3.5 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 強震動評価高精度化のための強震観測・地下構造調査

(b) 担当者

所属機関		役職	氏名
国立大学法人	東京大学地震研究所	教授	纐纈一起
国立大学法人	東京大学地震研究所	助教授	古村孝志
国立大学法人	東京大学地震研究所	助手	三宅弘恵
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	東京工業大学総合理工学研究科	助教授	山中浩明

(c) 業務の目的

サブテーマ1~4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し、加えて、人口の密集した盆地部の地下構造を求めることにより、この断層帯について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:

強震観測を継続した。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:

引き続き強震観測を継続する。各種探査結果を総合して松本・諏訪盆地地域および 長野盆地地域の地下構造モデルを構築する。表層増幅率地図を作成する。震源モデル 構築に着手する。

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 18 年度業務目的

強震動予測高度化を目指し、松本・諏訪・長野盆地において、地震動増幅に密接に関係する堆積層構造や基盤構造を対象とした地下構造調査を実施する。併せて過去の各種構造 探査結果のコンパイル等を行って、上記地域の高精度の地下構造モデル構築に着手する。

(2) 平成 18 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、松本・諏訪・長野盆地における表層から地震基盤までの三次元地下構造の構築に着手した。松本盆地については P波およびS波反射法地震探査を実施し、盆地浅部が $Vp=1.8\sim2.3~km/s$ 、 $Vs=0.6\sim0.9~km/s$ (表 3 参照) という速い速度の堆積層から成ることが明らかとなった。また、微動アレイ探査を独立に行い、ほぼ同じS波速度が得られることを確認した。これらの結果に既存の探査データや地質資料、検層データ等をコンパイルし、面的な重力データに対するインバージョンを行うことにより、各盆地における三次元地下構造の統合的なモデル化を図った。

(b) 業務の実施方法

松本・諏訪・長野盆地において、堆積層構造や基盤構造を対象とした地下構造調査を、 地震探査、微動探査等の手法により実施する。堆積層・基盤構造探査の参照点は、平成 17 年度に実施したボーリングと速度検層および過去の各種構造探査結果に基づき設定し、これらの結果のコンパイルを行って上記地域の堆積層構造・基盤構造の統合モデルを構築する。また、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中小地震記録の波形解析を継続し、盆地内における地震動増幅特性を評価する。

(c) 業務の成果

本年度は、①反射法・屈折法地震探査、②三次元構造のモデル化、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。以下、順に詳細を示す。

1) 松本盆地におけるP波・S波反射法探査と屈折法探査

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、松本盆地におけるP波およびS波の反射法・屈折法地震探査を実施した(現地調査期間:平成18年9月21日から9月30日)。今回設置した探査測線は図1の赤で記された部分で、平成14年度のパイロット的な重点的調査観測において調査された測線(図1青線¹⁻³⁾)の西部延長線上に位置する。従って、両者を繋ぐことで松本盆地を横断する反射断面が得られることになる。実施した探査は、大型バイブロサイスを用いたP波反射法探査に加え、同測線の一部におけるS波バイブレータによるスポット的なS波反射法探査(図1赤実線・図2)、およびP波反射法測線を利用したP波・S波屈折法探査である。

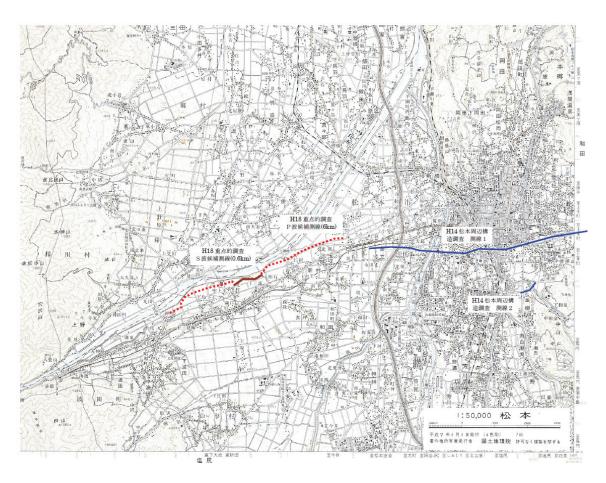


図1 松本盆地における本調査測線(赤)とパイロット的重点観測 1-3)の調査測線(青)。

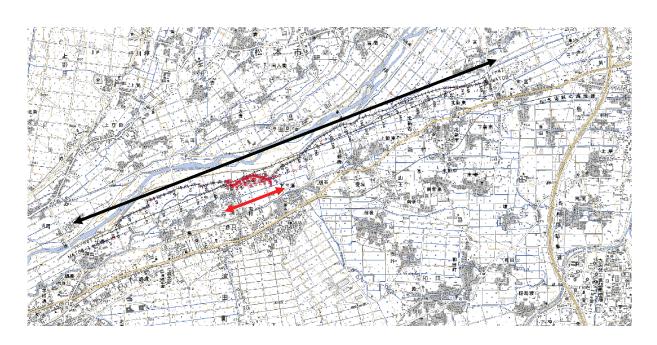


図2 本年度実施した反射法探査の調査測線の詳細。黒・赤矢印はそれぞれP波構造 探査測線とS波構造探査測線近傍を示す。

今回実施した反射法調査の測定仕様を次に示す。

表 1 反射法調査測定仕様

	P波測定仕様	S波測定仕様
調査測線長	6.0km	0.625km
標準重合数	30	25

<発震系>

	P波測定仕様	S波測定仕様
震源	バイブロサイス車1台	S波バイブ車1台
発震点間隔	100m (標準)	12.5m
発震回数/発震点	15回 (標準)	10 回
総発震点数	88	58
スイープ長	16 s	16 s
スイープ周波数	8~50Hz (リニア)	8~40Hz (リニア)
ドライブレベル	80%(標準)	50%

<受振系>

	P波測定仕様	S波測定仕様	
受振点間隔	25m	6. 25 m	
受振展開長/発振	6.35km	0.625km	
受振器	10Hz ジオフォン	10Hz ジオフォン	
受振器数/受振点	9 (3series \times	3 (3series)	
文派的效/ 文派点	3parallel)	o (oseries)	
総受振点数	255	100	

<記録系>

	P波測定仕様	S波測定仕様
探鉱機形式	デジタルテレメトリー	デジタルテレメトリー
チャネル数	255	300
サンプルレート	4ms	4ms
記録長	5s	6s

a) 反射法探查

P波反射法速度構造調査は大型バイブロサイスを用いて昼間実施した。一方、ミニバイブを使用したS波構造調査は、その発震パワーを考慮して夜間の測定を実施した。以下、本調査で得られた重合断面を深度変換して得られたP波、S波深度断面(図3、4)およびP波深度断面の解釈図(図5)を示す。深度変換後のサンプル間隔は4mとした。

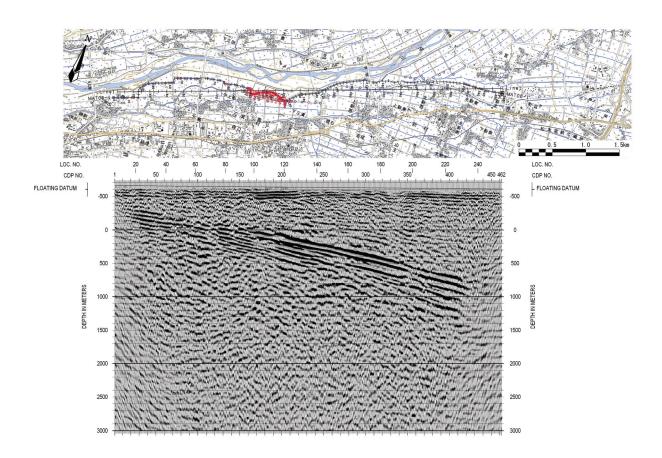


図3 P波反射法探査で得られた深度断面図。縦軸は海抜0mからの深度で、単位は [m]。断面図の縦横比は1対1である。測線のほぼ全域において良好な反射断面が得られている。東に15度で単調に傾斜する強反射面が明瞭である。この反射面に明らかな不整合は認められない。CDP200 における速度解析では深度約850mが得られた。同相については、屈折法解析からP波速度5.1km/sが示されており、これは地震基盤を反映したものであると解釈される。また、基盤上の堆積層については、深度250m以浅において強反射がほぼ水平の多層構造を示している。浅部の層構造においても明瞭な不整合は認められない。

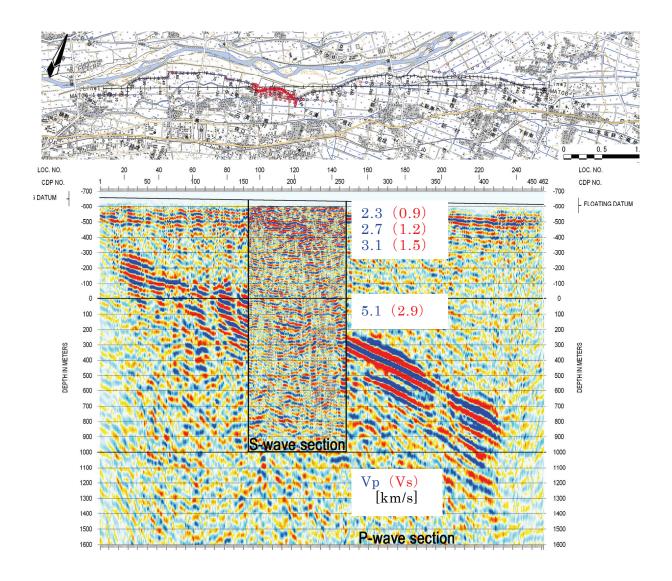


図4 P波深度断面とS波深度断面。P波深度断面図にS波探査から得られた深度断面図を埋め込んでいる。P波断面で明瞭に示された東傾斜の強反射面はS波断面においても確認でき、測線中央部のCDP200において深度 850m (海抜-200m)付近に基盤からの反射が明瞭に捉えられている。断面図の縦横比は1対1である。図中にP波速度値とS波速度値を併せて示す(単位は km/s)。

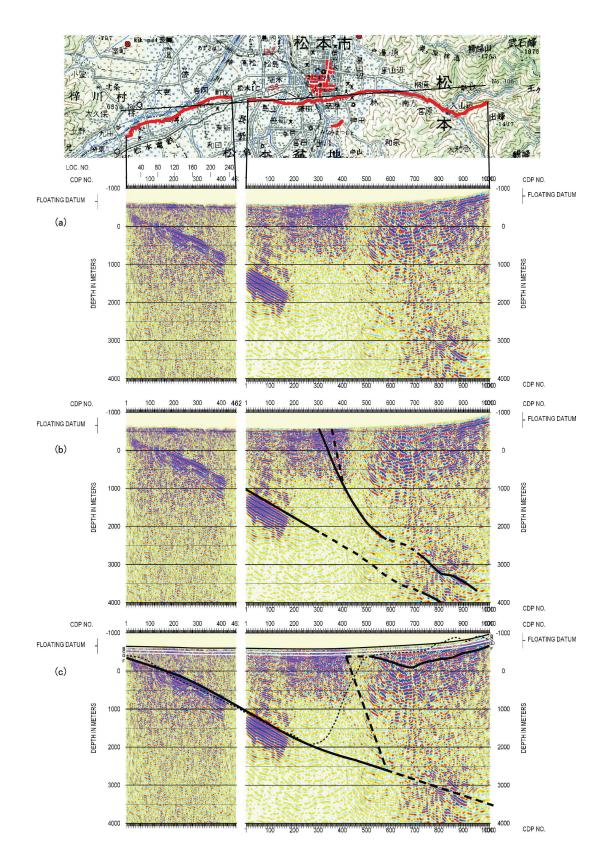


図5 松本盆地を横断する反射断面とその解釈図。西側が本業務で設置した測線に対する構造で、東側は Ikeda et al. (2004) 3) を再解析したもの。(a) 松本盆地における反射断面図。(b) Ikeda et al. (2004) 3) の解釈、(c) 本調査における解釈と反射断面図。細破線は重力インバージョンで得られた基盤上面の形状。

本調査で得られた東傾斜の強反射面は東側測線においても明瞭で、両者間に見られるその連続性から、一連の構造を反映していると考えられる。この強反射面は、松本盆地の堆積物と先第三紀の基盤岩類との不整合であると考えられているが ¹⁻³⁾、その構造が地表近くまで伸びていることが確認できた。(c) について言及すると、既存の解釈では、地表で確認できる活断層位置と調和的な境界が牛伏寺断層と松本東縁断層から深部方向に向けて存在すると考えられていた。今回は反射断面に重点を置き、反射強度が変化する CDP NO. 400~500 付近に東に高角で傾斜する構造境界を考えた。また、既存の測線の東半分において、下に凸の形状をした反射面が複数層見えることに注目し、椀状の堆積層が存在する可能性を提案する。

b) 屈折法探查

P波反射法地震探査で使用した受振器を用いて松本盆地における P波および S波の屈折法探査を実施した。ただし、屈折法探査は車両ノイズを避けるため、主に夜間に発震を行った。発震作業の概要は表 2 のとおり、 P波と S波合わせて 9 点で発震した。ただし、S波屈折 6 点のうち 1 点についてはノイズレベルが高かったため、 (P波 3 記録 + S波 5 記録)の計 8 記録の初動走時を読み取り、それらを岩崎(1988) 4 の波線追跡法コードに適用して構造解析を行った。

表2 出折法採金の仕様			
	総受振点数	総発震点数	
P波屈折法	255	3	
S波屈折法	100	6	

表 2 屈折法探査の仕様

その結果、P波屈折法探査結果を良く満たす 5 層構造を得た。モデル化した 5 層は A 層、 B 層、C 層、D 層、F 層(基盤)である。E 層(堆積層の最下層)を含むモデルも試作したが、その場合、基盤からの屈折走時が説明できなかったため、ここでは E 層は考慮していない。速度値については、基盤速度 4.8 km/s、堆積層速度 1.8 ~ 3.0 km/s を得た。一方、S 波速度構造については、発震エネルギー不足のため基盤速度は捉えることができず、堆積層の速度 0.6 ~ 1.8 km/s のみが得られた。S 波についても E 層は考慮していない。

2) 松本・諏訪盆地の探査データの収集と第一次構造モデルの構築

本調査の反射法および屈折法探査から得られた速度構造、既存ボーリング、地質資料、地質区分を基にして松本・諏訪地域周辺のP波、S波、密度構造モデルを作成した(表 3)。モデル化は、各層のP波速度代表値を決定し、S波速度と密度を求める方法を採っている。P波速度代表値は、本業務で得られた松本盆地のP波、S波反射法・屈折法探査の結果、小千谷市街地付近のP波・S波反射法探査 5)、KiK-netの PS 検層結果、K-NET 土質データを総合して決定した。S波速度値は、今回のP波、S波反射法速度解析結果、K-NET の PS 検層結果、土質データ等から得られた Vp-Vs 換算式

を用いた。密度値については Gardner et al. (1974)⁶⁾を参考にした。

速度層	P波速度代表值	S波速度代表値	密度代表値	備考:対比される地質
	[km/s]	[km/s]	[g/cc]	(長野/新潟地域) * 1
表層	0.8	0.3	1.6	完新統
A	1.8	0.6	2	豊野層など
A	A 1. 0			上中部更新統/魚沼層
В 2.	9 9	3 0.9	2. 1	豊野層・塩嶺累層・
	2. 3			猿丸層/灰爪層
С	9.7	2.7 1.2	2. 2	猿丸層・大峰層・
C	2. (柵層/西山層
D	3. 1	1.5	2.3	小川層/椎谷層
Е	4. 1	2. 2	2.4	青木層·寺泊層
F	5. 1	2. 9	2.6	別所層・内村層・
				守屋層/七谷層

表3 松本・諏訪地域の速度構造モデル

次に、三次元地下構造モデル化の概要を記す。地下構造モデルの三次元化は、既存の探査、ボーリング、地質資料、重力異常データを用いて松本・諏訪盆地の堆積層の面的分布を作成することにより行った。モデル作成領域と各盆地の速度断面を図6、7に示す。また、本解析で得られたS波速度構造を既存の構造と比較した結果を図8に示す。比較した地点は、松本・穂高・諏訪の K-NET 観測点である。穂高と諏訪において、今回のモデルと防災科学技術研究所モデルは良く似ており、石油ボーリングにおける深部検層データに見られる揺らぎのレベル程度の範囲内で一致している。一方、松本では、今回のモデルにおいて中部中新統の青木層(E 層: $Vp4.1\,km/s$ 、 $Vs2.2\,km/s$)を設けなかったため、両者に大きな違いが現れたものと思われる。どのように E 層を取り扱うかは今後解決すべき課題のひとつである。

^{*1}同じ地層でも場所と深度で速度は大きく異なるので対比地質は目安程度である。

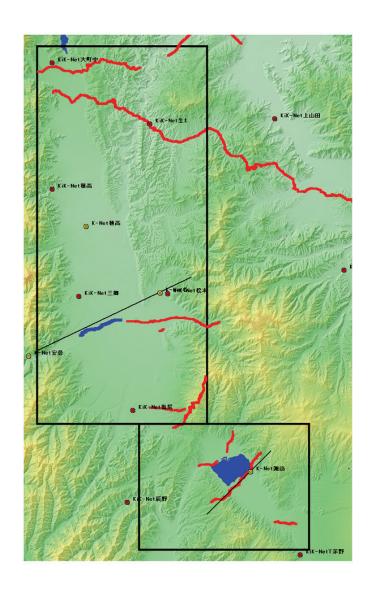


図 6 三次元モデル作成領域(松本盆地、諏訪盆地)とモデル作成に用いたデータ。 赤線は過去に行われた反射法探査測線、青実線は本年度行った反射法測線、二 重丸は深層坑井位置を表わす。黒線分は図7に示す速度断面の位置。

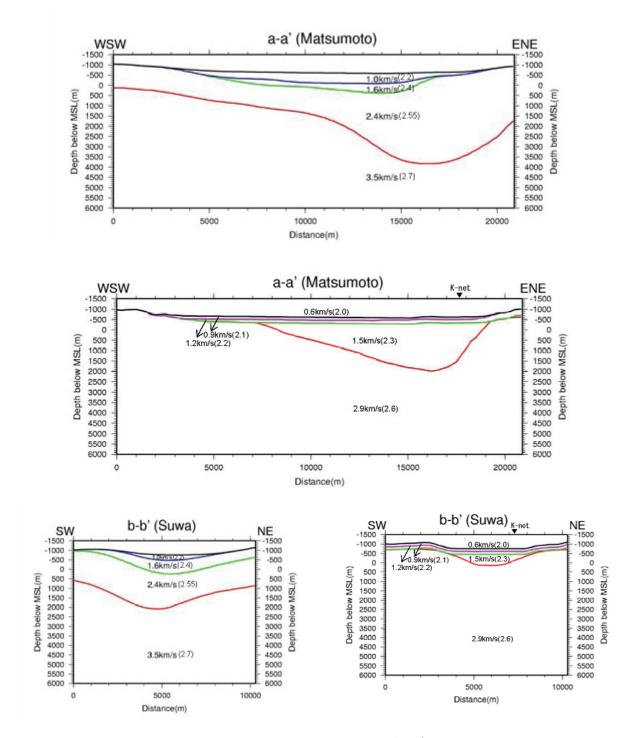


図7 地震調査委員会(防災科学技術研究所,2003)のモデル⁷⁾と本調査・解析で得られた構造モデルのS波速度断面での比較。上段:地震調査委員会(防災科学技術研究所,2003)のモデルにおける松本盆地の構造、中段:本調査で得られた松本盆地の構造、下段左:地震調査委員会(防災科学技術研究所,2003)モデルにおける諏訪盆地の構造、下段右:本調査で得られた諏訪盆地の構造。地震調査委員会(防災科学技術研究所,2003)モデルでは各層において凸凹がみられる。一方、本調査で得られたモデルでは浅部堆積層は水平成層が卓越しており、基盤面の形状のみが水平成層から大きくずれている。その形状の非対称性がこの構造の最大の特徴である。

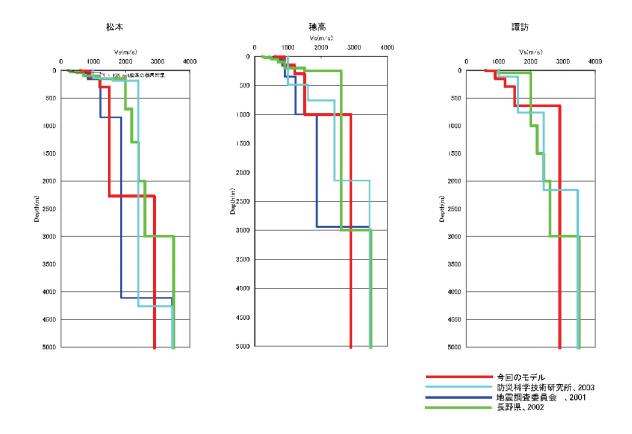


図8 本調査で得られた速度モデルと既存の速度モデルにおけるS波速度構造の比較。比較した地点は、松本(K-NET)、穂高(K-NET)、諏訪(K-NET)で、比較に用いたモデルは、地震調査委員会(2001)、長野県(2002)⁸⁾、防災科学技術研究所(2003)⁹⁾によるものである。

3) 松本盆地における微動観測による地盤構造探査

a) 観測概要

今年度は、松本盆地の強震観測点を中心にして長~中周期および短周期微動観測を実施した(観測期間:平成18年9月22日~25日、10月1日)。周期数秒までの微動の位相速度を求めるために実施した微動アレイ観測では、半径1.5km および0.3km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。さらに、強震観測点である島立小学校(SMD)、開成中学校(KSC)、K-NET 松本(MSZ)では、半径30m程度以下の小規模なアレイによる微動観測も実施した。これらの地点では、1地点での3成分微動の観測も同時に実施した。また、島立小学校(SMD)および開成中学校(KSC)では、表層地盤を対象とした垂直法電気探査データも取得した。調査地域を含む周辺地域を図9に示す。

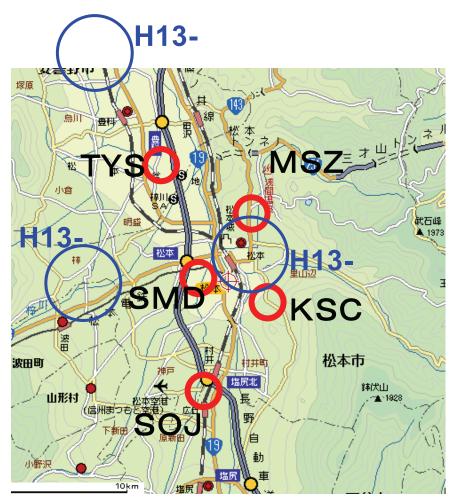


図 9 微動アレイ観測地点 (TYS:豊科、MSZ:K-NET 松本、SMD:島立小学校、KSC: 開成中学校、SOJ:塩尻)。

b) 分析結果

微動アレイ観測データの処理では、163.84 秒ごとの突発的なノイズの少ない記録を複数選び、周波数一波数スペクトル解析法によって位相速度を求めた。各観測地点で得られた位相速度を図 10 に示す。周期 1.5 秒よりも短周期では、各地点の位相速度はほぼ同じ値を示しており、表層地盤の S 波速度は類似していると解釈できる。一方、より長周期側では、地点ごとの差異が認められる。例えば、島立小学校の値は開成中学校のものに比べ小さく、より堆積層が厚いことを示唆している。豊科も同様に位相速度は小さめである。一方、塩尻では位相速度が大きく、相対的に堆積層が薄いと考えられる。

これらの位相速度を山中(2006) 10 による方法に基づいて逆解析し、4層のS波速度構造を推定した。逆解析の例として島立小学校における解析結果を図 11 に示す。左図から明らかなように、逆解析で得られたモデルは観測値を十分に説明している。同様の解析を他の5地点の位相速度に対して行い、図 12 に示すS波速度構造モデルを得た。島立小学校では地震基盤深度が約2km と最も深い。一方、開成中学校では基盤深度は 1.6km と浅くなっている。また、各地点のS波速度構成としては各地点の平均的な値の0.6、1.0、1.4、2.8km/s として大きな矛盾はないと考えられる。この値は、本業務における地下構造探査で得られたS波速度構造と調和的である。

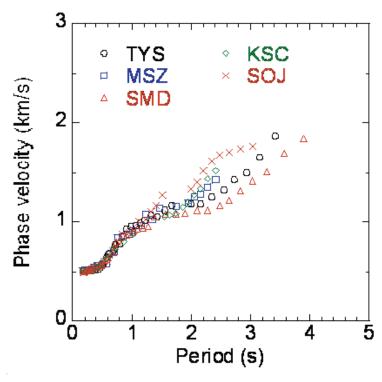


図10 各観測地点で得られた位相速度。観測点名は図9を参照。

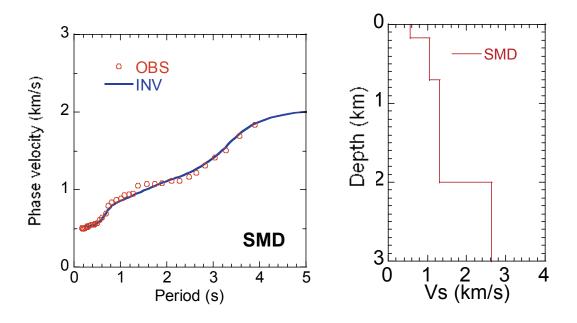


図 11 位相速度の逆解析の例(島立小学校; SMD)。(右図)位相速度の逆解析の結果 得られた S 波速度構造。(左図)観測位相速度と右図の構造から得られる計算 位相速度の比較。

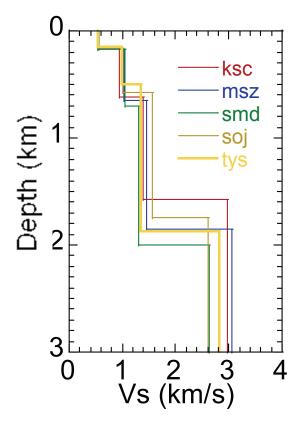


図12 位相速度の逆解析から得られた表層のS波速度構造。

表層地盤を対象とした電気探査の観測データは、微動の H/V スペクトル比と合わせて山中ほか(2005) 11 の方法により分析を行った。この方法では、電流電極間隔を変えて測定をした見かけ比抵抗データと微動の H/V スペクトルの卓越周期の両者を満たす表層地盤の S 波速度および比抵抗構造を推定するものである。図 13、14 に開成中学校および島立小学校での観測データおよび逆解析結果を示す。両地点ともに観測された見かけ比抵抗と微動 H/V スペクトルのピーク周期が良く再現されている。図には、得られたモデルと検層による S 波速度モデルが比較されている。開成中学校では両者に差異も認められるが、島立小学校では両者のモデルはほぼ一致している。

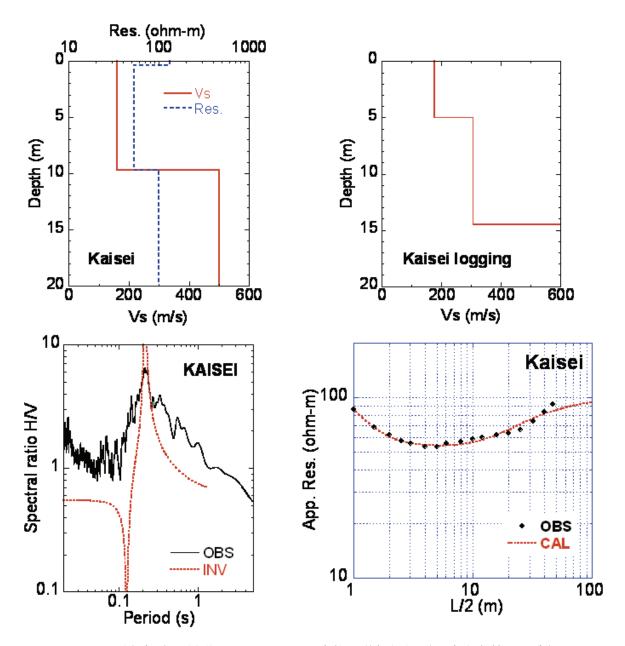


図 13 電気探査と微動 H/V のピーク周波数の逆解析例 (開成中学校の場合)。

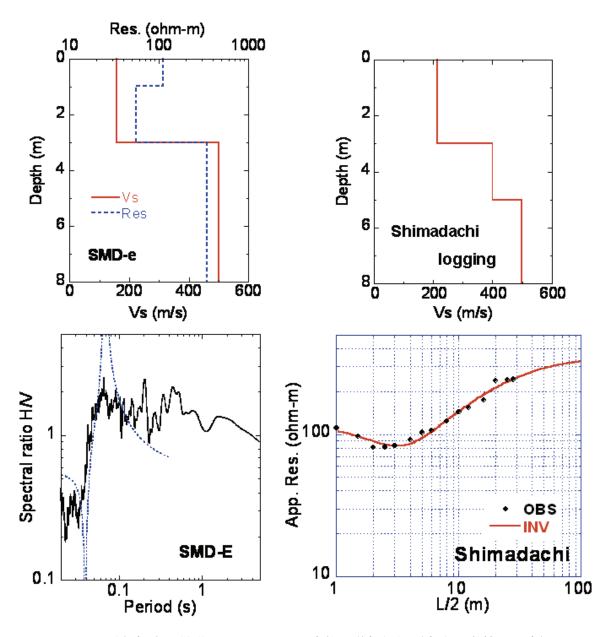


図 14 電気探査と微動 H/V のピーク周波数の逆解析例 (島立小学校の場合)。

c) まとめ

松本盆地の強震観測点を中心として微動観測および垂直比抵抗探査による地盤探査を実施した。暫定的な分析結果から、表層から地震基盤までのS波速度構造を推定することができた。得られたS波速度構造から、松本盆地における浅部堆積層の速度は各観測地点で似通っており、構造の水平性が示唆された。しかし、深部の構造では強い地域性が見られた。このような形状上の特徴は、本業務で行った構造探査結果と整合的である。また、速度の絶対値についても矛盾しない。反射法地震探査の結果との比較・検討をさらに進め、地震記録を用いてモデルの検証などを実施する必要がある。

4) 強震観測

前年度、糸魚川-静岡構造線断層帯における強震動評価を行うにあたり有効な観測記録の取得が期待される松本盆地内の2地点に強震観測点を設置したが ^{12,13)}、これまでに 10 を超える国内の地震に対して良好な強震記録が得られている。例として、2007年能登半島地震の際に得られた島田 (SMD)、および神田 (KND) 観測点で得られた強震記録を示す。参考のため信越地方の他の盆地および平野部で記録された強震記録も併せて示す。

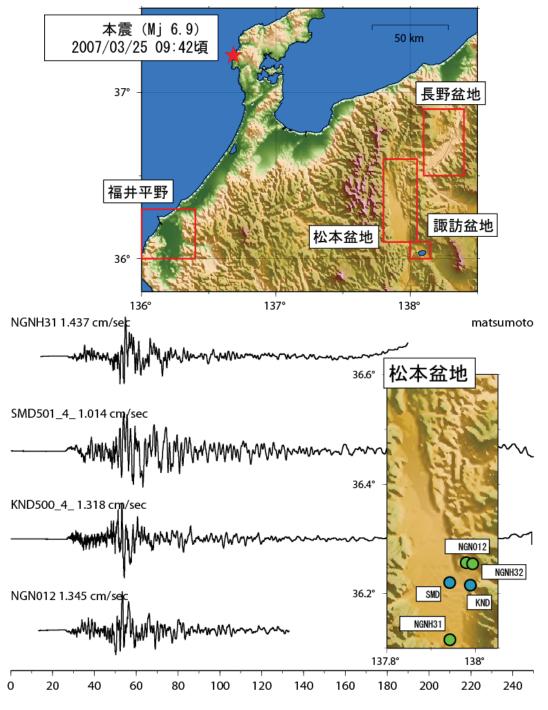


図 15 2007 年能登半島地震の震源位置と松本盆地で記録された強震記録 ^{12,16,17)}。(上図) 松本盆地をはじめとする信越地方の盆地と平野。(下図) 松本盆地で得られた強震記録。上から KiK-net 塩尻、島立、神田、K-NET 松本。

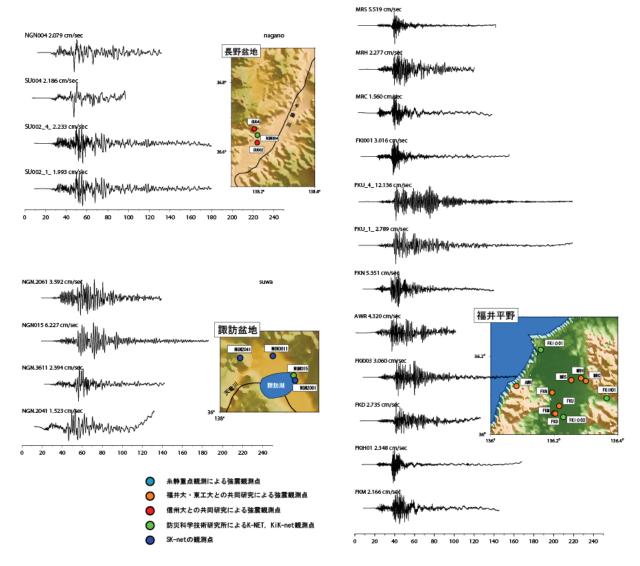


図 16 信越地方の盆地および福井平野で記録された 2007 年能登半島地震。(左上) 長野盆地 ^{14,16)}、(左下) 諏訪盆地 ^{16,18)}、(右) 福井平野 ¹⁵⁻¹⁷⁾の強震記録。

(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度化を目指し、本年度は、①反射法・屈折法地震探査、②三次元構造のモデル化、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。その結果、既存の構造探査結果も併せて用いることで松本盆地を横断するような構造断面が得られ、そのS波速度構造は独立に行った微動アレイ探査結果と整合的であった。これらの結果に既存の探査データや地質資料、検層データ等をコンパイルし、面的な重力データに対するインバージョンを行うことにより、各盆地における三次元地下構造の統合的なモデル化を図った。しかし、インバージョンの際のデータの取り扱い方などに問題があり、手法の改良は今後の課題である。

上記のような構造解析を進める一方、本業務初年度に整備した強震計による強震観測を継続した。得られた波形記録は地域性に富み、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) 東京大学地震研究所:平成14年度糸魚川-静岡構造線北部における深部地殻構造調査報告書,2003.
- 2) 文部科学省研究開発局:糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的重点的調査観測(平成14~16年度)成果報告書,297pp,2005.
- 3) Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta and T. Kozawa: Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, Earth Planets Space, Vol. 56, 1315-1321, 2004.
- 4) 岩崎貴哉:海底地震探査に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム, 地震, 41, 263-266, 1988.
- 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 波反射法探査と地下構造モデル構築,日本地震学会秋季大会講演予稿集,P177,2005.
- 6) Gardner G. H. F., L. W. Gardner, and A. R. Gregory: Formation velocity and density -Diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, 39, 770-780, 1974.
- 7) 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 総 手 し た 強 震 動 評 価 手 法 (中 間 報 告), (http://www.jishin.go.jp/main/), 2001.
- 8) 長野県:長野県地震対策基礎調査報告書, 2002.
- 9) 防災科学技術研究所:糸魚川―静岡構造線断層帯の地震を想定した地震予測値図作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資料,245,2003.
- 10) 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.
- 11) 山中浩明・福元俊一・入江紀嘉:見掛比抵抗と微動 H/V スペクトルピーク周期の同時逆解析による表層地盤構造の推定,物理探査,58,421-430,2005.
- 12) 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,日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集,S111-P004.
- 13) 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年度糸魚川ー静岡構造線断層帯に関する重点的な調査観測成果報告書,2006.
- 14) 坂上実, 東京大学地震研究所における強震観測の変遷と現状, 防災科学技術研究所研究資料, 264, 21-28, 2005.
- 15) 小嶋啓介・松島祐介・山中浩明・坂上実,強震観測情報に基づく福井平野の第四期 層構造と伝播減衰特性の推定,第12回日本地震工学シンポジウム,346-349,2006.
- 16) Kinoshita, S., Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., 69, 309-332, 1998.
- 17) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada, New strong-motion observation network: KiK-net, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 81, Fall Meet. Suppl., S71A-05, 2000.
- 18) 鷹野澄・菊地正幸・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.

(3) 平成 19 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、糸魚川一静岡構造線断層帯周辺において地形・地盤分類を行い、地震動増幅マップを作成するとともに、各種探査結果を総合して松本・諏訪盆地地域および長野盆地地域の地下構造モデルを構築する。また、糸魚川一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。

(b) 業務の方法

糸魚川ー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堆積層構造・基盤構造の統合モデルを構築する。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。