

3. 6 強震動評価高精度化のための強震観測・地下構造調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

(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	額 額 一 起
国立大学法人 東京大学情報学環/地震研究所	教授	古 村 孝 志
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	三 宅 弘 恵
国立大学法人 東京大学地震研究所	特任研究員	石 瀬 素 子
国立大学法人 信州大学工学部	教授	泉 谷 恭 男
国立大学法人 信州大学工学部	准教授	田 守 伸 一 郎
国立大学法人 東京工業大学大学院総合理工学 研究科	准教授	山 中 浩 明
学校法人 関東学院大学工学部	教授	若 松 加 寿 江

(c) 業務の目的

サブテーマ1～5の調査観測から得られる成果を総合的に解析することで、地震時の断層運動の特性を明らかにするとともに、人口の密集した盆地部の地下構造を求めて、糸魚川－静岡構造線断層帯（以後、「本断層帯」）周辺域のより高精度な強震動予測モデルの構築を図る。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成17年度：

パイロット的な重点的調査観測での反射法測線上に二地点を選定してボーリングと速度検層を行い、それぞれの孔底・地表に強震計を設置して強震観測を開始した。速度検層結果を基に牛伏寺断層の物性値を明らかにし、パイロット的な重点的調査観測で行われた反射法、MT法、トレンチ等との対応関係を吟味した。

2) 平成18年度：

初年度より継続して強震観測を行った。松本・諏訪盆地地域および長野盆地地域において、堆積層構造、基盤構造を対象とした地下構造調査を実施した。併せて過去の各種構造探査結果のコンパイル等を行った。

3) 平成19年度：

諏訪盆地に強震観測点8点を新たに設置し、初年度に整備した松本盆地の2点とあわせて強震観測を行った。各種探査結果を総合して長野・松本・諏訪盆地地域および中越地域を含む信越地域一帯の地下構造モデルの構築に着手した。加えて、本断層帯を含む周辺地域を対象として、既存のものよりも、より詳細な地形・地盤分

類図を作成した。

4) 平成 20 年度：

地下構造モデルの高精度化をはかると共に、他サブテーマによって得られる詳細な断層形状や活断層情報等に基づいて、強震動評価のための震源モデルを構築した。

5) 平成 21 年度：

強震観測点などで高精度の強震動予測を行って観測結果等と比較し、震源モデル・地下構造モデルの最終調整を行う。

(e) 平成 20 年度業務目的

他サブテーマによって得られる詳細な断層形状や活断層情報等に基づき、本断層帯周辺における強震動評価のための震源モデルを構築する。また、初年度より開始した強震観測を継続して行うとともに、各種データの統合によって作成した諏訪・松本・長野盆地における地下構造モデルの妥当性を検証する。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

本断層帯における強震動予測高度化を目指し、本業務の他サブテーマで得られた当該断層帯の形状に関する情報を基にして強震動評価のための震源モデルの構築に着手した。さらに、得られた震源モデルを用いて簡便法による強震動予測を行った。加えて、盆地内の地震動の伝播特性を詳細に調べるため、諏訪盆地内に観測点を 2 点増設した。

(b) 業務の実施方法

地下構造モデルの高精度化と検証：平成 19 年度に作成した松本・諏訪・長野盆地を含む広域地下構造モデルを用いて実際の地震の三次元波動シミュレーションを行い、合成波と観測記録の比較から地下構造モデルの妥当性を検証した。

強震観測：諏訪市および岡谷市において強震観測点を新たに 2 点設営し、10 点から成る強震観測網を諏訪盆地に構築した。そして、初年度に開始した松本盆地内での 2 点の強震観測点とあわせて本断層帯における強震観測を継続し、中小地震記録の波形解析から盆地内における地震動増幅特性を評価した。

震源のモデル化：本重点プロジェクトの他サブテーマから得られた断層形状や活断層情報および既存の構造に関する情報を基に、本断層帯における強震動評価のための震源モデルの構築に着手した。

(c) 業務の成果

本年度は、1) 三次元地下構造モデルの高度化と検証、2) 強震観測、3) 震源のモデル化の 3 テーマを基軸に業務を遂行した。順に詳細を示す。

1) 三次元地下構造モデルの高度化

本業務では、図 1 に示す手順により、深部地下構造モデルの高度化を進めている。

昨年度までに 0.5 次モデルを得ており、今年度は、実際に発生した地震の震源を用いた 3 次元の波動シミュレーションを通して構造を調整し、1 次地下構造モデルの作成および検証を行った。



図 1 深部地下構造モデル化の流れ図

a) 検証に使用した地震データ

地下構造モデルの検証には、Mj6.8 の新潟県中越沖地震の本震（2007 年 7 月 16 日 10 時 13 分）を使用した。この地震では、盆地地域において強い表面波が生成されており、本研究が目的とする盆地地域の表面波の生成過程解明に適している。表 1 にシミュレーションに用いた断層パラメータを示す。震源は、3 つの点震源とし、破壊伝播速度は 2.7km/s を基準に、試行錯誤的に決定した。震源メカニズムについては、入倉・他（2007）および入倉（2008）に従った；(strike, dip, rake)=(37°, 30°, 90°)。

表 1 シミュレーションに用いた断層パラメータ

アスペリティ 番号	破壊開始点		深度 [km]	震源時間関数 継続時間 [s]	地震モーメント [dyne・cm]	遅延時間 [s]
	緯度	経度				
1	37.601	138.540	10.0	1.0	2.00E+25	0.0
2	37.549	138.491	8.3	1.5	3.00E+25	2.8
3	37.474	138.419	11.3	1.5	2.00E+25	4.5

b) 3次元波動シミュレーションによる地下構造モデルの調整と検証：2007年新潟県中越沖地震本震の強震記録の再現

対象領域は東西 134 km、南北 203 km の矩形領域である。表 2 には 3 次元波動シミュレーションの計算スキームを示す。予備的な解析において、対象領域の表層地盤が地震動に影響を及ぼすのは周期 1.5 秒程度であることが示されたため、今回の波形計算の有効周波数の下限は 1.5 秒とした。

表 2 3次元波動シミュレーションの数値計算スキーム

波形合成スキーム	スタaggerドグリッド有限差分法 (4th order) variable grid spacing 形式 [Pitarka, 1999]
波動場	3次元全波動場
震源項	ダブルカップル点震源 (multi-hypocenters)
震源時間関数	継続時間 (各アスペリティ) 指定のトライアングル型
境界条件	自由境界 吸収境界 [Cerjan, et al., 1985]
内部減衰項	0.25Hz の Q 値 (周波数に比例) で指定 [Graves, 1996]
グリッドサイズ	100m (東西) 100m (南北) 50m - 300m (深度)
計算領域	134km (東西) × 203km (南北) × 40km (深度)
計算波形時間	130 秒

図 2 に 0 次モデルに対する合成波形と観測波形の比較を示す。また、図 3 には、改良された 1 次モデルと観測波形の比較を示す。0 次モデルでは、諏訪市や松本市など、震源から離れた盆地地域における振幅や後続波の再現が不十分であったのに対し、1 次モデルでは、うまく再現されていることが分かる。図 4・5 には、周波数領域でのモデル高度化の効果を確認するために、合成波と観測地震波の速度フーリエスペクトルの比較を示す。時刻歴波形の場合と同様、0 次モデルではうまく再現されていなかったピーク周波数や全体的な振幅レベルが、1 次モデルでは改善されていることが分かる。

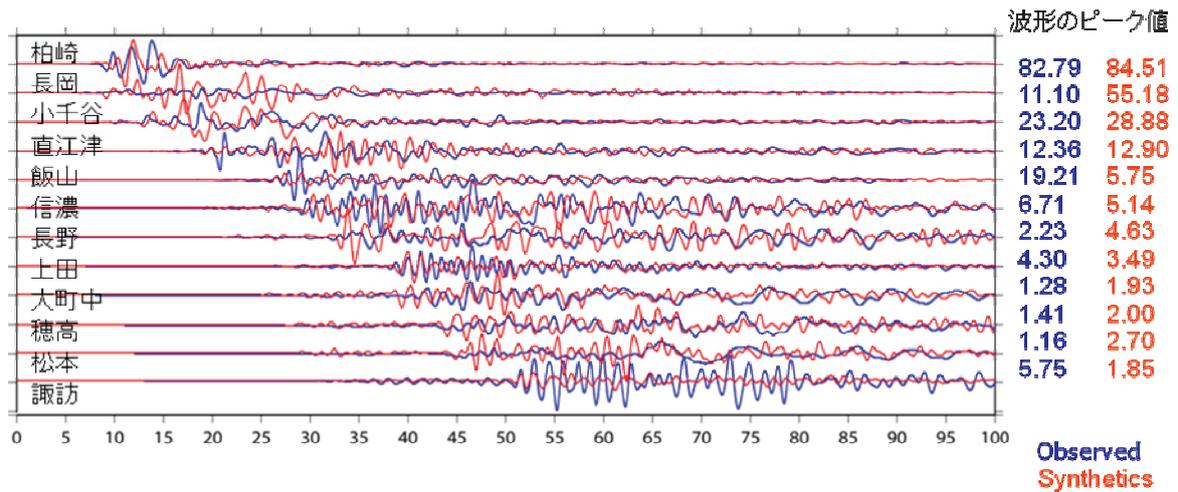


図2 0次モデルを用いて得られた合成波形と観測波形の比較（2007年新潟県中越沖地震の場合）
速度波形の東西成分（0.05～1.0Hzのバンドパスフィルターを使用）。

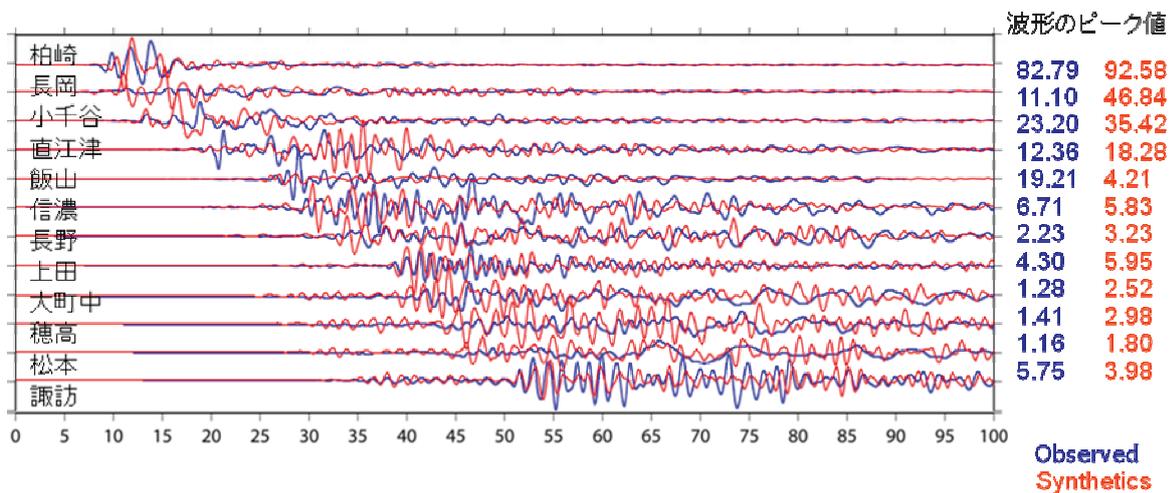


図3 1次モデルに対する合成波形と観測波形の比較（2007年新潟県中越沖地震の場合）
速度波形の東西成分（0.05～1.0Hzのバンドパスフィルターを使用）。

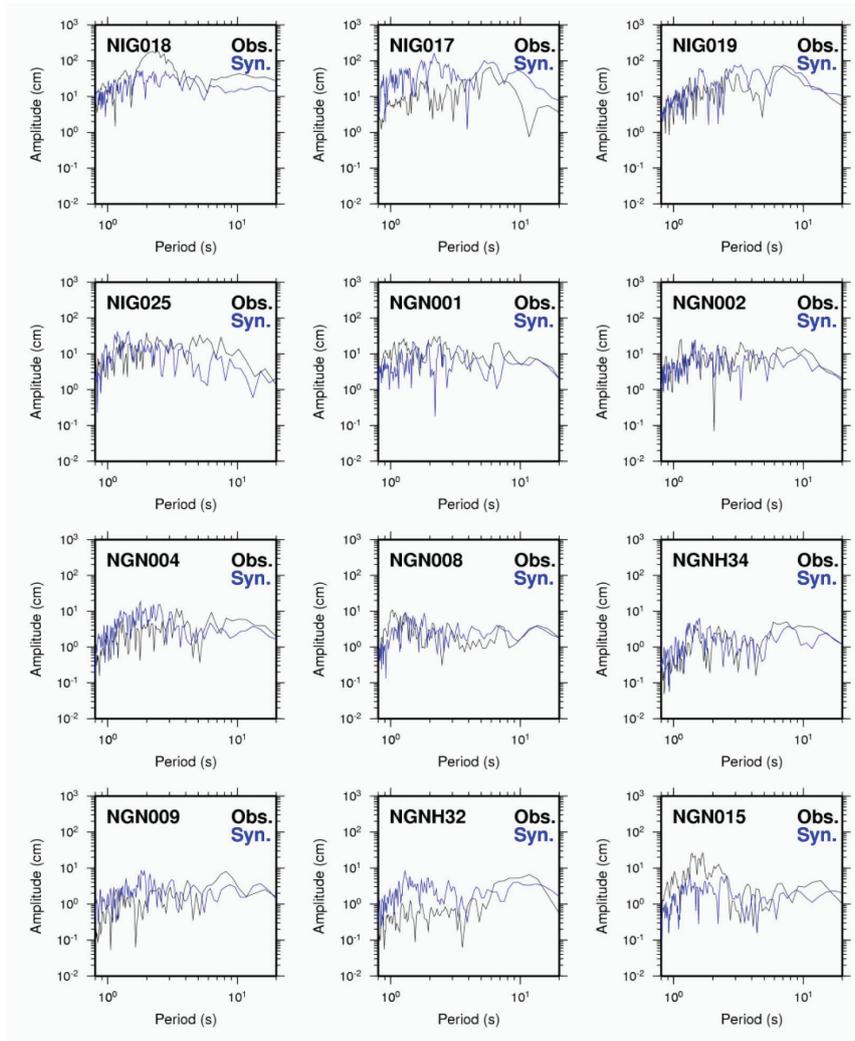


図4 0次モデルに対する合成波と観測波の速度フーリエスペクトルの比較。2007年新潟県中越沖地震の本震の場合。速度記録の東西成分（0.05～1.0Hzのバンドパスフィルターを使用）。

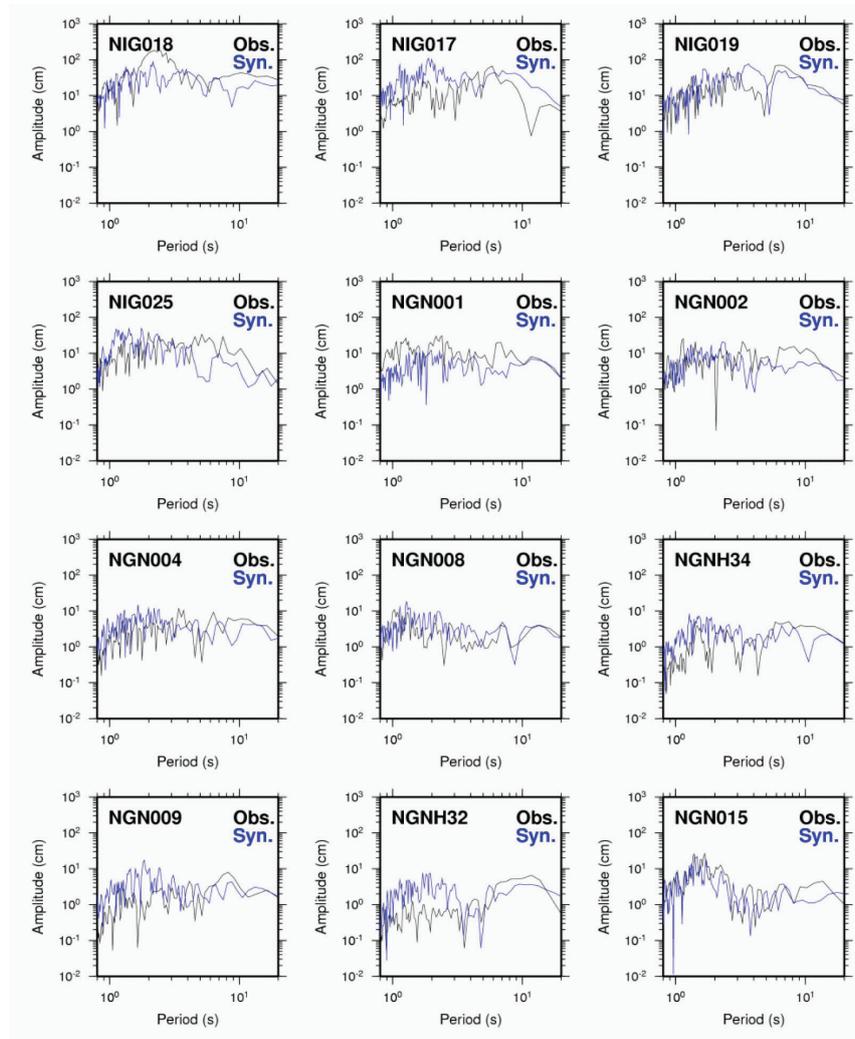


図5 1次モデルに対する合成波と観測波の速度フーリエスペクトルの比較（2007年新潟県中越沖地震の本震の場合）
速度記録の東西成分（0.05～1.0Hzのバンドパスフィルターを使用）。

2) 強震観測

初年度（平成17年度）より、本断層帯地域の強震動評価高精度化を目的とした強震観測を実施している。平成17～18年度には、松本盆地にボアホール観測点を2か所設置し（三宅ほか，2006）、地震動特性の把握を行うとともに、反射法地震探査およびボーリング情報を活用した地下構造のモデル化を行った（瀧瀬ほか，2007）。平成18～19年度には、諏訪盆地における地震動を面的に把握することを目指し、既存の強震観測点（諏訪湖北側および東側に設置されているJMA（気象庁，1996）、K-NET（Kinoshita，1998）、SK-net（鷹野ほか，2002））の間を埋める様に、8点の強震観測点を諏訪・岡谷地域に設置した。平成19年度末時点における松本盆地および諏訪盆地の強震観測点分布を図6と7に示す。

今年度は、昨年度に引き続き諏訪盆地における強震観測網の整備を継続し、観測点が整備されていなかった湖の西岸と南岸の畔に観測点を2点に増設した。中央防災会議の強震動予測結果などから、諏訪盆地での地震時の揺れは周辺地域に比べて顕著で

あることが示されている。そのため、当該地域は想定東海地震に係る地震防災対策強化地域および東南海・南海地震に係る地震防災対策推進地域に指定されており、このような地域の地震動を面的に把握することは極めて重要であると考えられる。

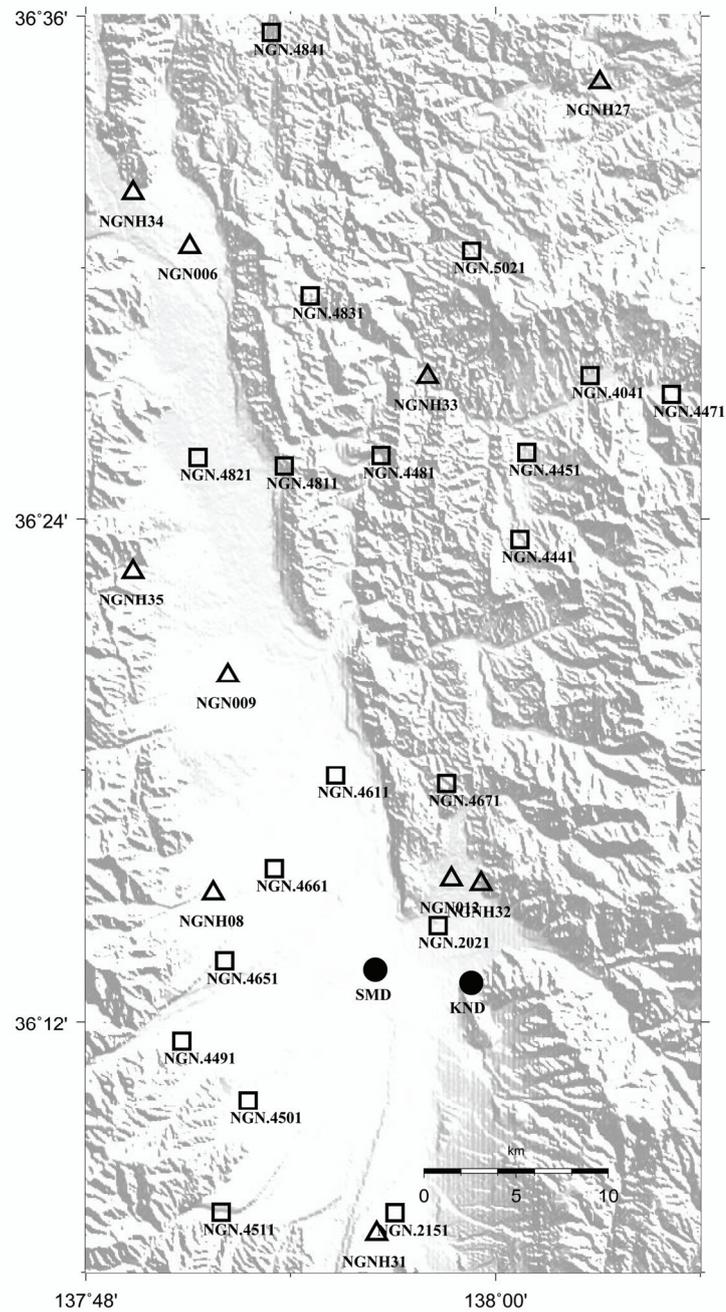


図6 当該プロジェクトの初年度（平成18年度）に設営された松本盆地の強震観測点（●）と既存の強震観測点（○：JMA，△：K-NET，□：SK-net）

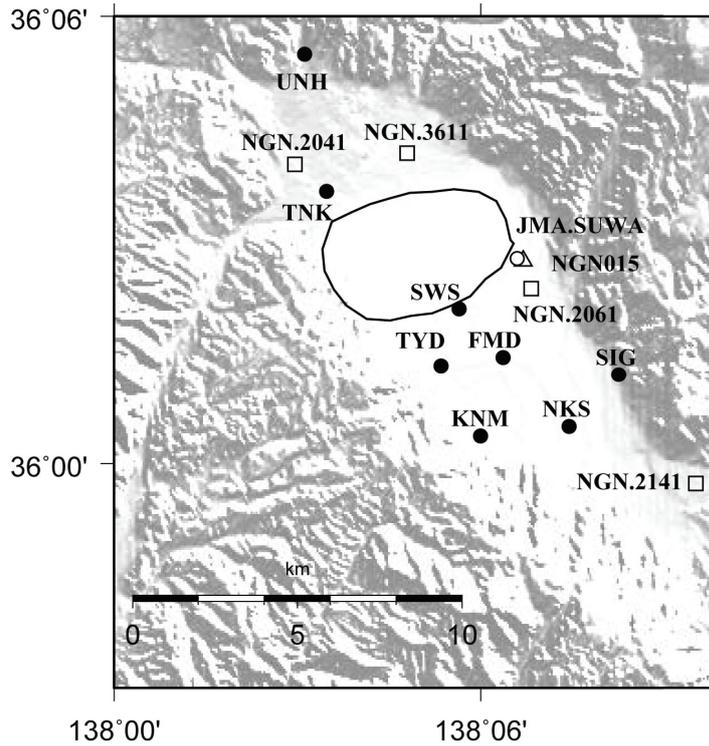


図7 平成19年度までに展開された諏訪盆地の強震観測点（●）と既存の強震観測点（○：JMA，△：K-NET，□：SK-net）

a) 諏訪盆地の新規観測点

新たに設置した観測点は岡谷市と諏訪市にそれぞれ1点で、両地点とも、他の地域よりも地震の揺れを感じやすいという情報が、事前の聞き込み調査で寄せられている。岡谷市の設置場所は、諏訪湖西岸の畔に位置する岡谷市立湊小学校で、K-NET95 と同型の加速度強震計を使用しており、平成 20 年 4 月より観測を開始した。通信設備は設けず、現地収録型の観測とする。観測点コードは MNT とした。

一方、諏訪市の観測点は、諏訪湖 36°06' の南岸位置する信州大学理学部山地水環境教育センターで、SMAC-MDU 多チャンネル加速度計を使用しており、同 7 月より観測を開始した。MNT と同様に、現地収録型の観測点である。観測点コードは SSS とした。新規観測点 2 点を含む、全 10 点の強震観測点分布を図 8 に示す。

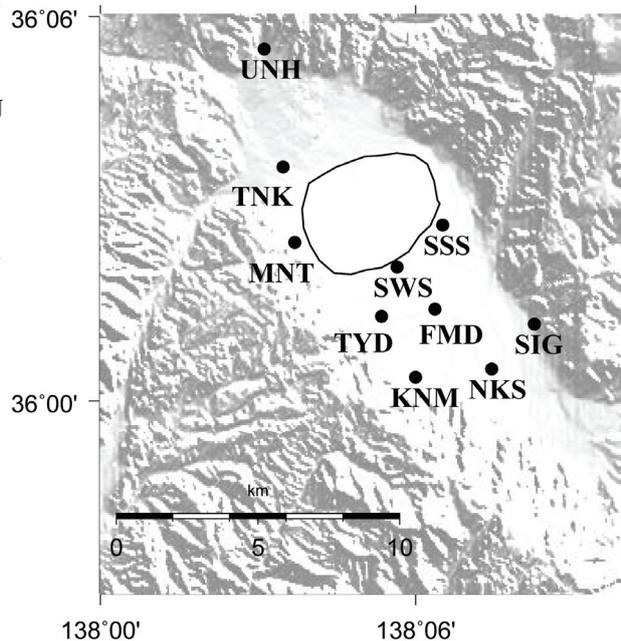


図 8 平成 20 年度終了時における諏訪盆地の強震観測点分布図

b) 強震観測の経過報告

松本盆地および諏訪盆地における強震観測点の観測点情報とこれら観測点で取得された記録数（2009年3月31日時点）を表3に示す。2007年の新潟県中越沖地震や2008年の岩手・宮城内陸地震などの中規模地震のほか、長野県西部でしばしば群発的に発生する小地震も複数記録されている。

いずれの観測点の稼働状況は概ね良好であるが、NKS観測点では、機器の不具合が複数回生じたために取得記録数が少なくなっている。また、UNH観測点の記録数も少ないが、これは当観測点が盆地外の比較的地盤が固い場所に設置されているため、地盤の特性により地震波が増幅されにくいことによるものと考えられる。これに対し、盆地の中央部付近に位置するTYD観測点は地震波の増幅率が大きく、他の観測点で記録されないような地震でも大きな揺れが発生するため、記録数が多くなっている。

表3 松本盆地および諏訪盆地における強震観測網の観測点情報と記録数

(2009/3/31時点)

コード	緯度	経度	施設名	観測開始	記録数
SMD	36.2206	137.9410	島立小学校（松本市）	Dec-05	36
KND	36.2150	137.9880	神田小学校（松本市）	Dec-05	26
SIG	36.0197	138.1378	四賀小学校（諏訪市）	Apr-07	11
NKS	36.0083	138.1242	中洲公民館（諏訪市）	Apr-07	3
KNM	36.0062	138.1007	諏訪西中学校（諏訪市）	Apr-07	3
FMD	36.0238	138.1031	文出保育園（諏訪市）	Apr-07	6
TYD	36.0219	138.0889	豊田公民館（諏訪市）	Apr-07	29
SWS	36.0335	138.0938	諏訪スタジアム（諏訪市）	Apr-07	9
TNK	36.0610	138.0581	田中小学校（岡谷市）	Apr-07	18
UNH	36.0916	138.0520	上の原小学校（岡谷市）	Apr-07	4
MNT	36.0411	138.0617	湊小学校（岡谷市）	Jul-08	3
SSS	36.0456	138.1087	信州大学山地水センター（諏訪市）	May-08	2

c) 強震記録例：2009年2月18日嶺北地方の地震（M5.1）

2009年2月18日に発生した滋賀県と岐阜県の県境付近で発生したM5.1の地震（2月18日6時47分7秒、北緯35.66度、東経136.31度、深さ9.46km）は、松本盆地の2観測点と諏訪盆地のSIG、NKS、FMDを除く7点の観測点で記録された。図9に最大加速度分布を示す。また、図10および11には加速度記録および速度記録の東西成分を示す。ここでは、諏訪盆地における強震動を面的に把握するために、

当該プロジェクトで設置した強震計で得られた波形記録に加え、K-NET と長野県の波形も併せて示す。過去の解析でもみられたように（平成 19 年度糸静重点成果報告書、2008）、諏訪湖南岸で揺れが大きくなり表面波が発達する特徴が見られる。

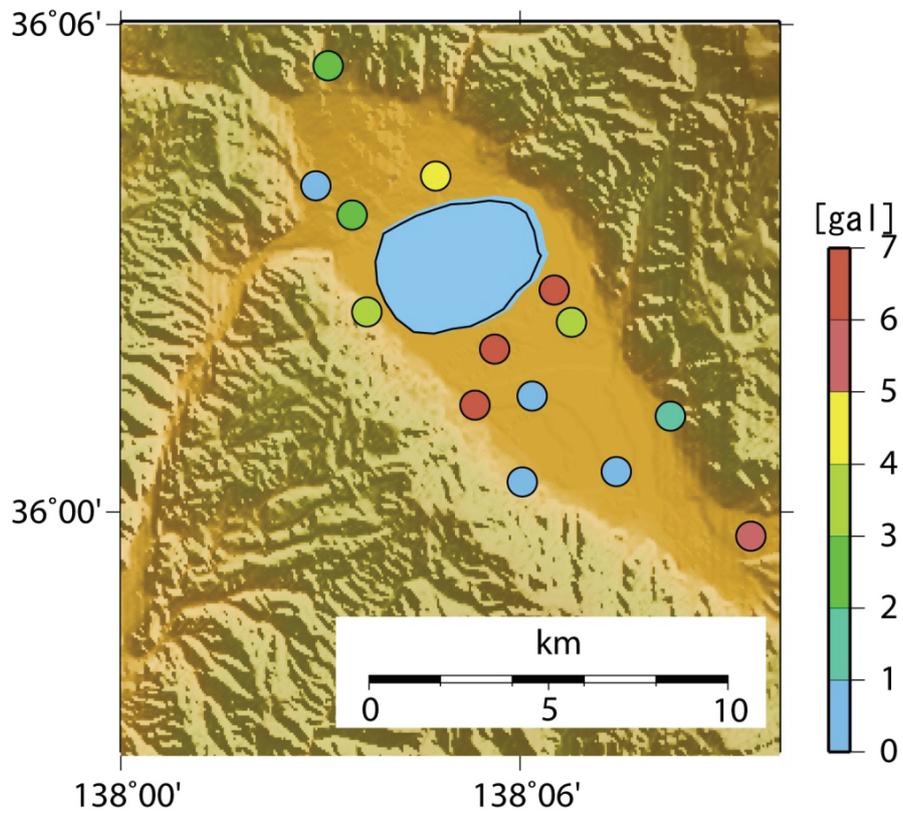


図9 2009年2月19日の地震（M5.1）の最大加速度分布
作図には3成分の最大値を使用している。湖の南側で振幅が大きくなる特徴が見られる。

2009/02/18 06:47:41.000 NS 加速度波形

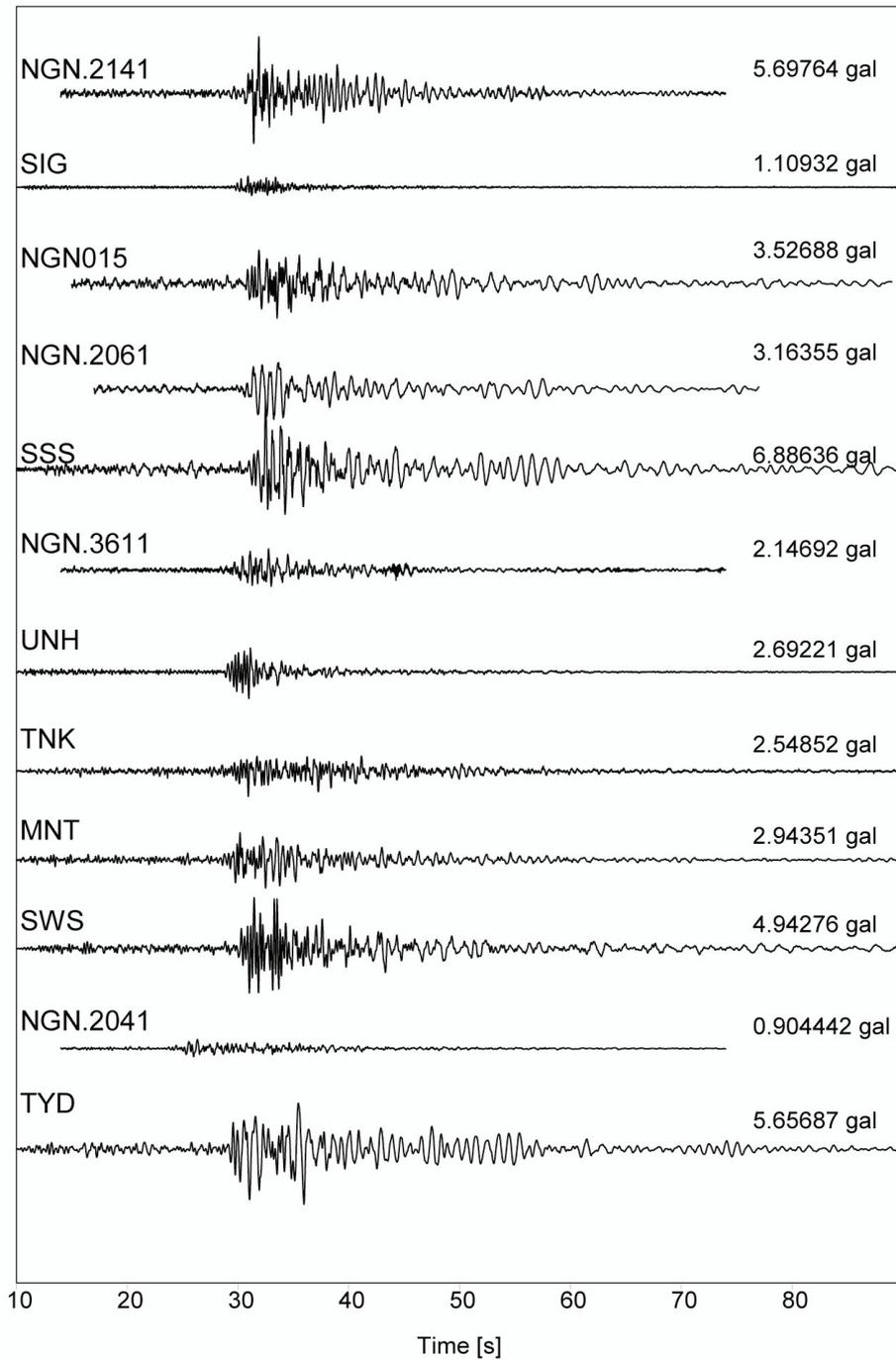


図10 2009年2月19日の地震（M5.1）の東西成分の加速度波形
 当該プロジェクトで設置した強震観測点で記録された波形と自治体および防災科学技術研究所のK-NET観測点で記録された強震記録も含む。図右の数値は最大加速度の値。

2009/02/18 06:47:41.000 NS 速度波形

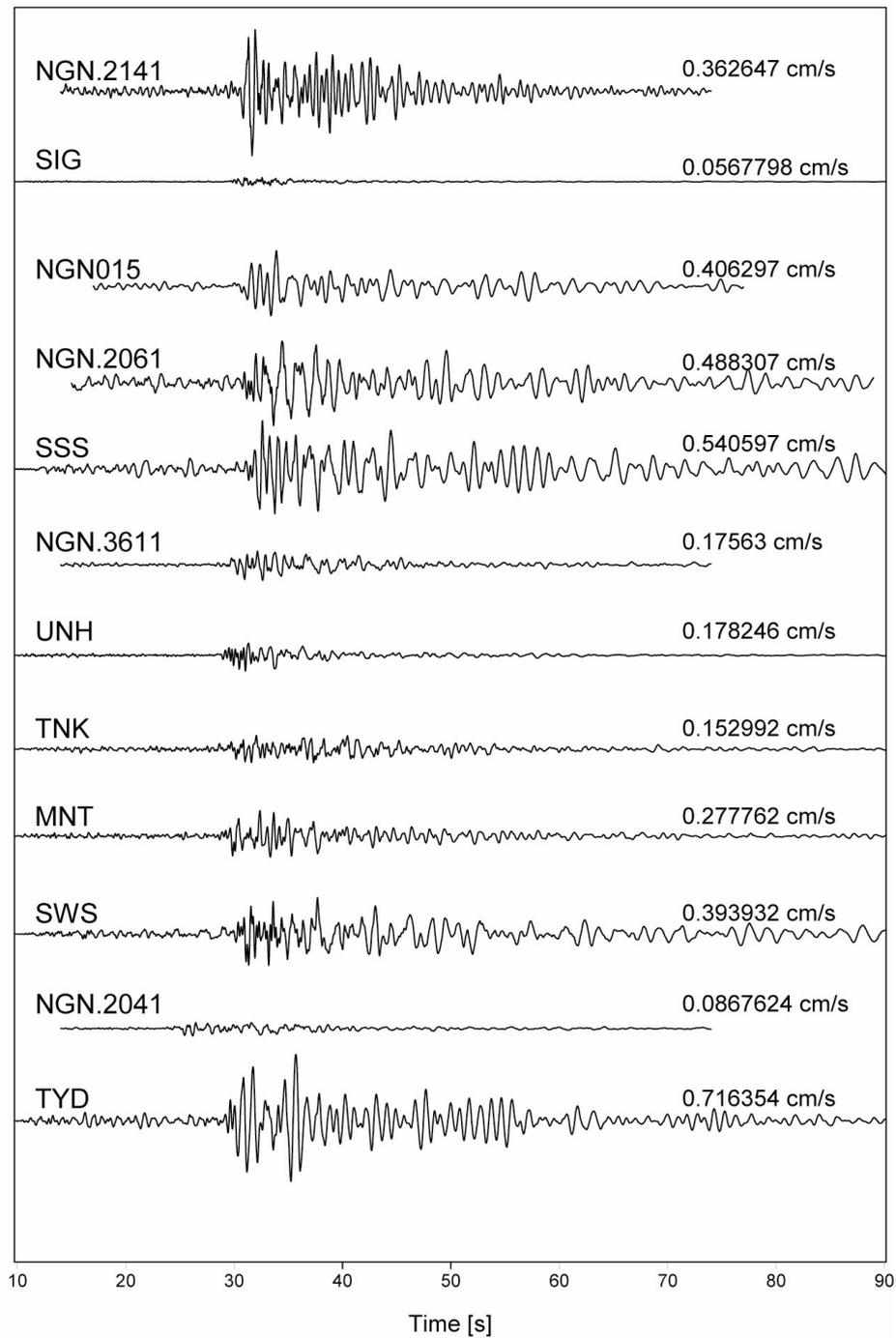


図11 2009年2月19日の地震 (M5.1) の東西成分の速度波形

当該プロジェクトで設置した強震観測点で記録された波形と長野県および防災科学技術研究所のK-NET観測点で記録された強震記録も含む。図右の数値は最大速度の値。

3) 震源のモデル化

本断層帯は、長野県白馬～山梨県櫛形間に分布する複数の活断層から構成される全

長約 150 km の大規模な活断層系で、本州弧を東西に二分する糸魚川－静岡構造線の一部を成す。その地表トレースは、白馬～松本・松本～小淵沢・小淵沢～橿形と緩い S 字を描き、東側隆起の逆断層・左横ずれ断層・西側隆起の逆断層の活動様式を持つ北部・中部・南部地域に区分される。地震調査研究推進本部（1996）によると、牛伏寺断層を含む区間を震源とした本断層帯の今後 30 年間の地震発生確率（M 8 程度）は 14% と非常に高く、そのため、早い時期に強震動評価が実施された（地震本部，2002）。しかし、南部の断層は活動履歴が未解明という理由から、北部～中部地域のみを考慮した評価となっている。そこで本研究では、本断層帯の北部・中部・南部地域の統合的な理解を目的とした重点的調査観測（糸静パイロット重点 H14～16、糸静重点 H17～）による多様な調査結果（地震波速度・比抵抗・地殻変動・変動地形・地震活動など）を基に、南部地域も考慮した本断層帯の強震動予測のための新たな震源モデルの構築を行う。

a) 起震断層モデル

起震断層位置を決定するにあたり、当該プロジェクト他サブテーマで得られた構造データ、および既存の構造探査・トレンチ調査の結果を、断層の地表トレース位置、走向、変位様式、傾斜角、活動履歴に注目して検討した。暫定的ではあるが、本断層帯を定義する断層セグメントおよび巨視的断層パラメータを表 4 と図 12 に示す。図 12 には、断層セグメント決定に使用した構造探査測線・トレンチ調査位置に加え、セグメント境界位置を併せて示す。比較のため、地震調査研究推進本部（2002）で使用された断層パラメータを表 5 に示す。断層の地表トレースに大きな違いは見られないが、北部セグメントの傾斜角や中部セグメントの傾斜の方向に変更がある。

表 4 糸魚川-静岡構造線断層帯における起震断層モデル（石瀬・他，2008に加筆）

	断層名	長さ [km]	走向 [度]	傾斜 [度]	変位様式
北部 1	神城	26	3	10～30	東隆起・逆
北部 2	松本盆地東縁 (北)	23	344	10～40	東隆起・逆
中部 1	松本盆地東縁 (南)・牛伏寺	34	339	30～40, 90	左横ずれ
中部 2	岡谷・諏訪・釜 無山	28	137	40～50, 90	左横ずれ
南部 1	白州	12	158	5, 30	西隆起・逆
南部 2	下円井 (北)	5.7	165	20～40	西隆起・逆
南部 2	下円井 (南)・ 市之瀬	21	167	0, 15, 10～50	西隆起・逆

表5 糸魚川－静岡構造線断層帯における起震断層モデル（地震調査研究推進本部）

	断層名	長さ[km]	走向 [度]	傾斜 [度]	変位様式
北部 1	神城	26	3	40	東隆起・逆
北部 2	松本盆地東縁	35	344	40	東隆起・逆
中部 1	牛伏寺	17	337	80	左横ずれ
中部 2	岡谷・諏訪・釜無山	34	318	80	左横ずれ

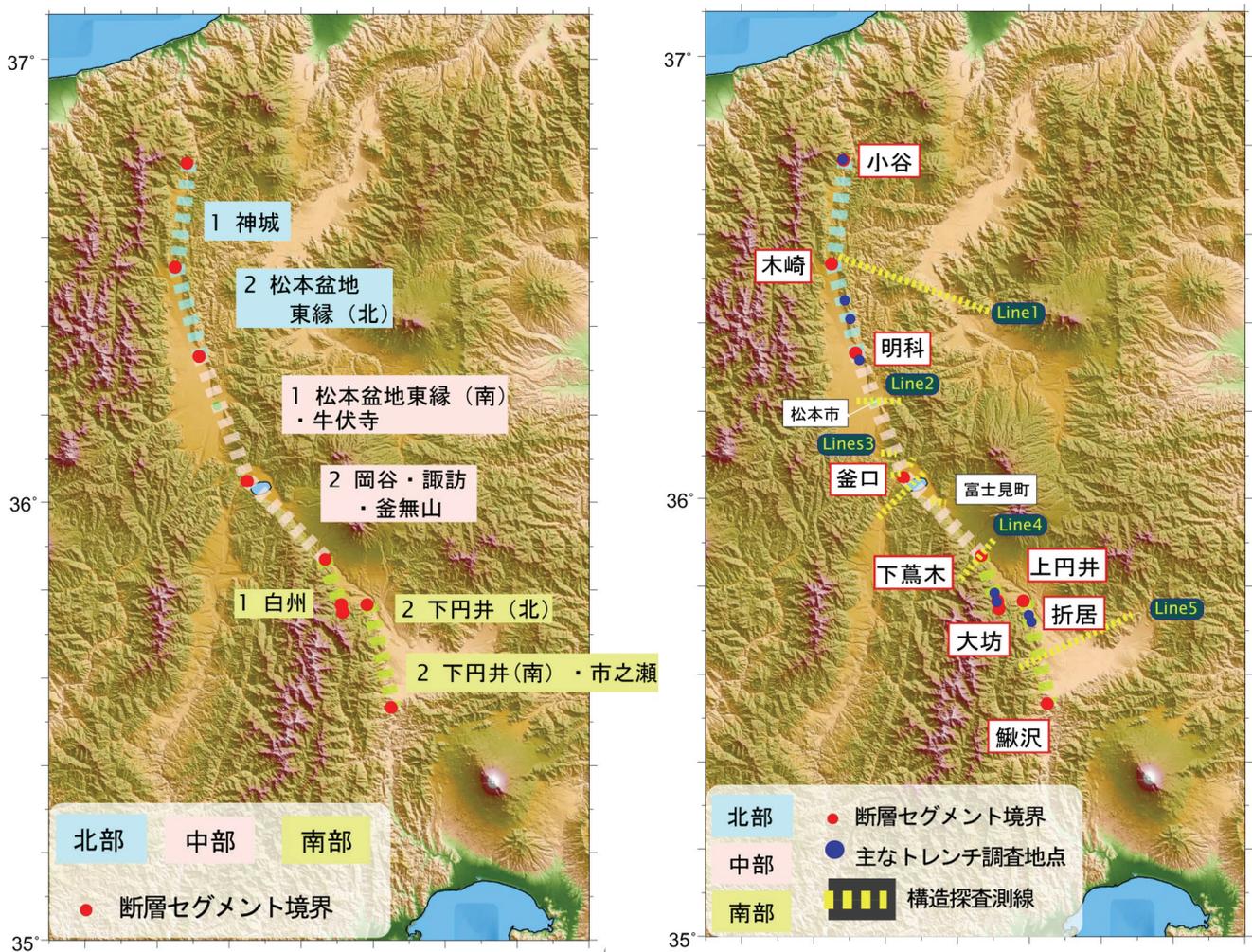


図12 (左) 起震断層セグメントの地表トレース図 (右) 断層区分に使用した構造探査およびトレンチ調査地点とセグメント境界位置

b) 構造探査ベースモデルと変動地形ベースモデル

表4から明らかなように、本断層帯における断層のモデル化のために収集した各種調査資料が示す断層面の傾斜角には幅がある。特に、中部地域で顕著な開きが見られ、これは、「構造探査」と「変動地形学的な解釈」という解析方法の違いによる。そこで、今回は手法別に震源モデルの検討を行うことを提案し、「構造探査ベースモデル」と「変動地形ベースモデル」を提示した(図13・14)。表6には、各断層の傾斜角の検討に用いた主要な文献を挙げる。

表6 起震断層区分に使用した文献リスト

	長さ [km]	傾斜 [°]	走向 [°]	断層名	観測地点	傾斜		文献例
						構造探査	変動地形	
北部1	26	10~30	3	神城	白馬		10°	奥村ほか, 1998
北部2	23	10~40	344	松本盆地東縁(北): 木崎~明科	大町 池田	10°, 30°	30~40° 10°	Sato et al., 2004, 松多ほか, 2007; 奥村ほか, 1998 奥村ほか, 1998
中部1	34	30~40, 90	339	松本盆地東縁(南): 明科~釜口	松本 塩尻峠	30~40° 30°	高角	糸静重点, 2002 糸静重点, 2006
中部2	28	30~50, 90	137	岡谷・諏訪・釜無山	下諏訪 諏訪湖 茅野 富士見	30° 40~50°, 90° 30° 30~40°	ほぼ鉛直	糸静重点, 2006 糸静重点, 2006 糸静重点, 2007, 阿部ほか, 2001; 澤ほか, 2007 糸静重点, 2006 糸静重点, 2002
南部1	12	5~30	158	白州	白州 大坊	30°		阿部ほか, 1999b 遠田ほか, 2000
南部2a	26	不明	164	鳳凰山	—	—	—	
南部2b	5.7	20~40 ほぼ0	165	下円井(北) 下円井(南)	戸沢 旭町上條南割 御勅使川周辺 葦崎市神山町		20~40° ほぼ水平	遠田ほか, 2000 遠田ほか, 2000 糸静重点, 2005
南部2b	併せて21	15, 10~50	167	市之瀬	前縁 山麓	~15° 30° 50°	10~15° 20°	阿部ほか, 1999a 阿部ほか, 1999a; 遠田ほか, 2000 阿部ほか, 1999a; 三浦ほか, 2002

南部2a採用の場合: 全長149.0km
南部2b採用の場合: 全長149.7km

モデルの特徴は、北部の2セグメントおよび南部の2セグメントは両モデルに共通しており、北部は低角度で東側に傾斜した断層面、南部は低角度~中角度で西側に傾斜した断層面を持つ。一方、中部については、変動地形ベースモデルが鉛直の断層面であるのに対し、構造探査ベースモデルは西側に傾斜した断層面を持つ。断層の長さは図12の左図のセグメント境界を直線で結ぶことで与え、断層面の幅は地震発生層の厚さに依存するとした。地震発生層の厚さについては、今回は、上端を2 km、下端を15 kmとしているが、実際には断層帯に沿って地震発生層の上端および下端の深さは変化しているので、今後、修正を検討する予定である。

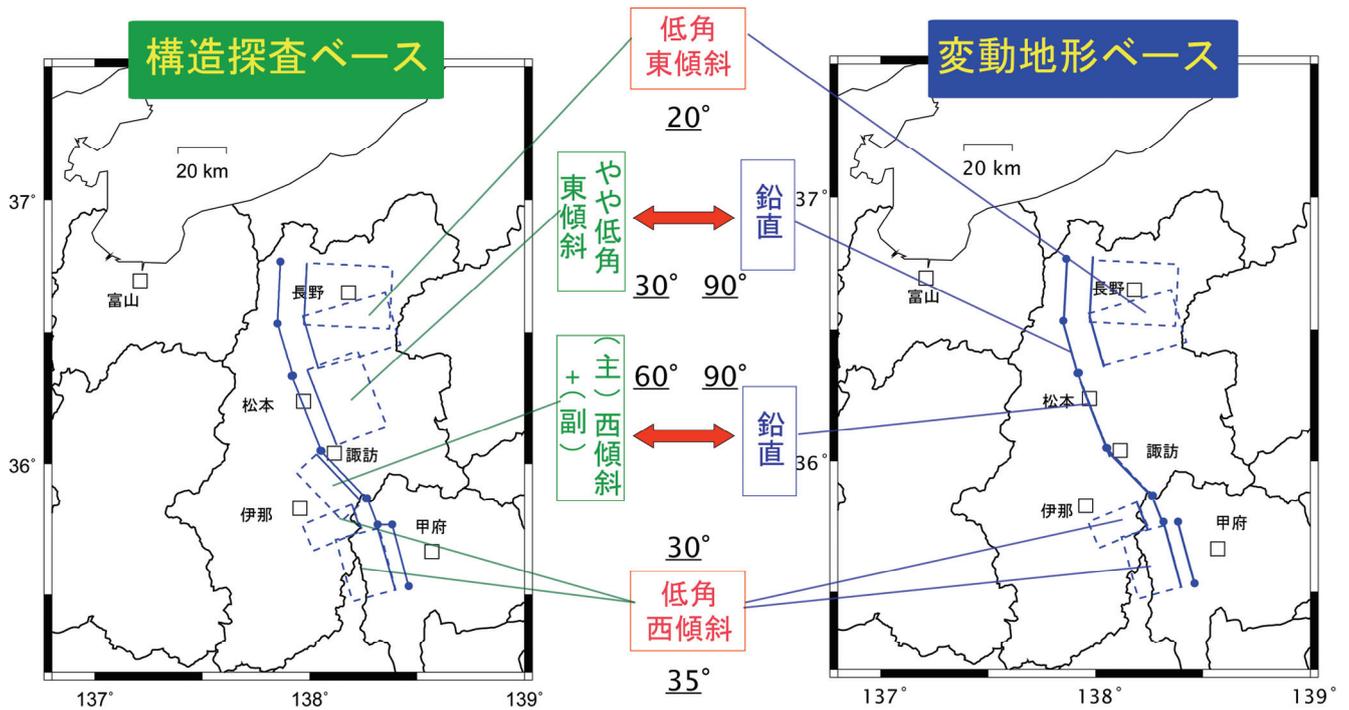


図13 構造探査ベースと変動地形ベースの代表モデルの断層面の地表投影図

c) 簡便法による強震動試算

強震動予測の方法のひとつに「簡便法」がある。破壊過程やアスペリティが地震動に与える影響は考慮せず、マグニチュードと距離の経験式から、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値を算出する方法である。

本業務では、上述の断層モデルを想定して距離減衰に従い学的地盤上の最大速度を算出し、微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表の最大速度分布を算出した。距離減衰式は、司・翠川(1999)に倣い、増幅率は若松ほか(2005)の1 kmメッシュの微地形区分データを使用した。構造探査ベースモデルおよび変動地形ベースモデルに対する最大速度分布を図14・15にそれぞれ示す。比較のため、過去に行われた地震調査研究推進本部による評価結果(2002)を併せて示す。

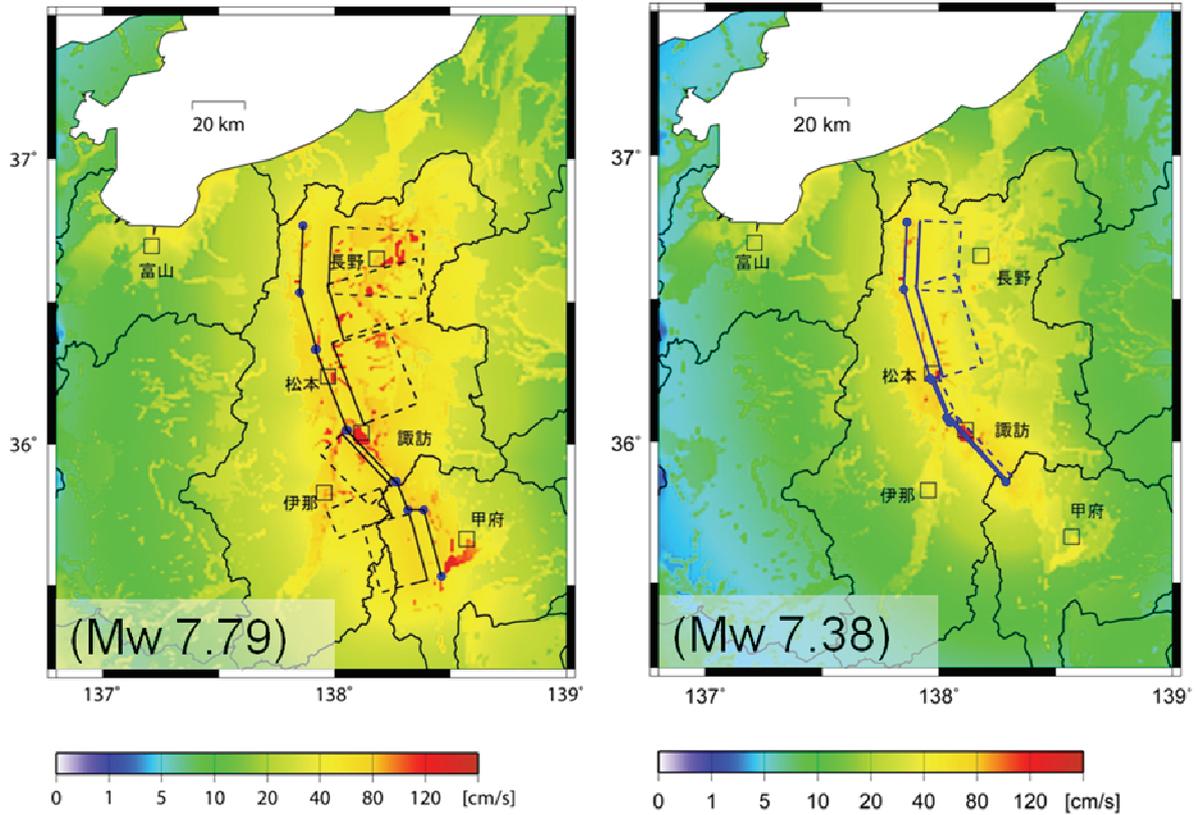


図16 簡便法で得られた最大速度分布図
 (左) 構造探査ベースモデル (右) 地震調査研究推進本部(2002)モデル

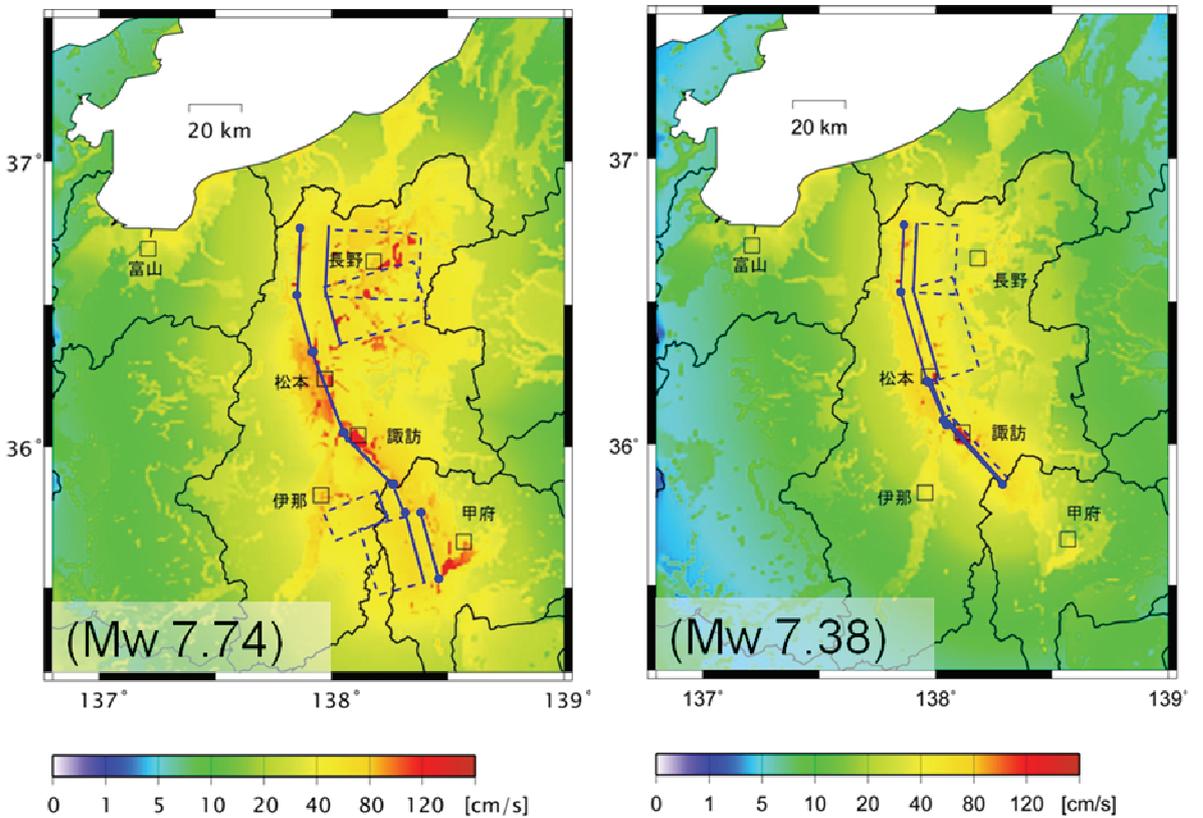


図17 簡便法で得られた最大速度分布図
 (左) 変動地形ベースモデル (右) 地震調査研究推進本部(2002)モデル

構造探査および変動地形ベースモデルに共通する特徴として、甲府盆地の揺れがこれまでよりも大きくなっていることと、揺れの範囲が広がっていることが挙げられる。これは、地震本部の評価では考慮されていなかった南部地域に断層を置いたこと、それにより地震規模が大きくなったことに起因する。

構造探査ベースモデルにのみ見られる特徴は、伊那盆地で周囲よりも強い揺れが見積もられていることである。地震本部や変動地形ベースモデルの中部2セグメントは、鉛直または東側に傾斜するほぼ鉛直の断層面で定義されているのに対し、構造探査ベースモデルでは西に傾斜する断層面が与えられており、断層面と伊那盆地との距離が近づいたことによると考えられる。南信地方に大きな被害が予想される断層設定である。

変動地形ベースモデルの特徴は、中部2セグメントにおける揺れの強い地域が地表の断層トレースに沿って分布することである。松本盆地および諏訪盆地に大きな被害をもたらす断層設定である。

(d) 結論ならびに今後の課題

本断層帯における強震動予測高精度化を目指し、本年度は、①三次元深部地下構造のモデルの高度化とその検証、②強震観測、③断層モデルの構築、の3テーマを基軸として業務を遂行した。それぞれの結論及び今後の課題を以下に示す。

- ① 平成19年度までに得られた地下構造モデルを用いて実際の地震（2007年新潟県中越沖地震の本震）の三次元波動シミュレーションを行い、モデルの調整およびその妥当性を検証した。
- ② 諏訪盆地内に新たな観測点を2点増設した。松本盆地・諏訪盆地ともに強震計の稼働状況は良好であり、遠地の中規模地震から長野県内で発生した小地震まで様々な強震記録を得ている。得られた波形記録の特徴は地域性に富み、盆地構造解明の重要性が再確認された。今後も現存の観測を継続し、強震動予測のための地震記象収集に努める。
- ③ 本重点プロジェクトの他サブテーマから得られた断層形状や活断層情報および既存の構造に関する情報に基づいた本断層帯における強震動評価のための震源モデルの構築に着手し、巨視的断層パラメータ案を提示した。さらに、得られた断層モデルを用いて簡便法による強震動の試算を行った。

(e) 引用文献

- 1) 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄：糸魚川－静岡構造線断層系南部域・市之瀬断層における反射法地震探査．1999年地球惑星科学関連学会合同大会，Sb-P009，1999a.
- 2) 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄：糸魚川－静岡構造線断層系南部域・白州断層における反射法地震探査．1999年地球惑星科学関連学会合同大会，Sb-P011，1999a.
- 3) 阿部信太郎・遠田晋司・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄：糸魚川－静岡構造線断層系南部域・下円井断層における反射法地震探査．1999年地球惑星科学関連学会合同大会，Sb-P010，1999a.

- 4) 阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄：糸魚川－静岡構造線中部域・諏訪盆地における反射法地震探査．2001年地球惑星科学関連学会合同大会，Jm-P011，2001.
- 5) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. and Reshef, M.: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, 50, 705-708, 1985.
- 6) Graves R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 7) 入倉孝次郎：新潟県中越沖地震から学ぶ原子力発電所の耐震安全性の課題－基準地震動評価のために考慮すべきこと－．*日本地震工学会誌*，7，25-29，2008.
- 8) 入倉孝次郎・香川敬生・宮腰 研・倉橋 奨：2007年新潟県中越沖地震の強震動－なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか？
http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_071228.pdf，2007.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：糸魚川－静岡構造線断層系の調査結果と評価について．1996.
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：糸魚川－静岡構造線断層帯（北部・中部）を起震断層と想定した強震動評価手法．2002.
- 11) Kinoshita, S.: *Kyousin Net. Seism. Res. Lett.*, 69, 309-332, 1998.
- 12) 気象庁：震度を知る．ぎょうせい，238p，1996.
- 13) 瀨瀨一起・古村孝志・三宅弘恵・川崎慎治・須田茂幸・川中 卓：S波バイブレータによる反射法探査実験(2)－2006年松本市における実験－．*日本地球惑星科学連合2007年大会*，2007.
- 14) 鷹野 澄・菊池正幸・山中佳子・瀨瀨一起・古村孝志・工藤一嘉・ト部 卓・武尾実：首都圏の強震動を解明する：首都圏強震動総合ネットワークと Seismic Kanto プロジェクト．*震災予防*，184，22-25，2002.
- 15) 松多信尚・池田安隆・佐藤比呂志・今泉俊文・田力正好・蔵下英司・川村知徳・加藤直子・戸田 茂・谷美由起・加藤 一・東郷正美・中村洋介・越後智雄・田中淳彦・井川猛・大町反射グループ．*地震研究所彙報*，82，37-44，2007.
- 16) 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・二階堂学・橘 徹・高瀬信一：糸魚川－静岡構造線活断層系市之瀬断層群の最近の活動－中野地区トレンチ調査－．*地震2*，55，33-45，2002.
- 17) 三宅弘恵・坂上 実・瀨瀨一起・泉谷恭男：糸魚川－静岡構造線断層帯におけるボアホール強震観測．*日本地球惑星連合2006年大会*，2006.
- 18) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：平成14年度糸魚川－静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成果報告書．2003.
- 19) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：平成15年度糸魚川－静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成果報告書．2004.
- 20) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：平成16年度糸魚川－静岡構造線断層帯におけるパイロット的な重点的調査観測成果

報告書. 2005.

- 21) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：
平成 17 年度糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書. 2006.
- 22) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：
平成 18 年度糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書. 2007.
- 23) 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所：
平成 19 年度糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測成果報告書. 2008.
- 24) 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・斉藤
英二：糸魚川－静岡構造線活断系北部の最近の活動. 地震 2, 50, 別冊, 35-51, 1998.
- 25) Pitarka, A.: 3D Elastic finite-difference modeling of seismic motion using
staggered grids with non-uniform spacing. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68,
1999.
- 26) Sato, H., T. Iwasaki, S. Kawasaki, Y. Ikeda, N. Matsuta, T. Takeda, N. Hirata, and
T. Kawanaka, Tectonophysics, 388, 47-58, 2004.
- 27) 澤 祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・内田主税・佐藤善輝・石黒聡士・田力正
好・杉戸信彦・安藤俊人・隈元 崇・佐野 樹・野澤竜二郎・坂上寛之・渡辺満久・
鈴木康弘：糸魚川－静岡構造線活断層帯中部，松本盆地南部・塩尻峠および諏訪湖南
岸断層群の変動地形の再検討. 活断層研究, 27, 169-190, 2007.
- 28) 司 宏俊・翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の
距離減衰式. 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70, 1991.
- 29) 遠田晋二・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄：糸魚川－静岡構造線活断層系南部の最
近の断層活動－白州断層・下田井断層・市之瀬断層群トレンチ調査－. 地震 2, 52,
445-468.

(3) 平成 21 年度業務計画案

(a) 成果の目標

強震観測点などで高精度の強震動予測を行って観測結果等と比較し、震源モデル・
地下構造モデルの最終調整を行う。

(b) 業務の方法

平成 19 年度までに得られた地下構造モデルと、平成 20 年度に開始した強震動評価
のための震源モデル用いて、本断層帯に対する強震動予測を詳細法によって行う。