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	纐纈	一起
国立大学法人	東京大学地震研究所	准教授	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	産学官連携研究員	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	東京工業大学大学院総合理工学	准教授	山中	浩明
	研究科			
国立大学法人	信州大学工学部	准教授	田守	伸一郎
独立行政法人	防災科学技術研究所	招聘研究員	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ヵ年の年次実施計画(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、糸 魚川一静岡構造線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する。

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 19 年度業務目的

糸魚川-静岡構造線断層帯周辺において地形・地盤分類を行い、強震動評価の最大速度 や計測震度の推定精度向上に不可欠な地震動増幅マップを作成する。初年度より開始して きた強震観測に加えて、諏訪盆地に強震観測点を展開する。これらの観測記録をもとに、 スペクトル解析や波形を用いた構造チューニングを行い、地震動増幅マップおよび次年度 に作成した堆積層構造・基盤構造の統合モデルの妥当性を検討する。また、レシーバ関数 を活用したモホ面等の推定を実施し、統合モデルの深部拡張を図る。さらに、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、糸魚川-静岡構造線断層 帯の強震動評価のための震源モデルの構築に着手する。

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

糸魚川-静岡構造線断層帯における強震動予測高度化を目指し、昨年度得た松本・諏 訪・長野各盆地地域における表層から基盤までの三次元地下構造と既存の地下構造モデル の融合・拡張によって、既存の地下構造モデルの向上に着手した。さらに、得られた地下 構造を用いて新潟県中越沖地震の際の信越地方の地震動を計算し、モデルの妥当性を検討 した。また、当該断層帯周辺地域(134 km×305 km)について、地震動増幅マップ作製に 必要な地形・地盤分類図を、250 m メッシュという細かさで作成し、地震動予測の高精度 化に備えた。加えて、諏訪盆地内の地震動の伝播特性の調査のために、当該盆地内に8点 の強震観測点を整備した。これまでに全ての観測点で一つ以上の地震記録を得ている。

(b) 業務の実施方法

地下構造モデルの高度化:本重点プロジェクトの昨年度業務として行った調査を含めた 既存の構造探査、検層、地質等の地下構造に関する情報を統合して糸魚川-静岡構造線断 層帯を含む領域を対象とした三次元地下構造モデルを作成し、その有効性を検討した。

微地形マップ:糸魚川-静岡構造線断層帯を含む 134 km×305 km の領域において、若松・ 松岡(2003;2006)の分類基準に従い、約1 km メッシュで構成された「日本の地形・地盤 デジタルマップ」の地形分類データをさらに高精度化し、約250 mメッシュごとに地形分 類の属性を与えた。

微動探査:松本盆地および諏訪盆地の強震観測点近傍とその周辺地域で微動探査を行った。松本盆地については、微動アレイ観測記録の解析からレイリー波の位相速度を求め、 これを満たす一次元のS波速度構造を遺伝的アルゴリズムを用いて推定した。加えて、2 ヶ月間の長期観測を行い、その間に得られた連続記録について地震干渉法を適用し、レイ リー波の群速度を推定した。また、諏訪盆地では、本年度設置した8観測点を含む14地点 において微動観測を行い、地盤構造の調査を行った。

強震観測:諏訪盆地内の8箇所に新たに強震観測点を設置した(諏訪市6箇所、岡谷市 2箇所)。このうち3観測点はダイアルアップ型、残りの5点は現地収録型のデータ収録シ ステムとした。初年度に開始した牛伏寺断層近傍と松本盆地内の強震観測とあわせて糸魚 川-静岡構造線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。

(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、2)地形・地盤分類データベースの作成、 3)微動観測、4)強震観測の4テーマを基軸として業務を遂行した。順に詳細を示す。

1) 三次元地下構造モデルの高度化

糸魚川-静岡構造線断層帯周辺域の強震動予測高度化に必要な高精度の地下構造モ デル構築のため、昨年度までに得られた信越地域各地の三次元深部地下構造(既存の探 査、ボーリング、地質資料、重力異常データ等から作成)を統合してより広域に適用可 能なモデルを作成し、その高度化に着手した。深部地下構造モデルの高度化の流れ図を 示す(図1)。今年度は、0次モデルから0.5次モデルへの高度化を行った。



図1 深部地下構造モデル化の流れ図(案)。

a) 0次モデルの作成

0次モデルとは、地質情報や探査結果など地震波形以外の情報から作成された三次元層境界で構成される地震波速度構造を指す(纐纈,2006の手順1の段階に相当)。

その代表ともいえる構造モデルが、藤原ほか(2006)の強震動評価のための深部地 盤構造モデルであり、日本全国を対象とした地下構造がモデル化されている。そこ で、本業務では、藤原ほか(2006)の深部地下構造(図4)を0次モデルの初期構 造として用い、これを発展させていくことで、糸魚川一静岡構造線断層帯周辺域の 高精度な深部地下構造モデルを構築する。モデルは、地震波形の再現に有効な、三 次元の層境界で構成される成層構造とする。本調査地域における0次モデルの層区 分とその物性値を表1に示す。P波速度および層数は、藤原ほか(2006)と信越地 域の構造モデル(古村ほか,2005;早川ほか,2006;平成17年度糸魚川一静岡構造 線断層帯における重点的な調査観測成果報告書,2006)を参考に決定した。

既存の地下構造探査をはじめ、大半の地下構造調査法から得られるのは P 波速度 の情報に限られる。しかし、強震動予測で重要なのは S 波速度構造なので、当該地 域における PS 検層および VPS 探査、反射法で得られた速度データから P 波速度と S 波速度の関係を調査し(図2)、 Vs = Vp*0.72-0.72 (1.7 < Vp < 5.0) [km/s]を導 いた。密度については、Gardner et al. (1974)を参考にした。

速度層	Vp[km/s]	Vs[km/s]	ρ[g/cc]	対比される地質(長野/新潟地域)
表層	0.8	0.1-0.5	1.6	完新統
А	1.8	0.6	2.0	段丘層
В	2.4	1.0	2.1	豊野・塩峰累・猿丸層/魚沼・灰谷層
С	3.0	1.4	2.2	猿丸・大峰・柵層/西山層
D	3.5	1.8	2.3	小川層/椎谷層
Е	4.1	2.2	2.4	青木層/寺泊・難波山層/第四紀火山岩類
F	5.1	2.9	2.6	別所層・内村層・守屋層/火打山・七谷層
G	6.0	3.5	2.7	基盤岩類

表1 信越地域の速度構造モデルの層区分(0次モデル)



図2 各種探査データから得られたP波速度とS波速度の関係。

b) 0次モデルから 0.5 次モデルへの高度化

昨年度は、本業務の一環として行った構造探査結果も含め、ボーリング、検層デ ータなどの地下構造に関する既存の情報や重力異常データを用いて、長野盆地、松 本盆地、諏訪盆地における地域ごとの0.5次モデルを作成した(図3)(平成18年 度糸魚川一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参照)。新たに 得られた各地の構造からは、諏訪・松本両盆地の基盤の形状が非対称であることが 明らかとなり、盆地の基盤形状と盆地内の地震動の強さとの関係が議論可能となっ た。加えて、既存の構造モデルと比べて詳細な構造が得られたため、各層境界の凸 凹までもが表現されるようになるなど、昨年構築した地下構造モデルの精度の高さ が窺われる(平成18年度糸魚川一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)。しかしながら、強震動シミュレーションを行うには、これらのモデル はあまりにも地域的すぎる。そこで、今年度は、これら3地域の地下構造に加え、 当該断層地域の一部を構成する中越地域の地下構造(図3:平成17年度大都市大 震災軽減化特別プロジェクト成果報告書)を統合・拡張し、糸魚川一静岡構造線断



図3 既存の地下構造データから推定された得た各盆地の0.5次モデルにおける地震基盤 (Vs 2.9 km/s 層上面)の形状(平成18年度糸魚川-静岡構造線断層帯における重 点的な調査観測の成果)。北から順に、中越地域、長野盆地、松本盆地、諏訪盆地。

モデル化領域の拡張は、藤原ほか(2006)の深部地盤構造モデル(図4)に各盆 地の構造を融合させることで行った。複数の構造モデルの融合は、試行錯誤で各モ デルに重み付けを行い、それらを足し合わせることで実施した。例として、2通り の重み付けパラメータを表2、3に示す。また、それぞれの場合の地震基盤の深さ 分布を図5、6に示す。表4には、K-NET および KiK-net 観測点における各層の深 さの比較を示した。



図4 藤原ほか(2006)による深部地下構造モデル(0次モデル)の地震基盤の深さ分布。

	中越	長野平野	松本盆地	諏訪盆地	その他
藤原ほか(2006)	0	80	80	80	100
中越モデル	100	0	0	0	0
長野モデル	0	20	0	0	0
松本モデル	0	0	20	0	0
諏訪モデル	0	0	0	20	0

表2 深部地下構造モデルの融合に用いた重み付け (Version 1)



図 5 糸魚川-静岡構造線断層帯の地震基盤 (Vs 2.9 km/s 層の上面)の深さ分布(0.5 次 モデル Version 1)。

	中越	長野平野	松本盆地	諏訪盆地	その他
藤原ほか(2006)	1	1	1	1	100
中越モデル	99	0	0	0	0
長野モデル	0	99	0	0	0
松本モデル	0	0	99	0	0
諏訪モデル	0	0	0	99	0

表3 深部地下構造モデルの融合に用いた重み付け(Version 2)



図 6 糸魚川-静岡構造線断層帯の地震基盤 (Vs 2.9 km/s 層の上面)の深さ分布(0.5 次 モデル Version 2)。

		地名	小千谷	長野	松本	諏訪
		観測点コ	NIG019	NGNH004	NGNH32	NGN015
		ード	37.306	36.649	36.255	36.045
		(緯度)	138.790	138.194	137.993	138.112
		(経度)				
A 面深度[m]	Vs600[m/s]	Version 1	5	1	3	4
	ρ1.0[g/cc]	Version 2	5	1	3	7
B 面深度[m]	Vs1000[m/s]	Version 1	802	1	3	4
	ρ2.1[g/cc]	Version 2	505	6	5	7
C 面深度[m]	Vs1400[m/s]	Version 1	1415	504	117	33
	ρ2.2[g/cc]	Version 2	1136	108	79	148
D 面深度[m]	Vs1800[m/s]	Version 1	2591	539	164	134
	ρ2.3[g/cc]	Version 2	1944	315	294	293
E 面深度[m]	Vs2200[m/s]	Version 1	3107	655	276	199
	ρ2.4[g/cc]	Version 2	2966	1001	960	680
F 面深度[m]	Vs2900[m/s]	Version 1	5489	2230	2339	1608
	ρ2.6[g/cc]	Version 2	5202	2235	2037	694
G 面深度[m]	Vs3500[m/s]	Version 1	6489	3229	3305	2533
	ρ2.7[g/cc]	Version 2	6202	3234	3004	1619

表4 K-NET および KiK-net 観測点における 0.5 次モデルの比較

地図上のプロット(図5、6)で見ると、長波長の変化は両者で似通っている。 しかし、Version 2の構造では局所的な凸凹が表現されており、メリハリのある構 造であることが見て取れる。また、地点ごとの深度を比較してみると(表4)、Version 2の構造の方が全体的に深い傾向が見られ、E層では両者の差が特に大きくなって いる。

c) 0.5 次深部地盤構造モデルの評価と今後の課題

本業務で採用した、複数の構造モデルを融合することで速度構造モデルを向上さ せるという方法は、現時点では試みの段階である。そこで、構造モデルの融合によ るモデル化の妥当性を調べるため、0.5次モデル Version 1および2を用い過去の 地震時の波動場の再現を行った。対象とした地震は、2004年新潟県中越地震、2007 年新潟県中越沖地震、2007年能登半島地震、2004年紀伊半島沖地震である。ここで は、2007年7月16日10時13分頃に発生した新潟県中越沖地震(M6.8)を例に挙 げ、速度波形、フーリエスペクトル、H/Vスペクトル比、最大速度(図7~10)に ついて実際の観測記録とシミュレーションで再現された結果とを比較する。なお、 計算に必要な震源情報は、入倉ほか(2007)、入倉(2008)を使用した。

速度波形については、中越地域を除いて両モデルとも実体波部分の再現性は良好 であり、複数の構造モデルの融合によるモデル化が、地下構造モデルの向上に有効 であることが示された。しかし、長野・松本・諏訪盆地内の表面波の再現性や(図7)、中越地域の短周期領域および、諏訪盆地の長周期領域の再現性(図8)に改善の余地があり、これらは今後の検討課題である。

Version 1

E-W

		Time(s)		
	-15 -10 -5 0	5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95 10010511011512012513	80	
柏崎	NIG018	Allanonen	80.93	95.56
長岡	NIG017	Alimmini har and	11.08	22.15
小千谷	NIG019		23.77	15.92
直江津	NIG025	- that the approximation of the second s	13.54	3.80
飯山	NGN001		18 79	2 52
信濃	NGN002	markenback marken marken marken and and an and and and and and	6.07	1 77
長野	NGN004	Midland day add a has a a a a a a a	2.32	1 77
上田	NGN008	Alteration to an of all a a	1 18	1.90
大町中	NGNH34		1 55	0.55
穂高	NGN009	MANANA MANANA CONTRACTOR	1.00	0.55
松本	NGNH32	and the second of the second s	1.23	0.85
前書	NGN015		0.73	0.90
P4X D/J		MARANA	5.70	0.83

Version 2 E-W

	Time(s)		
-15 -10 -5 0	5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95 10010511011512012513	80	
NIG018	MArmin	80.93	9
NIG017	- AMAMAMAN A Commence and a second and a sec	11.08	2
NIG019	- Margaran	23.77	1
NIG025		13.54	3
NGN001 _	Magnossin	18.79	2
NGN002 _	an Madhendon Ann man a ann ann an ann ann ann ann ann	6.07	-
NGN004 _	man de haberson a de la de	2.32	-
NGN008 _	All And Internance of the of t	4 18	-
NGNH34		1.55	
NGN009	the share of the state of the s	1 22	-
NGNH32	and the second and the second se	0.72	-
NGN015	ANALANA TO ANALANA	5.70	-
	and a start and a start and a start a star	5.70	C
	-15 -10 -5 0 NIG018 NIG017 NIG019 NGN002 NGN001 NGN002 NGN004 NGN008 NGN008 NGN134 NGN009 NGN132 NGN015	Time(s) -15 -10 -5 0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95 10010511011512012513 NIG018 NIG017 NIG019 NIG025 NGN001 NGN002 NGN004 NGN008 NGN09 NGN09 NGN015	Time(s) -15 -10 -5 0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95 100105110115120125130 NIG018 80.93 NIG017 11.08 NIG018 80.93 NIG019 23.77 NIG025 13.54 NGN001 18.79 NGN002 4.18 NGN004 2.32 NGN008 4.18 NGN09 1.23 NGN015 0.73

図 7 0.5 次モデルを用いて再現された新潟県中越沖地震の東西成分の波形。(上段) Version 1を用いた場合。(下段) Version 2を用いた場合。



図8 0.5 次モデルを用いて再現された新潟県中越沖地震の東西成分のフーリエスペクト ル。(上段) Version 1を用いた場合。(下段) Version 2を用いた場合。



図 9 0.5 次モデルを用いて再現された新潟県中越沖地震の H/V スペクトル比。(左)
 Version 1を用いた場合。(右) Version 2を用いた場合。



図 10 0.5次モデルを用いて再現された新潟県中越沖地震の水平動成分(3成分の合成) の最大速度分布。(左図)観測値(中図)Version 1を用いた場合(右図)Version 2 を用いた場合。

一方、融合の際の重み付けと地震動の再現性の関係について H/V スペクトル比か ら見てみると、両者に大きな違いはないものの、地域ごとのモデルに重みをかけた Version 2の方がより観測地震動の特徴をよく捉えられていることが分かる。また、 水平動の最大速度分布についても、Version 2を用いた方がより実際の観測に近く、 諏訪盆地が周辺地域よりも大きく揺れることや松本盆地内の構造の違いに起因する と考えられる地震動の違いが表現されている。以上のことから、地域ごとに作成し た構造モデルに重みをかけた方が、観測をより説明する構造が得られるということ が示唆される。しかし、図6の松本盆地の西縁に見られるように、モデル化領域全 てに同じ重みを用いると、融合するモデル間の境界付近に大きな速度ギャップが生 じてしまい、波動場の再現に影響を与えることなどが心配される。中心部分と周辺 域で重みを変化させるなど、具体的なモデル化手順についても、今後さらなる検討 が必要である。

最後に、本モデル化を通して逆断層を含む速度構造のモデル化方法について検討 した旨を付言する。検討中の方法ではあるが、逆断層付近のみの構造を別途モデル 化し、背景領域に埋め込むことで逆断層を表現することを考えている。 2) 地形・地盤分類データベースの作成

本業務では、図 11 の赤線で囲まれた領域について 250 m メッシュの地形・地盤分 類図を作成した。さらに、これを電子化することにより GIS ソフトウェア上で処理・ 解析(ボーリング情報や地震動観測記録における地盤増幅特性との対応関係)が可 能なデータベースを構築した。ここで用いた分類基準は、準地形学的な分類基準を 踏襲しつつ、かつ表層地盤条件の判読という工学的用途を考慮している。

以下、本データベースが持つ特長を示す。

①既存の地形分類図においては、作成者および作成地域により統一されていなかった地形分類基準を全国で統一している。

②表層の地盤特性を反映した分類である。

③5万分の1の大縮尺の地形図を用いて微地形判読を行っているため、地形境界等 の空間分類精度が向上している。

図 12 に本業務で得られた糸魚川-静岡構造線断層帯周辺の 250 m メッシュの地 形・地盤分類図を示す。また、本データベース作成の際に使用した地形・地盤分類 基準を表5に示す。



図 11 開発対象地域。



図 12 糸魚川-静岡構造線断層帯周辺の地形・地盤分類図(250 m メッシュ)。凡例括 弧内の数字は、各微地形区分のメッシュ数を表わす。

表 5	本デー	タベー	スにおけ	る地形	•	地盤分類基準	售
-----	-----	-----	------	-----	---	--------	---

No	微地形区分	定義・特徴
1	山 地	1 kmメッシュにおける起伏量(最高点と最低点の標高差)が概ね200 m以上で、先第四系(第三紀以前の岩石)からなる標高の高い土地。
2	山麓地	先第四系山地に接し、土石流堆積物・崖錐堆積物など山地から供給された 堆積物等よりなる比較的平滑な緩傾斜地。
3	丘 陵	標高が比較的小さく、1kmメッシュにおける起伏量が概ね200 m以下の斜面からなる土地。
4	火山地	第四系火山噴出物よりなり、標高・起伏量の大きなもの。
5	火 山 山 麓 地	火山地の周縁に分布する緩傾斜地で、火砕流堆積地や溶岩流堆積地、火山 体の開析により形成される火山麓扇状地・泥流堆積地などを含む。
6	火 山 性 丘 陵	火砕流堆積地のうち侵食が進み平坦面が残っていないもの、または小面積 で孤立するもの。
7	岩石台地	河岸段丘または海岸段丘で表層の堆積物が約5m以下のもの、隆起サンゴ 礁の石灰岩台地を含む。
8	砂 礫 質 台 地	河岸段丘または海岸段丘で表層に約5m以上の段丘堆積物(砂礫層、砂質 土層)をもつもの。
9	ローム台 地	河岸段丘または海岸段丘で表層が約5m以上のローム層(火山灰質粘性土) からなるもの。
10	谷底低地	山地・火山地・丘陵地・台地に分布する川沿いの幅の狭い沖積低地。表層堆 積物は山間地の場合は砂礫が多く、台地・丘陵地・海岸付近では粘性土や泥 炭質土のこともある。
11	扇状地	河川が山地から沖積低地に出る所に形成される砂礫よりなる半円錐状の 堆積地。勾配は概ね1/1000以上。
12	自然堤防	河川により運搬された土砂のうち粗粒土(主に砂質土)が河道沿いに細長 く堆積して形成された微高地。
13	後背湿地	扇状地の下流側または三角州の上流側に分布する沖積低地で自然堤防以 外の低湿な平坦地。軟弱な粘性土、泥炭、腐植質土からなる。砂丘・砂州 の内陸側や山地・丘陵地・台地等に囲まれたポケット状の低地で粘性土、 泥炭、腐植質土が堆積する部分を含む。
14	旧河道	過去の河川の流路で、低地一般面より0.5~1m低い帯状の凹地。
15	三角州・ 海岸低地	三角州は河川河口部の沖積低地で、低平で主として砂ないし粘性土よりな るもの。海岸低地は汀線付近の堆積物よりなる浅海底が陸化した部分で、 砂州や砂丘などの微高地以外の低平なもの。海岸・湖岸の小規模低地を含 む。
16	砂州· 砂礫州	波や潮流の作用により汀線沿いに形成された中密ないし密な砂または砂 礫よりなる微高地。過去の海岸沿いに形成され、現在は内陸部に存在する ものも含む。
17	砂丘	風により運搬され堆積した細砂ないし中砂が表層に約5m以上堆積する波 状の地形。一般に砂州上に形成されるが、台地上に形成されたものを含む。
18	砂州·砂丘 間低地	砂州や砂丘の間の低地。一般に堤間低地と呼ばれるものも含む。表層は風 成砂よりなるが、その下位は腐植土や粘性土で構成されることが多い。
19	干拓地	浅海底や湖底部分を沖合の築堤と排水により陸化させたもの。標高は水面 よりも低い。
20	埋立地	水面下の部分を盛土により陸化させたもの。標高は水面よりも高い。
21	磯·岩礁	基盤の岩が露出、または岩塊が多い海岸。
22	河原	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地のうち、常時は水流がない (冠水していない)部分。
23	河道·水路	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地で、常時に水流がある部分
24	湖沼	四方陸地に囲まれて、海とは直接連絡のない静止した水域。

図 13 に、既存の1 km メッシュデータおよび本業務で得られた 250 m メッシュの データから描かれた微地形区分図の比較を示す。本業務で作成した 250 m メッシュ マップには、既存のデータからは表現されない小面積の微地の存在が明らかとなっ ている。特に注目すべき点は、大地震が発生した際に大きな揺れを引き起こすこと が予測される三角州や後背湿地の分布が詳細に示されるようになったことである。 例えば、古くから異常震域として知られる諏訪湖周辺地域に注目してみると、1 km メッシュでは湖の南岸・北岸ともに後背湿地として分類されていたのに対し、本業 務で得られた 250 m メッシュマップでは、南岸地域は三角州・海岸低地に分類が変 更されている。図 14 に 1944 年の東南海地震の際に被害があった地域を示した。被 害の分布と、今回、三角州・海岸低地に分類された領域の分布がよく一致している ことは興味深い。このことから、地形や地盤に基づいた詳細な微地形区分が、今後 予測される大地震の強震動予測に重要であることがわかる。





図 13 「日本の地形・地盤デジタルマップ」(若松ほか,2004;2005)による1kmメッシュデータ(左図)と本業務で作成した250 mメッシュマップ(右図)の比較。



- 図 14 1944 年東南海地震の際に被害があった地域。●被害を受けた学校・工場。◆
 K-NET、SK-net 観測点。長野県(2002)に加筆。
 - 3) 微動観測
 - a) 松本盆地における微動観測
 - i) はじめに

昨年度、松本盆地内の5地点(豊科、K-NET 松本、島立小学校、開成中学校、塩 尻)で微動探査を実施し(図15)、微動データの解析から得られたレイリー波の位 相速度を基にして地震基盤上面までの堆積層のS波速度構造を推定した。微動探 査に基づく構造は、その傾向、深さの絶対値ともに構造探査の結果と調和的であ った(平成18年度糸魚川ー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)。今年度は、より長測線で両者の比較を行うために、昨年度行った反射法地震 探査測線に沿い、かつ昨年度の微動探査位置よりも外側に位置する3地点(梓川、 新村、山辺)で微動アレイ観測を行い(図16)、各地点でのS波速度構造を推定し た。さらに、島立と開成では、長期間の微動観測を実施し、地震波干渉法に基づ いたデータ処理から地下構造に関する情報の取得を試みた。



図 15 平成 18 年度(○) および平成 19 年度(○) に松本盆地で行った微動観測のアレイ 分布図。



図16 松本盆地における微動探査アレイ(Δ)分布図と昨年度実施した反射法地震探査測

線(赤線)および探査で得られたP波速度構造(纐纈ほか,2007)。

ii) 微動探查

昨年度に微動探査を実施した5地点(開成、島立、K-NET 松本、塩尻、豊科)に 加え、梓川(ASG)、新村(NIM)、山辺(YMB)での微動アレイ観測を実施した。こ れは、昨年度実施された反射法地震探査の測線上に観測点を増やすことを目的と したものである。これらの3地点では、昨年度と同様に周期数秒までの微動の位 相速度を求めるために、半径1.5 km および0.3 km 程度の2つの円内にそれぞれ 7地点の地震計を配置し、上下成分の観測を実施した。図17には、地震探査の測 線上の観測点で得られたレイリー波の位相速度の例を示す。盆地の端部の梓川 (ASG)や山辺(YMB)での位相速度が大きく、盆地の中心部の島立(SMD)では、 小さい位相速度となっていることがわかる。



図17 観測されたレイリー波の位相速度の例。

各地点でのレイリー波の位相速度から、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いたハイ ブリッドヒューリスティック法(山中,2006)によって、誤差の2乗和を最小に するような構造(S波速度と層の厚さ)を推定した。ここでは4層構造を仮定し、 基盤のS波速度は2.9 km/sに固定した。解(最適値)の探索範囲については、人 工地震探査が行われた測線上の地点では既存のP波速度構造を基準に層の厚さの 探索範囲を狭く設定した(反射法の結果の±10 %)。一方、S波速度については探 査幅を広く設けて解析を行った。なお、昨年度S波速度構造を推定した地点につ いても、上記の条件下で再度逆解析を行った。ただし、KIS(開成)については、 地震探査の結果において境界面深度に不確かな部分もあるので、厚さの探索範囲 も広く設定した。解析で得られたS波速度構造の一部を図18に示す。これらは人 工地震探査測線に沿う地点で得られた一次元S波速度構造である。各層の厚さは 地震探査の結果とほぼ同じであり、S波速度についても地震探査のP波速度と大 きな矛盾はない。図19は、得られたS波速度構造から計算された位相速度と観測 位相速度の比較である。YMB(山辺)における両者の一致度は多少劣るが、解析で 得られた一次元S波速度構造は観測を良く説明している(内山・山中, 2007)。



図 18 レイリー波の逆解析で得られた一次元S波速度構造。



図 19 GA で得られた一次元構造に対する位相速度と観測位相速度の比較。左から順に、島 立、開成、山辺。

iii) 地震波干渉法の適用

地震波干渉法は、異なる2点間で微動を観測し、これらデータ間の相互相関関数 を計算することで2点のグリーン関数を計算する手法である(例えば、Shapiro and Campillo, 2004)。本研究では、松本盆地において長期間の微動観測を行い、地震 波干渉法を用いた構造解析を試みた。図 20 に解析の手順を示す。



図 20 地震波干渉法を用いた構造解析の流れ図(左図)と解析に用いた観測点位置(右上)および解析する時間長を変えた時の相互相関関数のアンサンブル平均の例 (右下)。

今年度は、本重点的調査観測の初年度より強震観測が行われている島立(SMD) と開成(KIS)の2観測点(三宅ほか,2006)を対象とした解析を行った。微動の 観測期間は2007年11月初旬から2008年1月初旬までの70日間である。本観測 では3成分の微動(加速度)を連続的に収録したが、解析には上下動成分のみ使 用し、これらの相互相関関数を求めた。解析に適切な時間長を決定するため、サ ンプルする時間長を変えながら相互相関関数のアンサンブル平均をとり、相互相 関数の最大値とノイズ部分の振幅比(以下、S/N比)を求めた(図21)。その結 果、1つのサンプルとして2時間の微動記録を用いて相互相関関数を求め、約600 時間(25日分)程度以上のデータのアンサンブル平均を取ることによって安定し た結果が得られることがわかったので、以下の全データ(70日間分)の分析では、 最適な分割するデータ長を2時間とした。

図 22 は、70 日分の上下成分のデータを使用して求めた相互相関関数である。τ が負のときは、SMD から KIS に向かう方向の波の相互相関であり、逆にτが正のと きは KIS から SMD に向かう方向の波の相互相関を表している。τ=0を挟んで左右 はほぼ対称であり、波動伝播に著しい方向性がないことがわかる。この相互相関 関数がグリーン関数であるとみなして、マルチプルフィルター解析によってレイ リー波の群速度を求めた。



図 21 相互相関係数の S/N 比の変化。



図 22 70 日間のデータの相互相関関数。

得られたレイリー波の群速度を図 23 に示す。周期 0.7~4秒の帯域で、群速度を 評価することができた。これらの2つの観測点では、微動探査によってS波速度構 造が推定されているので、図 23 (右図) に示す両地点の中間的なS波速度モデル を作成し、それに対する基本モードのレイリー波の位相速度を計算した。その結果 は、図 23 (左図) に示すように、非常に観測値に近い値になっていることがわか る。この地域でも地震波干渉法の適用は可能であると考えられる。



図 23 相互相関関数から得られるレイリー波の群速度(左図)とKIS、SMD および2地点の中間的なS波速度構造(右図)。

iv) まとめ

昨年度に引き続き、松本盆地において3地点で微動探査を実施した。得られた微 動データに周波数-スペクトル法を適用し、各地点における位相速度を求めた。 さらに、位相速度をデータとした逆解析から地震基盤上面までのS波速度構造を 推定した。解析の際、地震探査によるP波速度構造を考慮することで、探査結果 と矛盾の少ないS波速度構造を得ることができた。昨年度実施分と合わせると、 松本盆地を縦断および横断するような8地点で構造を得たことになる。加えて、 長時間の微動観測を実施し、得られたデータに対して地震波干渉法に基づいた処 理を施すことでレイリー波の群速度が得られた。この速度は、上記の微動探査の 結果と調和的であり、推定した地盤モデルの妥当性が確認された。また、このこ とはこの地域でも地震波干渉法が適用可能であることを示している。

今後、得られた地盤モデルを用いて地震動特性の評価や強震観測記録の分析など を行う事が望ましいと考えられる。 b) 諏訪盆地における微動観測

本調査では、諏訪盆地内において微動観測を通し、常時微動の水平動と上下動間の比(H/Vスペクトル比)の周期特性から観測点近傍の地下構造推定のための基礎 資料を収集すること、建物内に設置された地震計による地震記録の補正のための 資料収集を目的としている。

微動観測は図 24 に示す 14 点で行った。観測点名、観測記号、観測点数を表 6 に 示す。観測日程および観測条件を表 7 、8 に示す。



図 24 微動観測を行った観測点分布図。

観測点名	観測点記号	観測点数
文出保育園	FMD	4
諏訪西中学校	KNM	3
葛井公園	KZI	1
中州公民館	NKS	3
岡谷市役所	OKY	3
四賀小学校	SIG	3
諏訪測候所	SSJ	2
下諏訪町役場	SSW	2
諏訪市文化センター	SWB	2
諏訪湖スタジアム	SWS	3
諏訪市役所	SWY	2
田中小学校	TNK	3
豊田公民館	TYD	3
上の原小学校	UNH	3

表6 観測点リスト

表7 観測日時

観測点名	観測点記号	観測点	観測日	観測時間
		FMD_1	2007/12/12	13:30~14:05
立山保 斉周	EMD	FMD_2	2007/12/12	12:55~13:25
又山休月困	FIVID	FMD_3	2007/12/26	13:23~13:53
		FMD_4	2007/12/20	13:23~13:53
		KNM_1		
諏訪西中学校	KNM	KNM 2	2007/12/26	10:00~10:30
		KNM_3		
葛井公園	KZI	KZI_1	2007/12/26	12:17~12:47
		NKS_1		
中州公民館	NKS	NKS_2	2007/12/26	11:20~11:50
		NKS 3		
		OKY_1		
岡谷公民館	OKY	OKY 2	2007/12/26	15:40~16:10
		OKY 3		
		SIG 1		
四賀小学校	SIG	SIG 2	2007/12/25	13:35 ~ 14:05
		SIG 3		
카프 동수 개비 사관 코드		SSJ 1	0007/10/05	15:50~16:20
諏訪測19月 7	220	SSJ 2	2007/12/25	15:45~16:15
工語計匠 须相	0.014/	SSW 1		
下諏訪町位场	2210	SSW 2	2007/12/25	11:55~12:25
海計士士化トンク	C)M/D	SWB 1	0007/10/05	15.00 - 15.00
諏訪市又化センター	2MB	SWB_2	2007/12/25	15:00~15:30
		SWS 1		
諏訪湖スタジアム	SWS	SWS 2	2007/12/12	17:25 ~ 17:55
		SWS_3		
而計士仍記	CW/V	SWY_1	2007/12/26	08:37~09:08
諏訪叩 1支別	SWI	SWY_2	2007/12/20	08:36~09:08
		TNK_1		
田中小学校	TNK	TNK 2	2007/12/25	10:30~11:00
		TNK 3		
		TYD 1		
豊田公民館	TYD	TYD 2	2007/12/12	14:30~15:00
		TYD 3		
		UNH_1		
上の原小学校	UNH	UNH_2	2007/12/25	08:45~09:15
		UNH_3		

表8 観測条件

相測計架	DATAMARK LS-8000WD
崔九 八门 百十 右子	(24bitA/D変換、20 MBフラッシュメモリ、GPS時計;白山工業株式会社製)
サンプリングレート	200Hz
時間長	30min
フィルター振動数	30Hz

諏訪盆地を横断するように位置する文出(FMD)、豊田(TYD)、四賀(SIG 観測点で得られ た H/V スペクトル比を図 25 に示す。盆地西部に位置する TYD では、自由地表面の H/V スペ クトルの卓越振動数として 0.8 Hz 周辺に明瞭なピークが得られており、厚い堆積層の存在 が示唆される。一方、建物内に位置する TYD_3 のスペクトル特性は、TYD_1、2 とはその様 子が若干異なっており、建物の震動特性の影響が見られる。諏訪盆地中央に位置する FMD 観測では、建物敷地盛土部分の FMD_2 を除く3 点でよく似たスペクトル特性が得られてい る。地盤の卓越周期は 0.73 Hz 程度であること、H/V スペクトルの振幅比が大きいことが 厚い堆積層の存在を物語っている。傾斜地に位置する SIG では、極薄い堆積層の影響と思 われるピークが 4.1 Hz 付近に見られるが、概ね周波数に対して平坦な特性を持っており、 岩盤に近い観測点であることが分かる。



図 25 諏訪盆地における微動探査から得られた各地の H/V スペクトル比。(上段) TYD、(中 段) FMD、(下段) SIG。

- 4) 強震観測
- a) はじめに

平成17年度より「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測」の一環 として、強震動評価高精度化を目的とした強震観測を行っている。平成17~18年 度は松本盆地においてボアホール観測点を設置し(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 造モデルの構築を進めてきた(纐纈ほか,2007)。

諏訪盆地は、1944年東南海地震をはじめ、地震時の揺れが周辺地域に比べて顕著 であるとされており、中央防災会議の強震動予測結果をうけて東海地震に係る地 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 されている。また、地震調査研究推進本部や長野県によって行われた糸魚川一静 岡構造線断層帯の強震動評価では震度6強を超える揺れが予測されている。これら の特徴は、長野県の自治体震度計を用いた研究からも指摘されている(泉谷・金 子, 2002)。

諏訪盆地では、JMA (気象庁, 1996)、K-NET (Kinoshita, 1998)、SK-net (鷹野 ほか, 2002)等の既存の強震観測点が諏訪湖北側および東側に設置されているため、 盆地全体に強震観測点を展開し、地震動を面的に把握することが極めて重要であ ると考えられる。そこで、平成18~19年度にかけて、諏訪・岡谷地域に強震観測 点8点を設置した(図26)。



図26 諏訪盆地に展開された強震観測点(●印)と既存の強震観測点(○: JMA, △: K-NET, □: SK-net)。

b) 諏訪盆地における強震観測点の設置 本設置計画では、表面波励起をはじめとする諏訪盆地の地震動特性の把握を目的 として、盆地内外に観測点を配置した。諏訪湖は左横ずれ断層にはさまれたプル アパートベイズンであると考えられており、糸魚川-静岡構造線断層帯に関係す る断層は、諏訪盆地の両端部に位置しているとされるため、盆地端部の観測点は、 断層近傍に位置することとなる。

諏訪盆地では田守・平野(2005)によって面的な微動探査がなされており、盆地 中央部を最深とした船底型のS波速度構造が推定されている。この探査結果を参 考に、諏訪湖南側では、東部(SIG:四賀小学校)・中部(SWS:諏訪湖スタジアム、 FMD:文出保育園、NKS:中州公民館)・西部(TYD:豊田公民館、KNM:諏訪西中学 校)に観測点を選定した。SIG、KNMは、やや硬質な地盤に位置しており、盆地内の 観測点に対する基準点と位置づけられる。一方、諏訪湖北側においては、既存の 岡谷市震度計と下諏訪町震度計よりも湖岸に近い場所に位置するTNK(田中小学 校)と、岩盤により近いUNH(上の原小学校)を選定した。上記の8観測点(図26) には、K-NET95と同型の加速度強震計を設置した、SIG、FMD、KNMではダイアルア ップ方式、他観測点は現地収録方式とし、2007年4月上旬より強震観測を開始し た。

- c) 2007 年新潟県中越沖地震の強震記録
- i) 観測記録の特徴

2007 年 7 月 16 日に発生した新潟県中越沖地震の強震記録が、SWS と NKS を除く 観測点で得られた。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、 K-NET と SK-net の記録を加えた解析を行った。図 27 の最大加速度分布に示される ように、諏訪湖岸で揺れが大きくなる特徴に加え、諏訪湖東部に比べて西部の最 大速度値が大きくなっており、盆地内での揺れが非対称となっている。このよう な盆地東西での増幅特性の差異には、金井(1973)で指摘されているように、諏訪 盆地の形成の歴史等も関わっていると考えられる。







2007/07/16 10:13:38.000

図28 2007年新潟県中越沖地震の速度波形(東西成分)。

図14は1944年の東南海地震の際に被害を受けた建物位置および被害の大きかった地区を長野県(2002)による表層地盤図上にプロットしたものである。被害が発生したのは諏訪湖の湖畔と湖南の平坦部に限られる。湖南の平坦部の表層地質は、沖積腐植土、沖積粘性土、沖積砂質土であり、その中でも、沖積腐植土と沖積粘性土からなる軟弱な地盤の地域に被害の多くが発生している。この様子は、図27に示した中越沖地震の際に大きな加速度が記録された地域および速度応答値の大きな地域の分布とよく対応している(一噌・泉谷,2007)。

中越沖地震時の速度記録を図28に示した。諏訪盆地内の強震記録の特徴として、 後続波が1~2秒の卓越周期を持つことが挙げられる。このような深部地下構造 に起因すると考えられる周期1~2秒の卓越に加えて、浅部地盤構造の増幅率が 高いことが、諏訪盆地で周辺地域に比べて高震度が得られる一因と考えられる(三 宅ほか,2007)。 ii) 地下構造モデルとの比較

糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的調査観測では、長野盆地・松本盆 地・諏訪盆地を中心に、強震動予測のための深部地下構造モデルを構築している。 このモデルは、反射法地震探査、重力、地質構造等をコンパイルし、既存の地下 構造モデル(地震調査研究推進本部,2002;長野県,2002;防災科学技術研究所, 2003)を参考に構築されている。

上記のモデルでは、諏訪盆地の地下構造は、北西-南東に関しておおむね軸対称 の結果が得られており、これは、諏訪盆地における重力異常や反射法探査結果が、 軸対称な基盤形状を示唆していることに起因する。しかしながら、図27、28から は、諏訪盆地内の地震動分布が軸対称ではない可能性が示唆されており、今後、 浅い層の形状に留意し、観測記録が再現可能な地下構造モデルの改良を行う必要 がある。

d) まとめ

諏訪盆地において、強震動評価高精度化を目的とした強震観測点を設置した。2007 年新潟県中越沖地震の観測記録から、盆地の増幅特性が諏訪湖の東西で異なること が示唆された。今後、強震観測を継続して詳細な地震動特性を把握し、糸魚川ー静 岡構造線断層帯や南海トラフ沿いの海溝型地震等の強震動予測に資する地下構造モ デルを構築することが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

糸魚川-静岡構造線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地形・地盤分類データベースの作成、③微 動観測、④強震動観測の4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 複数の地下構造モデルの融合(重み付け足し合わせ)によって糸魚川-静岡構造線 断層帯周辺域の地下構造モデル(0.5次モデル)を作成し、新潟県中越沖地震のシ ミュレーションからそのモデルおよびモデル化手法の有効性を確認した。また、融 合の際、地域的な構造に重みを置くことが効果的であることが示された。ただし、 周辺構造との連続性や表面波部分の再現性については今後の検討課題である。加え て、逆断層のモデル化方法について検討した。
- ② 250 mメッシュの地形分類を行ったことで、これまでは示されていなかった微地形が示されるようになった。河川周辺域の後背湿地や三角州などの大地震の際に大きな揺れが危惧される地域の分布が明らかにされたことは、強震動予測において重要な情報をもたらしたと考えられる。今後、このデータをもとに詳細な地震動増幅マップを作成する。
- ③ 微動観測に基づいて得られた地盤構造は、昨年度行った構造探査の結果と大局的には一致していた。また、長期間の微動探査データを用いて地震波干渉法を行ってレイリー波の群速度を推定した結果、微動探査結果と調和的な構造が得られ、松本盆地でも地震波干渉法を用いた速度構造解析が可能であることが示された。今後、さ

らに調査を進め、地域的な構造の向上のためのデータ提供が期待される。

- ④ 8点の観測点から成る強震観測網を諏訪盆地に展開した。強震計の稼働状況は良好であり、これまでに全ての観測点で一つ以上の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。中越沖地震の際の記録の解析からは盆地内における地震波増幅の地域性が示され、揺れが大きかった地域の分布は1944年の東南海地震の際の被害地域の分布と一致していた。今後も現存の観測を継続しつつ、さらに強震観測網を充実させ、強震動予測のための地震記象収集に努める。
- (e) 引用文献
 - 1) 若松加寿江・松岡昌志,大都市圏を対象とした地形・地盤分類 250mメッシュマッ プの構築,土木学会地震工学論文集,[27-050], CD-R0M, 2003.
 - 2)若松加寿江・松岡昌志,日本の250mメッシュ地形・地盤デジタルマップの構築と サイスミックマイクロゾーニングへの適用例,地震研究所彙報,81,317-324, 2006.
 - 3) 纐纈一起,地下構造と長周期地震動,日本地震工学会誌,4,12-15,2006.
 - 4)藤原広行・河合伸一・青井真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・早川譲, 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル,日本地震工学シンポジウム, 1466-1469,2006.
 - 5) 古村孝志・三宅弘恵・纐纈一起・須田茂幸・川崎慎治,小千谷市街地付近の P 波・ S 波反射法と地下構造モデル構築,日本地震学会 2005 秋季大会予稿集,P177,2005.
 - 6) 早川俊彦・引間和人・古村孝志・三宅弘恵・纐纈一起,強震動予測のための 2004 年新潟県中越沖地震震源域の3次元速度構造モデル,日本地球惑星科学連合 2006 年大会,S116-P013, 2006.
 - 7) 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.
 - Gargner, G. F. H., L. W. Gardner, and A. R. Gregory, Formation velocity and density-diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, 39, 770-780, 1974.
 - (9) 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.
 - 10)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.
 - 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.

- 12) 若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美,日本全国地形・地盤 分類メッシュマップの構築,土木学会論文集,759/I-67,213-232,2004.
- 13) 若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美,日本の地形・地盤デ ジタルマップ,東京大学出版会,2005.
- 14) 長野県,長野県地震対策基礎調査報告書,2002.
- 15) 纐纈一起・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.
- 16) 山中浩明,ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析,第115
 回物理探査学会学術講演論文集,25-26,2006.
- 17) Shapiro, N. M., and M. Campillo, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett., 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491, 2004.
- 18) 内山知道・山中浩明,微動アレイ探査による長野県松本盆地のS波速度構造の推定,物理探査学会第117回学術講演会論文集,25-28,2007.
- 19) 三宅弘恵・坂上実・纐纈一起・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.
- 20) 泉谷恭男・金子雅子,長野県の震度計設置点における相対的な揺れ易さ,第11回 日本地震工学シンポジウム論文集,9-42,2002.
- 21) 気象庁, 震度を知る, ぎょうせい, 238pp., 1996.
- 22) Kinoshita, S., Kyousin Net, Seism. Res. Lett., 69, 309-332, 1998.
- 23) 鷹野澄・菊池正幸・山中佳子・纐纈一起・古村孝志・工藤一嘉・卜部卓・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.
- 24)田守伸一郎・平野貴識,諏訪盆地における常時微動観測による S 波速度構造の推定,日本建築学会構造系論文集,596,156-164,2005.
- 25)金井孝夫, RI 検層による諏訪湖南盆地の浅層地盤の堆積状態・物理的性質・地盤 沈下予測について,地質調査所月報,24,441-459,1973.
- 26) 一噌真佐志・泉谷恭男, 諏訪盆地における地震動特性, 日本地震学会2007年秋季 大会, 2007.
- 27) 三宅弘恵・坂上実・纐纈一起・石瀬素子・木村武・田守伸一郎, 諏訪盆地におけ る強震観測, 日本地震工学学会2007年大会, 2007.
- 28) 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.
- 29)防災科学技術研究所,糸魚川-静岡構造線断層の地震を想定した地震動予測地図 作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,245,2003.
- (3) 平成 20 年度業務計画案

(a) 成果の目標

強震動評価高精度化を目指し、糸魚川-静岡構造線断層帯周辺において、平成 18・19 年度に得た地下構造モデルの高精度化を図るとともに、他サブテーマから得られる詳細な 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構築に着手する。

(b) 業務の方法

初年度より開始してきた松本盆地に加え,平成 19 年度から開始した諏訪盆地における 強震観測で得られた観測記録をもとに、スペクトル解析や波形を用いた構造チューニング を行い、地震動増幅マップおよび 18 年度に作成した堆積層構造・基盤構造の統合モデルの 妥当性を検討する。また、レシーバ関数を活用したモホ面等の推定を実施し、統合モデル の深部拡張を図る。さらに、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、糸魚川ー静岡構造線断層帯の強震動評価のための震源モデルの構築に着手 する。