3. (関係機関) 東京都総務局総合防災部
国立市行政管理部防災安全課
府中市行政管理部防災危機管理課
青梅市生活安全部防災課
武蔵村山市総務部防災安全課
立川市市民生活部防災課
日野市総務部防災安全課
多摩市総務部防災安全課
瑞穂町住民部地域課
埼玉県危機管理防災部危機管理課
飯能市危機管理室
入間市市民部防災防犯課