

### 3. 1 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	助教授	池田 安隆
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	岩崎 貴哉
国立大学法人静岡大学理学部	教授	狩野 謙一
国立大学法人千葉大学理学部	教授	伊藤 谷生
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
財団法人電力中央研究所	主任研究員	阿部 信太郎

(c) 業務の目的

従来のデータによれば、諏訪湖より北の糸魚川-静岡構造線は（低角で）東へ傾斜していると言われる（萩原ほか、1986；Ikami *et al.*, 1986；大久保ほか、1990, 2000；Matsuta, 2002；Matsuta *et al.*, 2004；Sato *et al.*, 2004a, 2004b）。一方、諏訪湖より南では西傾斜であることを示唆するデータがある（平川ほか、1989；隈元・池田、1993；井上ほか、2000；狩野ほか、2004）。このように、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造が異なる可能性があるにも関わらず、その実体は未解明であった。2002～2004年度に実施された文部科学省のプロジェクト「糸魚川-静岡構造線断層帯荷関するパイロット的な重点的調査観測」では、この問題を解決するための予備的な調査・観測として、松本盆地南部および長野県富士見町地区において反射法地震探査と重力探査を実施した（文部科学省研究開発局、2005；Ikeda *et al.*, 2004a, b；池田ほか、2004）。その結果、北部セグメントと南部セグメントの浅部構造に関してはおおよその見通しが得られた。しかし、同断層帯のより深部の構造とセグメント境界部分の構造に関しては、依然として未解明である。本研究の目的は、糸魚川-静岡構造線を横切る複数の測線上で反射法地震探査と重力探査を実施することによって同断層帯の地下構造とその走向方向への変化の全貌を解明することにある（図1）。

糸魚川-静岡構造線の地下構造を明らかにすることは、以下のような意義がある。

- (1) 上述のように、諏訪湖より北の糸魚川-静岡構造線は（低角で）東へ傾斜していると予想される。もしこの予想が正しければ、被害域は断層帯の東側の広い範囲に及ぶ。一方、牛伏寺断層が地下の震源断層面を代表しているものとして高角の破壊面を想定した場合、被害域の中心は松本盆地東縁となる。また、諏訪湖以南では、被害は断層帯の西側の広い範囲に及ぶと予想される。本研究で実施する反射法地震探査と重力探査の結果は、震源断層の形状を明らかにし、強震動による被害域を予測する上で重要な拘束を与えるであろう。
- (2) GPS 観測による地表変位場や微小地震観測から震源断層の地下深部における loading の過程を推定する際に重要な拘束を与える。糸魚川-静岡構造線の深部ではクリープすべ

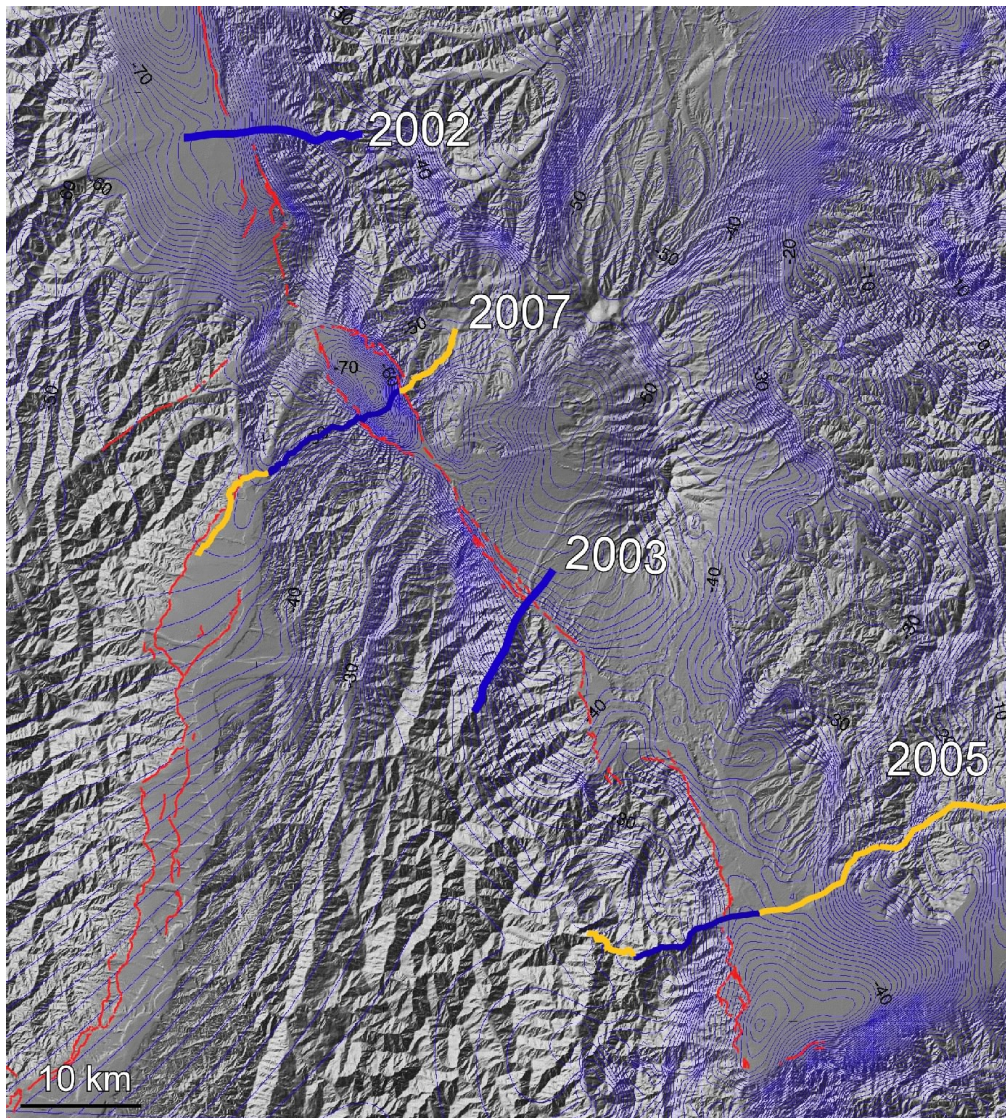


図1 調査地域の地形、活断層、および重力異常  
 地形陰影図は国土地理院 50 mDEM より作成。活断層（赤線）は池田ほか（2002）による。重力異常データは、地質調査所（2000）による。「パイロット的な重点的調査観測」の側線（2002 年度および 2003 年度）と本プロジェクトの測線（2005 年度および 2007 年度）を太実線で示す（青線は高分解能反射法探査測線、黄色線は広角反射法および屈折法探査測線）。

りが生じている可能性がある。したがって、本研究により断層面の形状がわかれば観測される地表変位場から断層面のどの部分でどれだけの速度のクリープすべりが生じているかを明らかにすることができる。(3) 上述の予想によれば、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造が異なり、したがってここが破壊領域の境界（セグメント境界）となる可能性がある。(4) 本研究により地表断層と地下の震源断層面との関係が明らかになる（浅部における slip partitioning の有無）。本断層帯は、併走する複数の地表断層からなる部分がかかなりある。したがって、個々の地表断層上でのトレンチ調査によって得られた古地震データから震源断層の挙動（活動間隔等）を推定する際に、このことが重要となる。また、地表断層のすべり速度データから地下の震源断層面上でのすべりベクトルを決定する上でも、重要な拘束を与える。

(d) 5カ年の年次実施計画

1) 平成17年度：

甲府盆地北部において深さ数 km までの構造を高分解能でイメージングすることを目的とする浅部反射法探査と、より深部の構造をイメージングすることを目的とする深部反射法探査、および重力探査を実施した。浅部反射法探査の測線長は 12 km である。広角反射法探査は、浅部反射法探査測線を東および西に延長した全長約 40 km の測線上において実施した。また深部測線上では発破およびパイプロサイス集中発震を行って広角反射法探査および屈折法探査データの取得も同時に行った。重力探査は、反射法探査測線上で 50～300 m 間隔で実施した。

2) 平成18年度：

セグメント境界の浅部構造を解明することを目的として、諏訪盆地の縁において浅部反射法探査を実施する。測線数は 4～5 本程度とする。特に北側のセグメントの境界付近における形状の実態を調べる。重力測定は、反射法探査測線上において 20～50m 間隔で実施する。

3) 平成19年度：

セグメント境界の深部までの構造を把握することを目的として、反射法地震探査を諏訪市から辰野市までの NNE-SSW 方向の測線に沿って実施する。但し受振器はその NNE 方向に延長し、屈折・広角反射法探査データも取得する。総測線長は 30 km 程度とする。重力測定は、反射法探査測線上で 50～100 m 間隔、屈折法探査測線上では 150～300 m 間隔で実施する。

4) 平成20年度：

糸魚川－静岡構造線北端部の構造解明を目的として、神城町または白馬町付近において特に浅部に焦点を当てた反射法地震探査を実施する。重力測定は、反射法探査測線上において 20～100m 間隔で実施する。

(e) 平成17年度業務目的

反射法地震探査を基軸とした制御地震探査により、糸魚川－静岡構造線の深部までの形状を明らかにすることを目的とする。特に、諏訪湖付近に存在するとされているセグメント境界の形状解明を重点的に行うほか、既往データに乏しい糸魚川－静岡構造線南部の深部形状と北端部付近の構造とを解明する。また、本調査観測では、過去に大学・電力中央研究所等で取得されたデータを再吟味し、本調査で得られた結果と合わせて総合的に解析・解釈を実施する。

反射法地震探査データを解釈する際に、屈折法による速度構造解析と重力異常データによる密度構造解析が重要な拘束を与える。このことは、パイロット的な重点的調査観測を行った経験から明らかになった。本計画でも、反射法地震探査測線上で重力測定を行うとともに、深部をターゲットとする探査では反射法探査測線を延長して受振点を設置し屈折法データの取得を同時に行う。

## (2) 平成 17 年度の成果

### (a) 業務の要約

既往データに乏しい糸魚川－静岡構造線南部の地下構造を解明することを目的として、反射法地震探査、屈折法地震探査、および重力探査を実施し、その結果以下の点が明らかになった。本地域ではアクティブな断層フロントの位置が、地質境界を成す狭義の糸魚川－静岡線より約 10 km 東側の下円井～市之瀬断層まで前進している。この幅広い断層帯は、全体として高角西傾斜の逆断層から成る覆瓦（ふくが）構造をなし、その東縁および底面を低角（約 15 度）で西に傾斜する逆断層である下円井－市之瀬断層によって限られている可能性が高いことがわかった。また、本研究によって、下円井－市之瀬断層の上盤先端部は約 1.3 km にわたってほぼ水平に盆地堆積物の上をすべって前進していることが明らかになった。変動地形と断層の地下構造との関係から、下円井－市之瀬断層の過去 50～60 kyr の間におけるすべり速度を求めると、その値は 7.5～10 mm/yr という極めて大きな値となる可能性が高い。

### (b) 業務の実施方法

今年度実施した調査は、(1) 深さ数 km までの構造を高分解能でイメージングすることを目的とする浅部反射法探査、(2) より深部の構造をイメージングすることを目的とする広角反射法探査と屈折法探査データの取得、および (3) 重力探査である。以下に各調査の実施方法を述べる（図 2 及び表 1）。

#### 1) データ取得

##### 浅部反射法探査

浅部反射法探査は、山梨県南アルプス市から芦安村に至る延長 12 km の測線上において実施した（図 2a および図 3 の RP-1 から RP-960 までの区間）。受振点間隔は 12.5 m である。発震は大型バイプロサイズ 2 台（標準）を震源として用い、発震点間隔は 25 m を標準とし、予想される断層位置（受振点番号 RP-600 付近；図 3）の前後 1 km は 12.5 m 間隔とした。総発震点数は 439 点である。浅部を高分解能でイメージングするために、スイープ周波数は後述する深部発震の場合よりも高周波の 8～80 Hz とした。スタック数は標準で 3 回とした（表 1）。

##### 深部反射法探査

深部反射法探査は、浅部反射法探査測線を東および西に延長した全長約 40 km の測線上において実施した（図 2a、図 2b）。受振点間隔は 50 m（RP-18～40 の間は 12.5 m）とし合計 1447 の受振点でデータを取得した。発震には大型バイプロサイズ 4 台を震源として用い、発震点間隔は標準 200 m としたが、測線の両端部分では 500 m から 1000 m 間隔に間引いた。総発震点数は 88 点である。各発震点における重合発震数は標準 25 回とし、さらに 4 km ごとに 50 重合の記録を取得した。測定に先立って行ったテスト発震の結果に基づき、スイープ周波数は 6-30 Hz を標準とした（表 1）。

## 広角反射法探査および屈折法データの取得

深さ数 km までの速度構造を決定すること、およびより深部からの広角反射波を取得することを目的として、深部反射法探査測線の東西両端部におけるダイナマイトによる発震（計 2 点）と測線中央部での大型パイプロサイズによる多重発震（計 1 点）を行い、信号を深部反射法探査と同じ受振点セットで観測した（図 2a、図 2b）。測線西端の発破点 SP-1 における薬量はダイナマイト 100 kg、東端の発破点 SP-3 における薬量はダイナマイト 300 kg である。また測線中央部 SP-2V においては大型パイプロサイズ 4 台を用いて 100 回の重合発震を行った（表 1）。これら屈折法発震 3 点の記録を図 4 に示した。

## 重力探査

重力探査の観測点は、浅部反射法探査測線上で 50～100 m 間隔、広角反射法探査測線上では 100～400 m 間隔とし、断層線近傍でより密になるように配置した（図 2a、図 2b）。

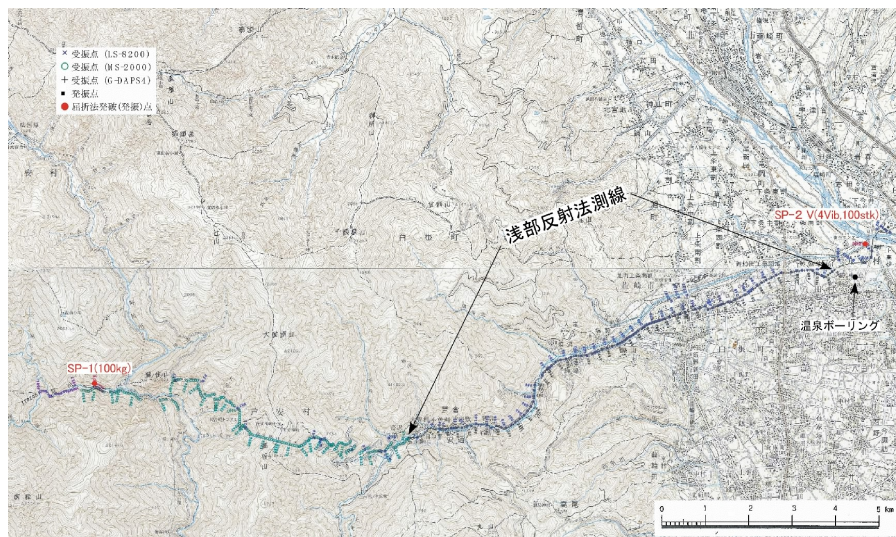


図 2a 調査測線図（西半部）

基図は国土地理院 1:50,000 地形図。黒丸は温泉ボーリング位置（南アルプス市・農業体験学習館）。深度 865 m で基盤の黒雲母花崗岩に到達する。

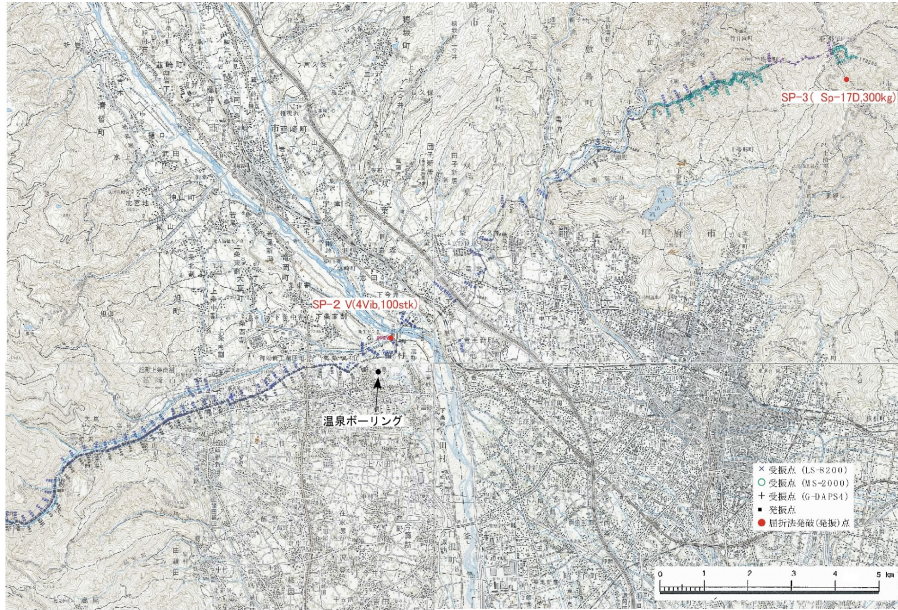


図 2b 調査測線図（東半部）

基図は国土地理院 1:50,000 地形図。黒丸は温泉ボーリング位置（南アルプス市・農業体験学習館）。深度 865 m で基盤の黒雲母花崗岩に到達する。

表 1 探査仕様

調査項目	受振点／観測点		震源
	受振点 (RP) 番号	受振点間隔	
深部反射法 探査	4018-4053	50 m	バイブレータ標準 4 台 (標準 200m 間隔)
	3001-3150	50 m	
	1-840	12.5 m	
	841-960 (4点毎)	50 m	
	961-1210	50 m	
	5001-5121	50 m	
屈折法・広 角反射法探 査	同上		ダイナマイト発震(測線の両端)およ びバイブレータ 4 台(測線の中央部)
浅部高分解 能反射法探 査	1-960	12.5 m	バイブレータ標準 2 台 VP. 68-482, VP582-914 (25m 間隔) VP. 483-580 (12.5m 間隔)
重力探査	10001-10005 1-1081	50-400 m	

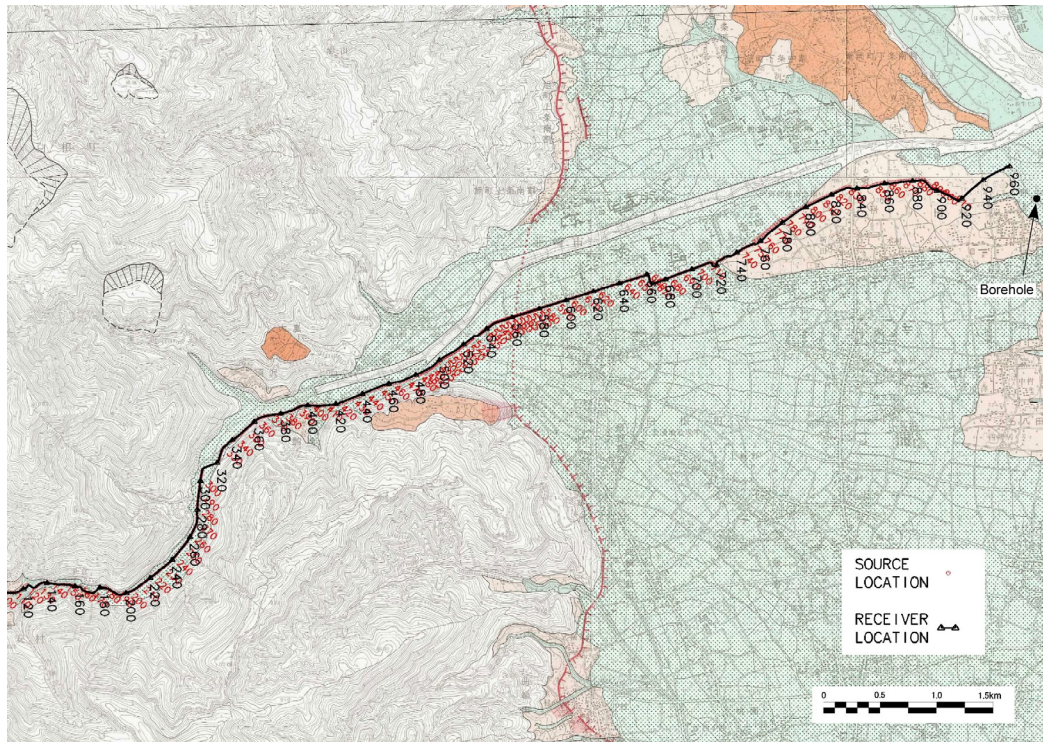


図3 活断層図

今泉ほか（1998）および田力ほか（1998）に測線位置を加筆。数字（黒）は受振点番号。黒丸は温泉ボーリング位置（南アルプス市・農業体験学習館）。深度865 mで基盤の黒雲母花崗岩に到達する。

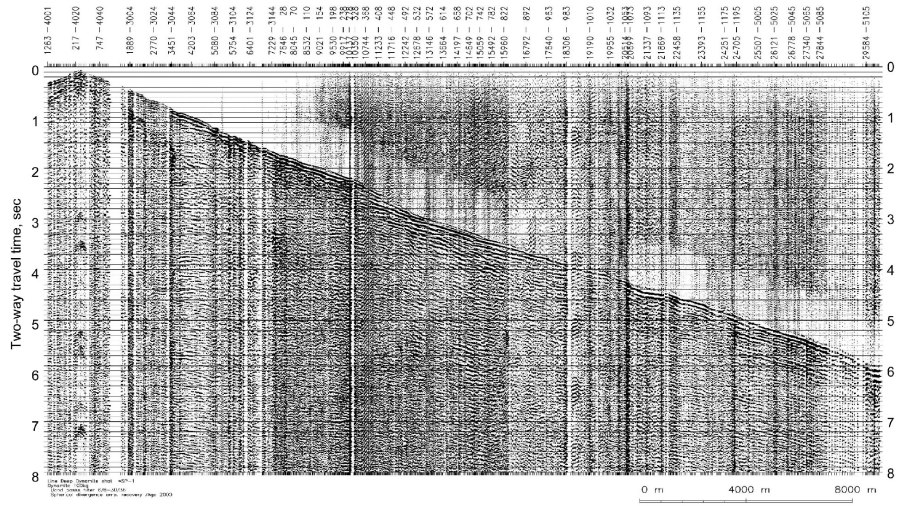


図 4a 屈折法発振記録（発振点 SP-1）。発振はダイナマイト 100 kg を用いた。

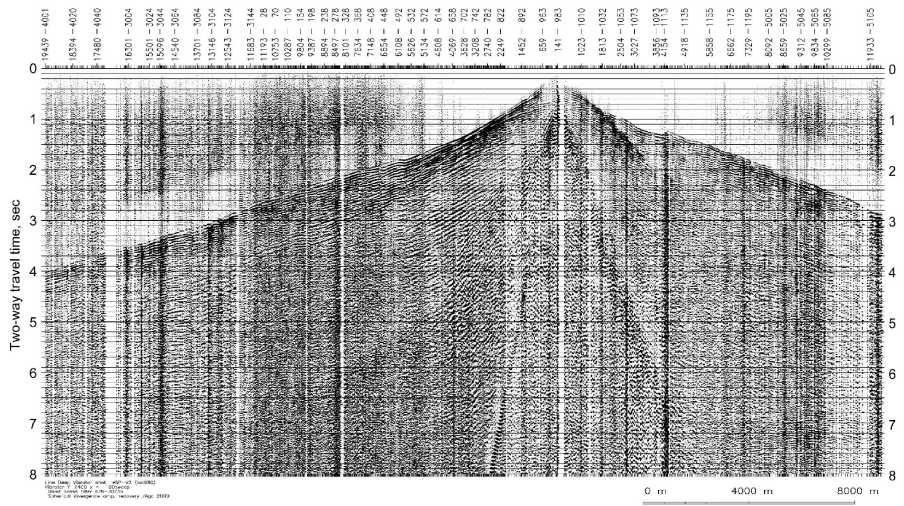


図 4b 屈折法発振記録（発振点 SP-2V）。発振はバイブロサイス 4 台を用い、100 回の重ねを行った。

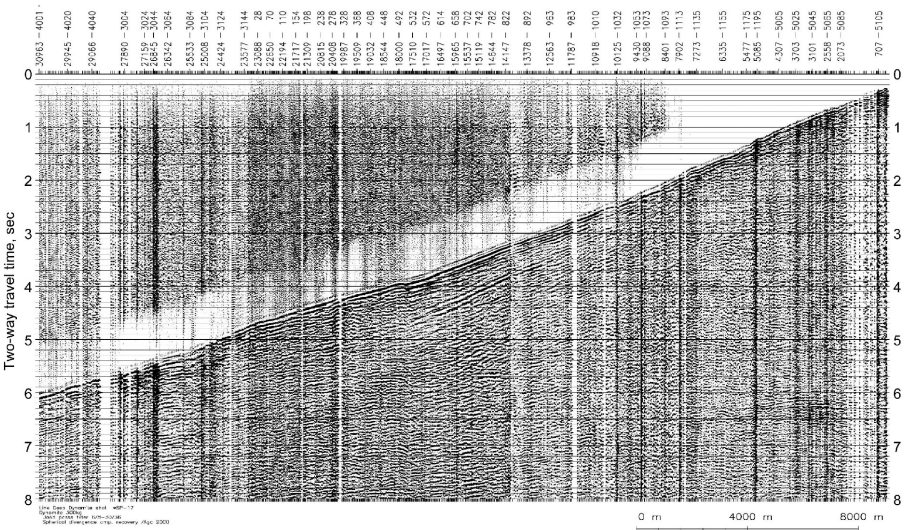


図 4c 屈折法発振記録（発振点 SP-3）。発振はダイナマイト 300 kg を用いた。



使用した重力計は LaCoste & Romberg Model G-270 である。重力値の基準点には、国家一等重力点「松本」（長野県松本市沢村 1 - 7 - 13、松本測候所地震計室）を用いた各重力測定点においては、2 回の測定をして平均値に対して  $\pm 20$  マイクロガルに収まることを確認した後、1 回目の測定値を採用した。また、各観測点極近傍（0 ~ 50 m）の地形の二次元断面を取得し、これをもとに観測点の極近傍領域に対する地形補正を行った。

## 2) データ処理

### 反射法探査データの処理

反射法重合処理においては、浅部反射法探査測線、深部反射法探査測線のデータを区別せず、重合処理を行った（図 5）。ただし、重合に至る前処理の段階では、高分解能反射法探査データ、深部反射法探査データそれぞれに適したデータ処理を適用している。図 6 に、マイグレーション処理までを施した時間断面（図 6a および図 6b）と、さらに深度変換までを施した断面（図 6c および図 6d）を示す。

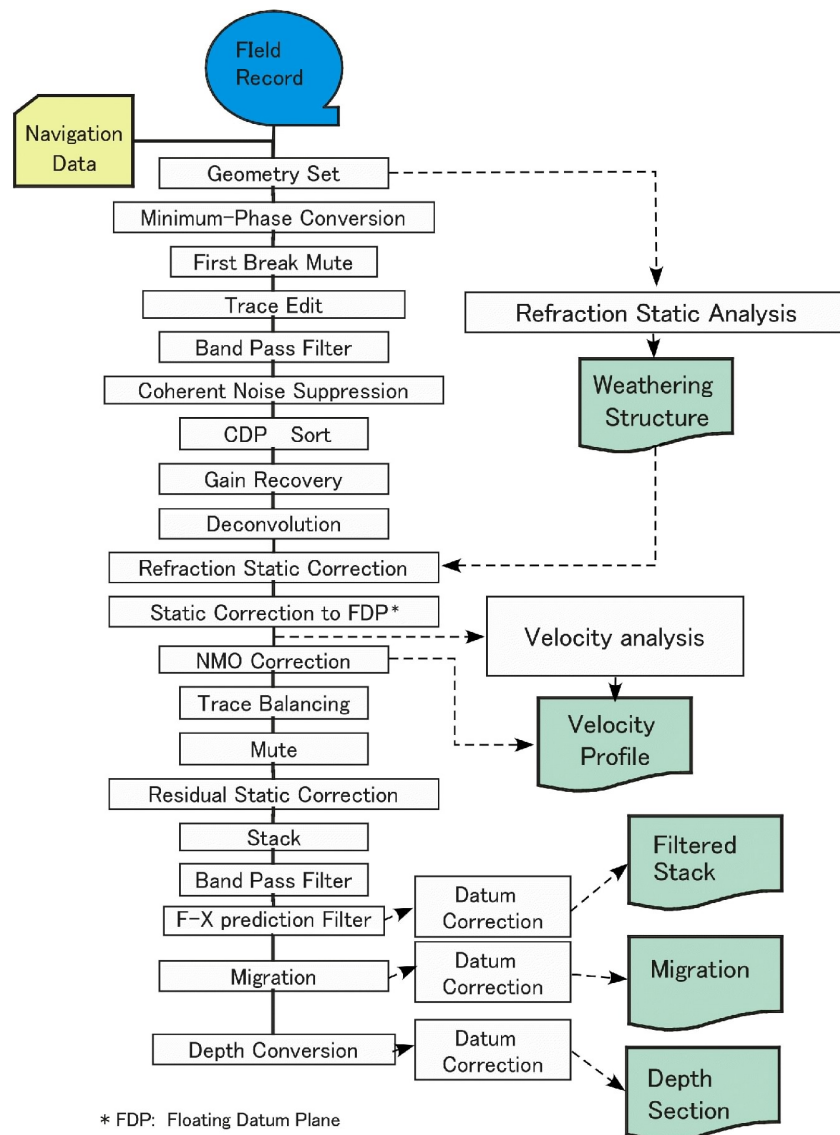


図 5 反射法地震探査データの処理フロー

## 屈折法探査データの処理

屈折波初動走時から速度構造を把握するために、深部反射法探査および屈折法探査の発震記録において初動を読み取り、ダイビング・ウェーブ・トモグラフィー解析を実施した。インバージョン・アルゴリズムは SIRT (Simultaneous iterative reconstruction technique) を用いた。本地域の標高変化は大きい、本調査の主要なターゲットである活断層線周辺では急激な標高変化はないため、地表は水平であると仮定した。初期モデルとして、深度に従って一様に速度が増加する構造を与えた。以上の解析によって得られた P 波速度構造を図 7 に示す。

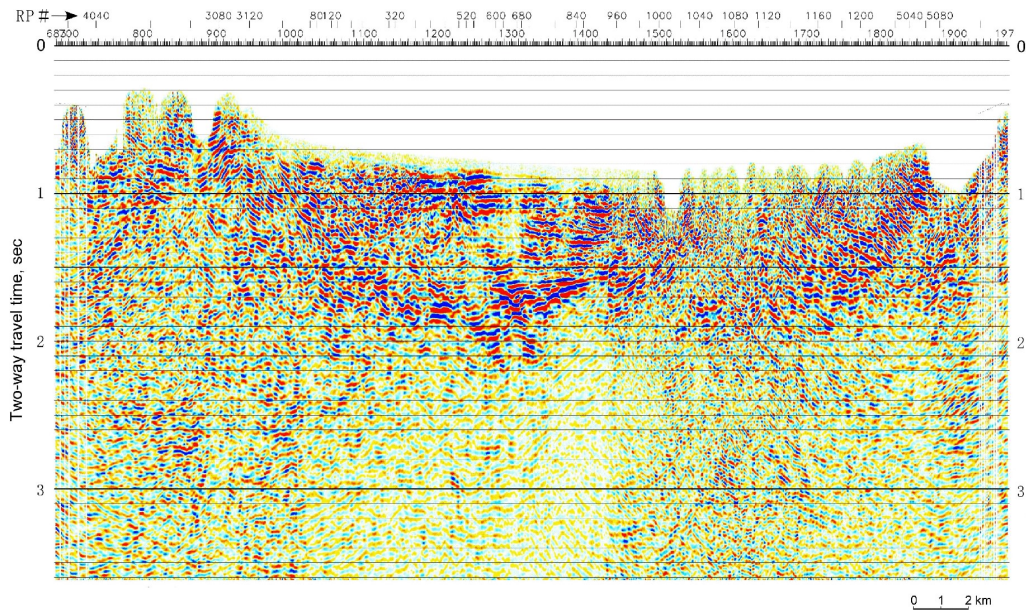


図 6a 深部反射法マイグレーション時間断面

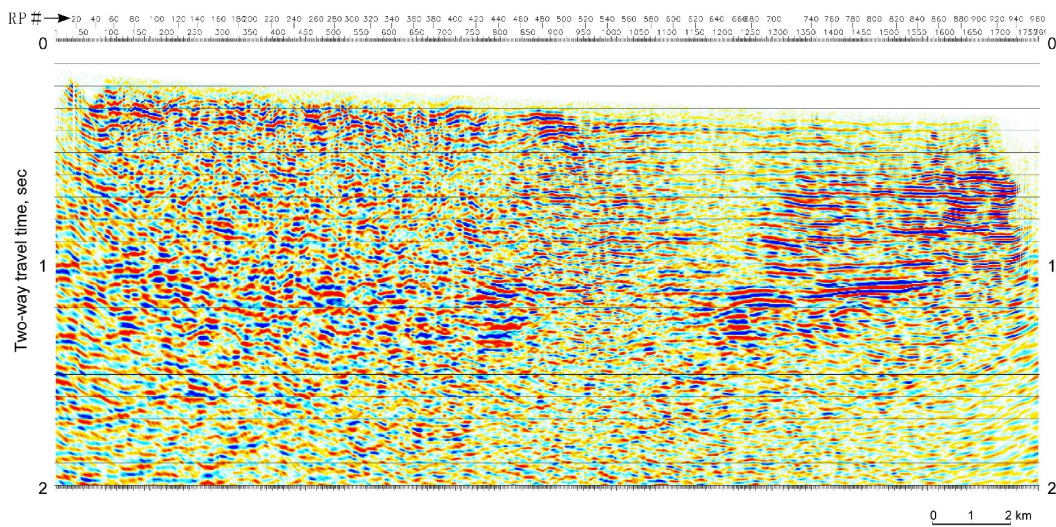


図 6b 浅部反射法マイグレーション時間断面

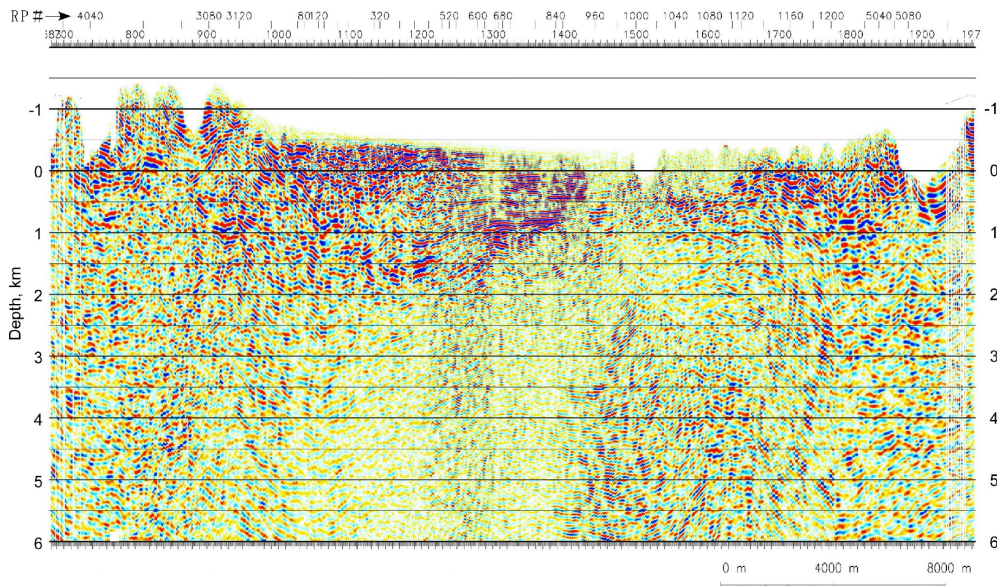


図 6c 深部反射法マイグレーション深度断面（深度方向を2倍に拡大）

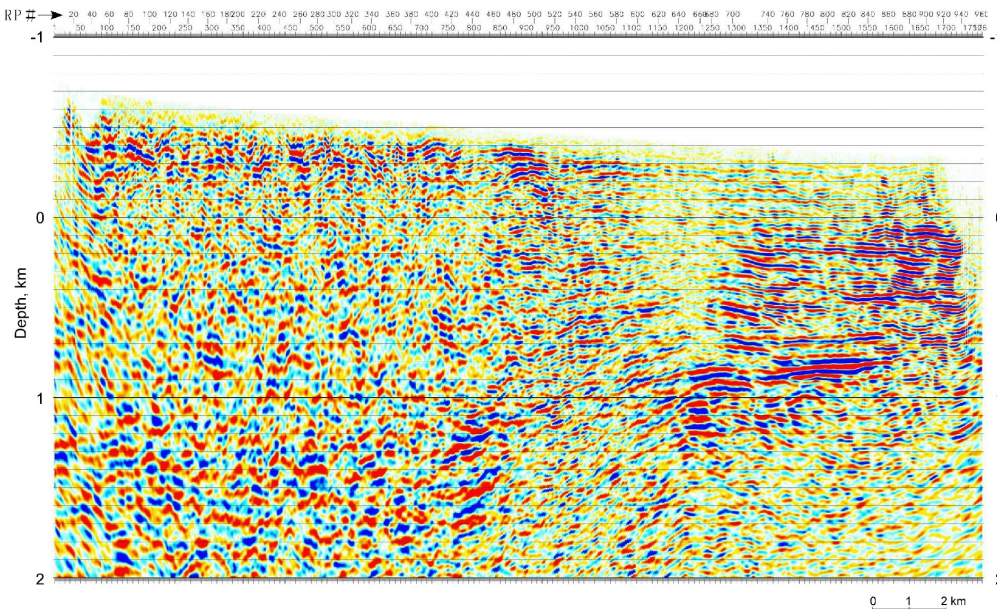


図 6d 浅部反射法マイグレーション深度断面（深度方向を2倍に拡大）  
深度目盛りは海拔0 mを基準とする。

### 重力データの処理

得られた重力データに対して、フリーエア補正、地形補正、ブーゲ補正などの諸補正処理を行った後、仮定密度 2.67 g/cc としてブーゲ異常値を計算した。なお、地形補正計算は、観測点の 50 m 以内の極近傍領域まで、実測した二次元地形断面を用いて行った。図 8 は、以上の処理によって得られたブーゲ異常値を探査測線に沿ってプロットしたものである。

### (c) 業務の成果

以上の調査結果を図 6～図 8 に示す。はじめに本調査地域の地質構造のあらましを述べ、

次に今回の調査結果を総合した地質学的解釈を行う。

1) 調査地域の地質構造の概要

図 9 および図 10 に本調査地域の地質図を示す。本地域においては、四万十層群と新第三系との境界を成す(狭義の)糸魚川-静岡構造線は第四紀には活動を停止し、それに替わって巨摩山地東縁の断層(下田井断層および市之瀬断層)が活動している。後者は、「糸魚川-静岡構造線活断層系(帯)」と呼ばれることもある。本調査地域において(狭義の)糸魚川-静岡構造線は、調査側線の約 4 km 北方の大ナジカ峠付近に露出している。ここでは断層面は中角度で西に傾斜する(竹下・伊勢、1994)。

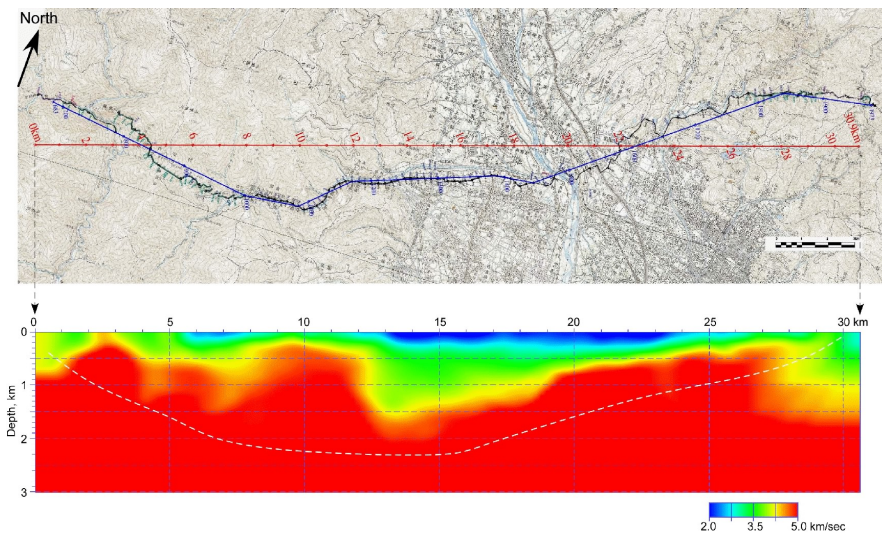


図 7 屈折波初動トモグラフィー解析に基づく P 波速度構造(下図) 白破線より深部の速度構造は、波線がほとんど通っていないため信頼性がない。上図は測線投影図。

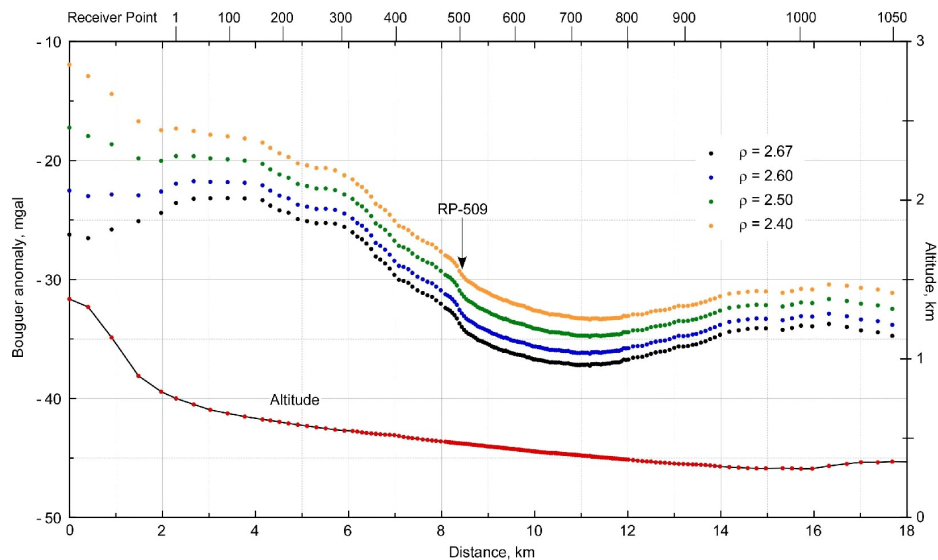


図 8 測線に沿う重力異常 仮定密度  $2.67 \sim 2.40 \text{ g/cm}^3$  の 3 通りのブーゲ異常を示す。RP-509 付近に重力異常の急変点が認められ、ここが断層位置を考えられる。

測線の南方に位置する西山温泉北方の早川河床露頭では、断層面は西に 70 度程度傾斜している（狩野、2002）。側線をはさんだ南北の露頭状況から、糸魚川－静岡構造線は中～高角度で西に傾斜しているとみなされる。

市之瀬断層は重力異常の解析（隈元・池田、1993）や浅層反射法探査結果（井上ほか、2000）から西傾斜の逆断層と推定されている。

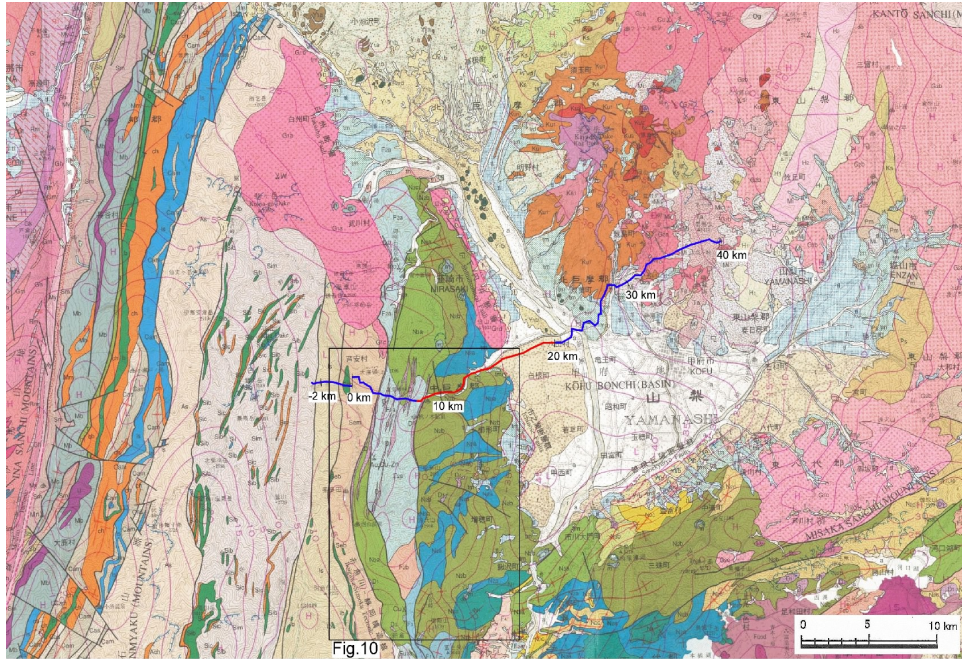


図 9 調査地域の地質。尾崎ほか（2002）に測線位置を加筆（赤線は浅層発振区間、青線は深部発振および屈折法発振区間）。四角は図 10 の範囲を示す。

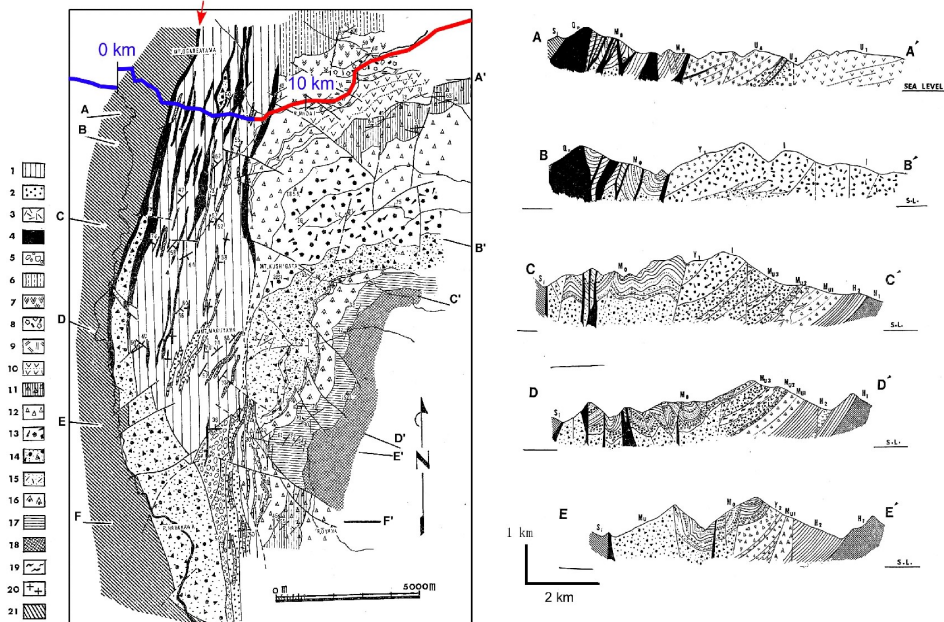


図 10 巨摩層群（桃の木垂層群＋櫛形山垂層群）分布域の地質図および地質断面図  
小坂・角田（1969）に測線位置を加筆。地質境界としての糸魚川－静岡構造線を赤矢印で示す。赤線は浅層発振区間、青線は深部発振および屈折法発振区間を示す。凡例：1～5、桃の木垂層群；6～20、櫛形山垂層群；21、四万十層群。

市之瀬断層の北に連続する下田井断層は、低角西傾斜の断層露頭を伴うことが従来から知られていた（大塚、1941；平川ほか、1989；小山、1989；狩野ほか、2004）。狭義の糸魚川－静岡構造線の西側に分布する四万十帯の地層は、奈良田ユニット（山田ほか、1983）と呼ばれ、赤石山地の広域的対比に基づくと古第三紀後記～前期中新世前期の瀬戸川層群に区分される（Kano and Matsushima, 1988）。この地層は泥質岩を主体とし、強くスレート化ないしは千枚岩化している。瀬戸川層群は笹山断層（山田ほか、1983、では広河内断層）を境界として、転附峠ユニット（山田ほか、1983）ないしは犬居層群（Kano and Matsushima, 1988）と接する。この地層は後期白亜紀の後期の地層で、主として泥質岩中に砂岩岩塊を含むメランジュからなるが、瀬戸川層群と同様に強くスレート化ないしは千枚岩化している。

糸魚川－静岡構造線の東側に分布する地層は、前期中新世の後期～中期中新世の巨摩層群であり（小坂・角田、1969）、その分布の東縁は下田井－市ノ瀬断層で限られる。巨摩層群は、下位の櫛形山垂層群（東側に分布）と上位の桃の木垂層群（西側に分布）とに分けられる。櫛形山垂層群は、大部分が変質した安山岩ないし玄武岩溶岩と同質の火砕岩からなり、少量の泥質岩をはさみ、全層厚は5000 m以上である。桃の木垂層群は、大部分が泥岩・砂岩・礫岩からなり、溶岩・火砕岩類を含まず全層厚は1300 m以上である。

下田井－市ノ瀬断層は顕著な地形境界を成し、その東側には鮮新世～第四紀の堆積層で充填された甲府盆地がひろがる。温泉ボーリングの資料によれば、甲府盆地西部において盆地堆積物の基盤をなすのは花崗岩類であり、これらは甲府市北部に広く露出する甲府花崗岩体の一部と考えられる。甲府花崗岩体の年代は中新世中期（10～13 Ma）である（柴田ほか、1984）。浅層発震測線東端部付近の温泉ボーリング（八田村野牛島・農業体験実習館）では、深度865 m（標高約-550 m）で黒雲母花崗岩の基盤に達する（山梨県、2002）。盆地堆積物は下位から、鮮新世の水ヶ森火山岩、石和礫岩、第四紀の礫層とその中に狭在する火砕流および岩屑流堆積物からなる（海野、1988）。盆地堆積層は西に向かって厚くなり、山梨県（2002）が実施した反射法地震探査の結果によれば市ノ瀬台地近傍で最大2300～2400 mに達する。

## 2) 速度構造および密度構造の地質学的解釈

屈折波初動走時を用いたトモグラフィー解析の結果、下田井－市ノ瀬断層の東側に低速度層（ $<4$  km/s）が存在することが分かった（図7）。この低速度層は西に向かって厚くなる楔形をなす。また、その下位にある高速度層（ $>5$  km/s）との境界面の深さは、前述の温泉ボーリング位置（距離19 km付近；図2参照）における基盤深度865 mとほぼ一致する。したがって、この楔形低速度層は甲府盆地を埋積する鮮新世～第四紀の盆地堆積層であり、その下位の高速度層は基盤の花崗岩類（および四万十層群）であると判断される。

屈折波トモグラフィーから得られた基盤上面の形態は、後述する反射法探査断面から推定した基盤形状と良く一致する（図11）。ただし、反射法探査断面からは盆地堆積層が低角西傾斜の市ノ瀬断層に沿って下盤側に潜り込んでいると推定されるが、屈折波トモグラフィー解析ではそのような逆転する速度構造は得られなかった。

角西傾斜の市之瀬断層下盤側に盆地堆積物（＝低密度層）が存在することは、重力異常のパターンからも支持される（図8）。すなわち、密度境界である市之瀬断層が垂直あるいは高角（>30度）であった場合は、断層西側での重力異常の立ち上がりがかつと急になるので観測結果と整合しない。本研究で行った屈折波トモグラフィー解析では、初期モデルとして深くなるに従って速度が増加する水平成層構造を与えたため、速度逆転を生じるような構造に収束することはないと考えられる。今後、反射法探査断面の解釈によって得られた構造を初期モデルとして、屈折波トモグラフィー解析を試みる必要がある。

夜叉神峠東麓の低速度域（図7の距離3～8 km付近）は、ほぼ桃ノ木亜層群の分布域に一致する（図9および図10）。この領域では重力異常もやや小さな値を示すことから（図8の西端部）、桃の木亜層群は、西側の四万十層群や東側の櫛形山亜層群に比べて、P波速度および密度ともにやや小さいと考えられる。

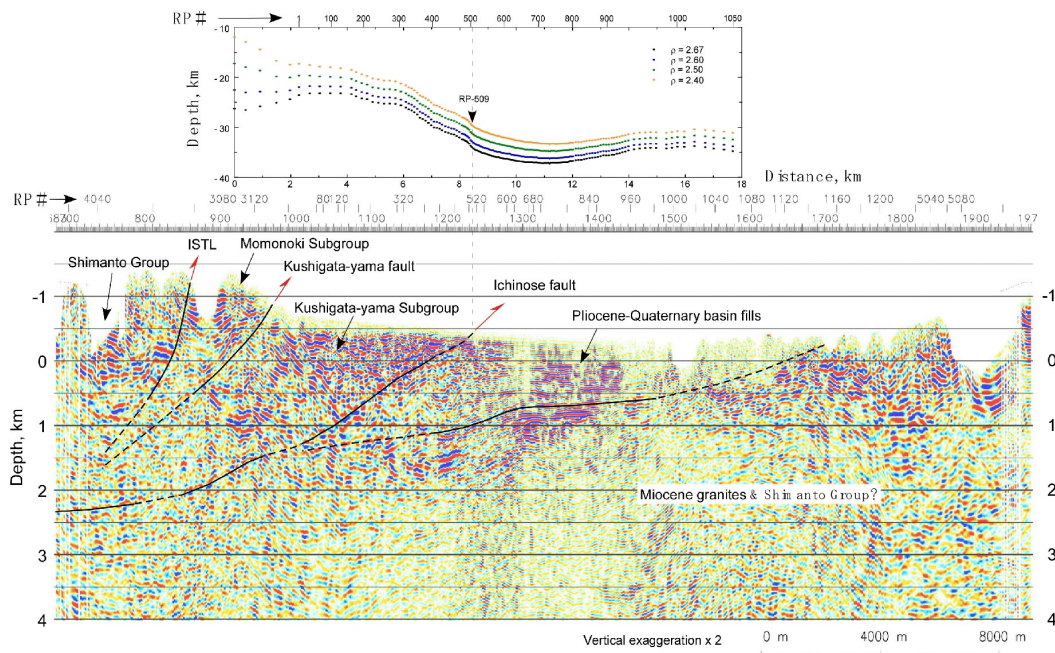


図 11a 深部反射法断面の地質構造解釈図

マイグレーション深度断面に地質境界を付した（下図）。断面図の縦横比は深度方向に2倍に誇張してある。上図は同測線に沿う重力異常。深度目盛りは海拔0 mを基準とする。

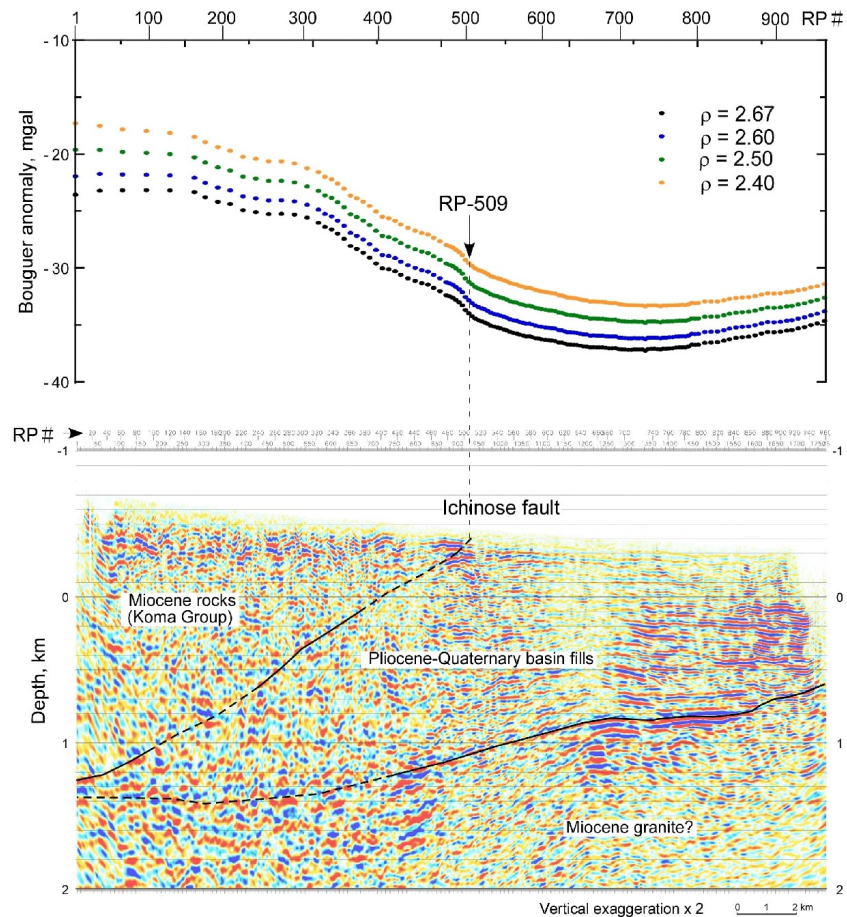


図 11b 浅部の地質構造解釈図

マイグレーション深度断面に地質境界を付した(下図)。断面図の縦横比は深度方向に2倍に誇張してある。上図は同測線に沿う重力異常。深度目盛りは海拔0mを基準とする。

### 3) 反射法探査断面の地質学的解釈

図 11a および図 11b に反射法探査断面の地質学的解釈を示す(両図の深度目盛りは海拔0mが基準であることに注意。以下の記述も海拔0mを基準とする)。RP-510 付近から RP-96 までの間には、ほぼ水平な平行した反射面が深度700mぐらまで多数存在する。この層は、甲府盆地を充填する鮮新世～第四紀の成層した盆地堆積層と判断される。平行した密な反射面群は、市之瀬断層より西側の RP-400、深度1000m付近まで追跡できる。盆地堆積層の基底からは低周波成分の卓越した強い反射波が返っており、基盤との不整合面を示すものと考えられる。

RP-509 付近には、明瞭な重力異常の急変点が存在し、ここを境に東側に高密度、西側に低密度の地層が接していることを示している。タイムターン法による表層速度解析結果においてもこの付近で顕著な速度不連続が認められるので、測線上における市之瀬断層の位置は RP-509 であると判断される。ここから西に傾き下る反射面が RP-1、深度1.3km付近まで認められ、これが市之瀬断層の深部延長であると考えられる。市之瀬断層のこの部分での傾斜は約15度である。更に深部への延長はあまり明瞭ではないが、やや傾斜を減じて測線西端の深度2.3km付近まで追跡できる。



市之瀬断層の西側の橢形山亜層群は、連続性のあまり良好でない複雑な反射面を示すが、上部はほぼ水平ないしゆるい向斜構造を成すように見える。深部では東傾斜の強い反射面が認められる（図 11a）。橢形山亜層群内部のこれらの構造は、市之瀬断層によって連続を断たれているように見える。

橢形山亜層群は橢形山断層を境に西側の桃の木亜層群と接している。橢形山断層は地表では高角・西傾斜である。深部反射法探査断面では、橢形山断層の西側に高角西傾斜の平行する反射面が認められ、東側の橢形山亜層群の構造と不連続をなしているため、この不連続面を同断層の深部延長と判断した。

糸魚川－静岡構造線は、地表では 50～70 度で西に傾斜している。反射法探査断面中でこの断層を明瞭に追跡することは困難であるが、図 11a においては反射面のテクスチャーが不連続になる所を断層面であると判断した。

#### 4) 下田井－市ノ瀬断層のすべり速度

今回の調査によって明らかになった市之瀬断層の位置は、当初の予想（RP-560 付近；図 3 参照）とは異なり、かなり西側（RP-509 付近）に位置していた。測線の北と南では断層線の位置は RP-509 より約 1.3 km 東に位置する（図 12）。これは、市之瀬断層上盤の先端部約 1.3 km 幅の部分がほぼ水平な nappe を成して盆地堆積層の上を覆っていたとすれば説明可能である（図 13）。この nappe は、測線付近では御勅使川の浸食によって失われたと考えられる。御勅使川右岸の築山には、現河床からの比高約 100 m の河成段丘がある；段丘礫層中には御岳火山 Pm-I 火山灰を含むので（澤、1981；隈元・池田、1993）、離水年代は 50～60 ka と推定される。築山段丘は東に向かって著しく撓曲している（図 3 および図 12）。これは、50～60 ka に御勅使川の浸食によって形成された河床面（図 13C）が断層変位を受ける過程で生じた fault-bend fold であると解釈される（図 13D）。築山段丘前面の断層線の位置は、現河床面における断層線の位置（RP-509 付近）より 450～500 m 前進しているから、この距離が過去 50～60 kyr に生じた市之瀬断層のすべり量であると見なすことができる（図 13D）。この解釈に基づいて計算した過去 50～60 kyr の間における市之瀬断層のすべり速度は 7.5～10 mm/yr 程度となる。また、断層フロントの前進量（450～500 m）と築山段丘の隆起量（約 100 m）から計算した地表付近での断層の傾斜角は約 12 度となり、反射法探査断面から求めた傾斜角（約 15 度）とおおよそ一致している。

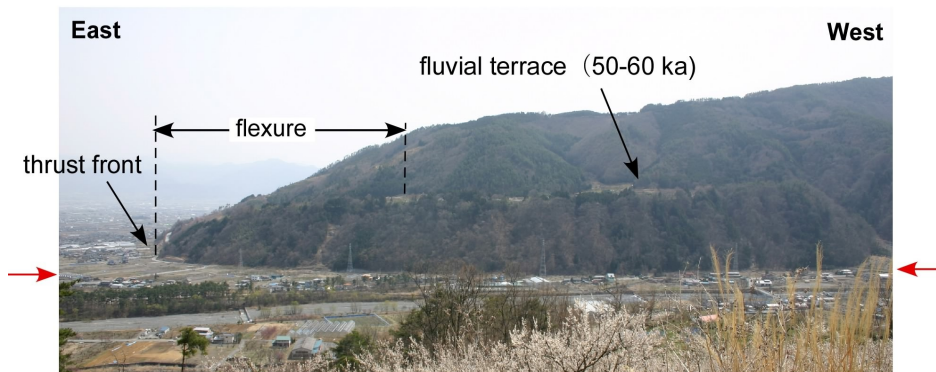
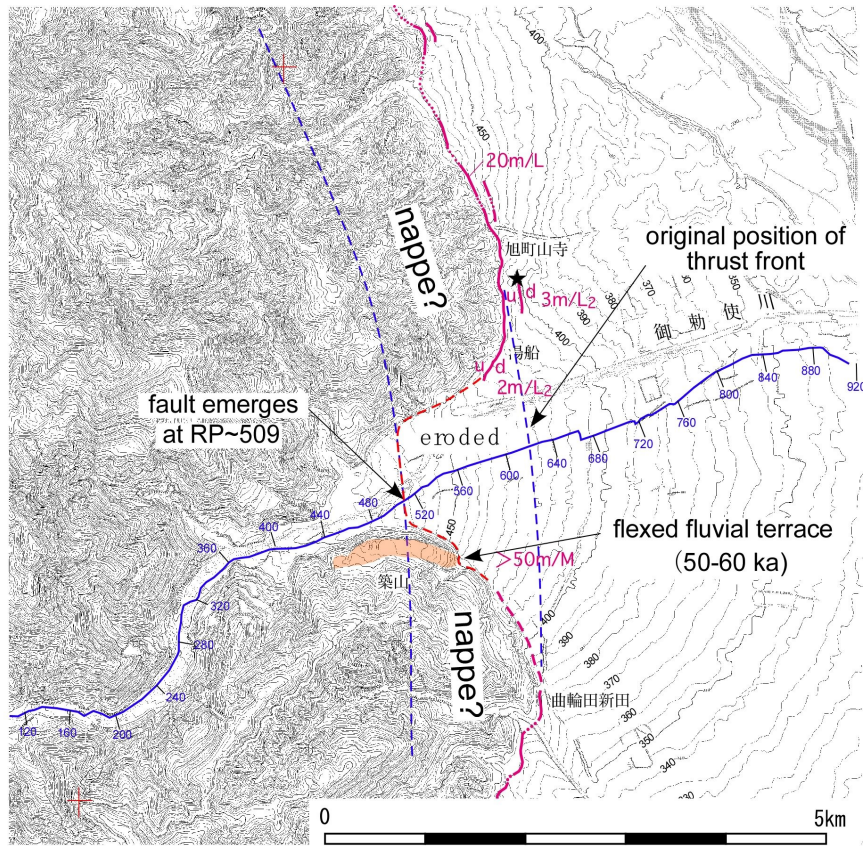


図 12 (上図) 断層先端部の地形。基図は池田ほか (2002) による。反射法探査測線を青実線で示す (数字は受振点番号)。御勅使川の右岸側、築山には、東へ撓曲変形した河成段丘 (50~60 ka) がある。(下図) 盆地側に向かって撓曲した築山段丘を北から望む (狩野謙一撮影)。赤矢印は測線位置。

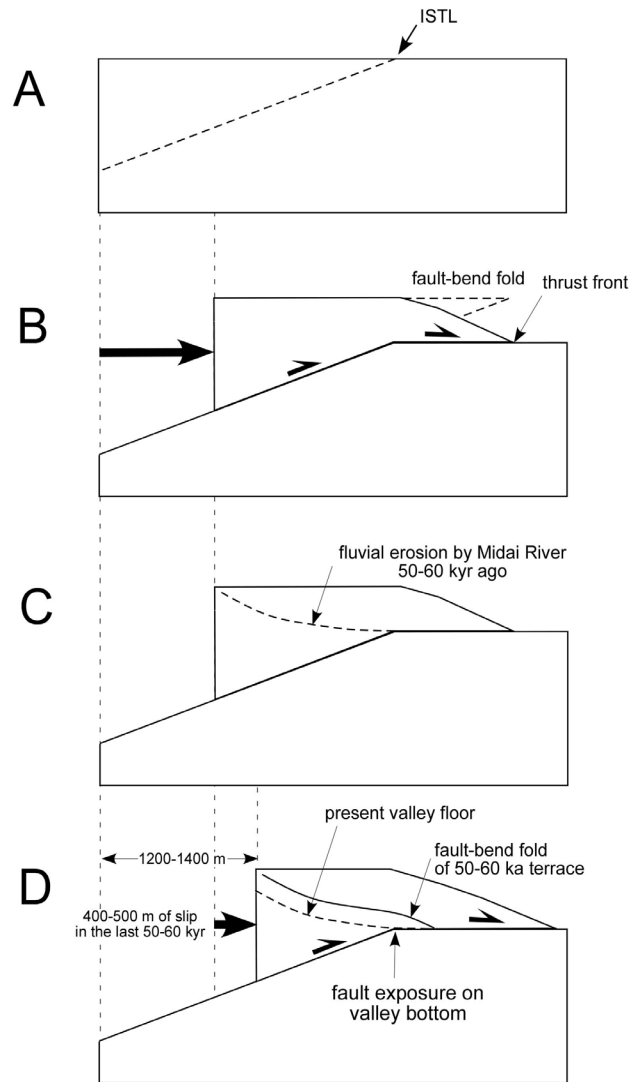


図 13 糸魚川－静岡構造線（市ノ瀬断層）の上盤側における fault-bend fold の形成過程

(d) 結論ならびに今後の課題

反射法地震探査、屈折法地震探査および重力探査を併用することによって、糸魚川－静岡構造線活断層帯南部の構造とダイナミクスを解明する上で重要な手がかりを得ることができた。本地域ではアクティブな断層フロントの位置が、地質境界を成す狭義の糸魚川－静岡線より約 10 km 東側の下円井－市之瀬断層まで前進している。この幅広い断層帯は、全体として高角西傾斜の逆断層から成る覆瓦構造をなし、その東縁および底面を低角（約 15 度）で西に傾斜する逆断層である下円井－市之瀬断層によって限られている可能性が高いことがわかった。また、本研究によって、下円井－市之瀬断層の上盤先端部は約 1.3 km にわたってほぼ水平に盆地堆積物の上をすべって前進していることが明らかになった。変動地形と断層の地下構造との関係から、下円井－市之瀬断層の過去 50～60 kyr の間におけるすべり速度を求めると、その値は 7.5～10 mm/yr という極めて大きな値となる可能性が高い。今後、反射法探査・屈折法探査・重力探査の各データにより高度な処理を施して上記の結論をより確実にするとともに、新たな視点から地質・地形調査を行って本断層帯の

全貌を明らかにする必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 地質調査所 (編) : 日本重力 CD-ROM、数値地質図 P-2、地質調査所、2000.
- 2) 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫, 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (I), 松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析, 地震研究所彙報, **61**, 537-550, 1986.
- 3) 平川一臣・神沢公男・浅川一郎 : 巨摩山地北東縁・下田井の活断層露頭, 活断層研究, **6**, 43-46, 1989.
- 4) Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu'ura, R. S., and Wada, K. : A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474, 1986.
- 5) 池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美・宮内崇裕・平川一臣 : 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 2002.
- 6) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史 : 松本盆地東縁における糸魚川-静岡構造線活断層系を横切る反射法地震探査, 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集, S075-002, 2003.
- 7) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史 : 糸魚川-静岡構造線を横切る反射法地震探査 (長野県富士見地区), 地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集, S053-013, 2004.
- 8) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・川中卓・小沢岳史 : 松本盆地南部における糸魚川-静岡構造線の地下構造, 月刊地球, 号外 50, 185-190, 2004.
- 9) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T. : Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan: strike-slip faulting on an inclined fault, In: *Abstracts and Program, The Second International Symposium on Slip and Flow Processes in and below the Seismogenic Region*, March 10-14, 2004, Sanjo Kaikan, University of Tokyo, 2004a.
- 10) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T. : Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1315-1321, 2004b.
- 11) 今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 : 「甲府」, 都市圏活断層図 1:25,000, 国土地理院技術資料 D.1-No.355, 日本地図センター, 1998.
- 12) 田力正好・池田安隆・澤 祥・今泉俊文・東郷正美 : 「韮崎」, 都市圏活断層図 1:25,000, 国土地理院技術資料 D.1-No.355, 日本地図センター, 1998.
- 13) 井上大栄・宮腰勝義・遠田晋次・三浦大助・阿部信太郎・上田圭一・青柳恭平・幡谷竜太 : 糸魚川-静岡構造線活断層系の活動性解明に向けて-南部セグメントの活動性について-, 月刊地球, 号外 28, 101-112, 2000.
- 14) 狩野謙一 : 伊豆弧衝突にともなう西南日本弧の地殻構造改変, 地震研彙報, **77**, 231-248, 2002.
- 15) Kano, K. and Matsushima, N. : The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains,

- easternpart of Southwest Japan, *Modern Geol.*, **12**, 97-126, 1988.
- 16) 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人：糸魚川-静岡構造線活断層系，下田井断層に伴う粉碎起源のシュードタキライト，地質学雑誌，110，779-790，2004.
  - 17) 小坂共栄・角田史雄：山梨県西部，巨摩山地第三系の地質，地質学雑誌，75，127-140，1969.
  - 18) 小山 彰：北部巨摩山地東麓の2，3の活断層露頭について，活断層研究，6，47-54，1989.
  - 19) 隈元 崇・池田安隆：南部フォッサマグナ，甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ，地震，**46**，245-258，1993.
  - 20) 松多信尚・今泉俊文・T. Pratt・R. Williams・佐藤比呂志・池田安隆・蔵下英司・加藤直子・荻野スミ子：極浅層反射法探査による活断層のイメージング-千屋断層，富士見断層群を例として-，日本地震学会講演予稿集秋季大会，204，2000.
  - 21) Matsuta, N.: *Structure and Behavior of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, in Quaternary Time*, Dr. Thesis, University of Tokyo, 155 p., 2002.
  - 22) Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato: The slip-rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1323-1330, 2004.
  - 23) 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な重点的調査観測，平成14-16年度成果報告書，(財)地震予知総合研究振興会，297p.，2005.
  - 24) 大久保修平・池田安隆・隈元 崇・世田 学・松多信尚・千葉智章・新井慶将：重力異常に基づく糸魚川-静岡構造線北部の構造解析，測地学会誌，**46**，177-186，2000.
  - 25) 大久保修平・長沢 工・村田一郎・許 華妃：糸魚川-静岡構造線の重力調査 (III) -松本盆地東縁断層北側延長部の追跡，地震研究所彙報，**65**，649-663，1990.
  - 26) 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久：「甲府」，地質図幅 1:200,000，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2002.
  - 27) 大塚弥之助：山梨県鳳凰山・地蔵ヶ岳付近の地質，地震研究所彙報，**19**，115-143，1941.
  - 28) Sato, H., T. Iwasaki, S. Kawasaki, Y. Ikeda, N. Matsuta, T. Takeda, N. Hirata, and T. Kawanaka: Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan, *Tectonophysics*, **388**, 47-58, 2004.
  - 29) Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, and N. Kato: Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1253-1259, 2004.
  - 30) 澤 祥：甲府盆地西縁・南縁の活断層，地理学評論，**54**，473-492，1981.
  - 31) 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二：甲府市北部の花嵐岩類とその関連岩のK-Ar年代，

地質調査所月報, 35, 19-24, 1984.

- 32) 竹下 徹・伊勢 清: 山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の構造地質学的研究 (その1), 構造地質, 40, 117-129, 1994.
- 33) 海野芳聖: 山梨県甲府盆地の埋積過程, 地団研専報, 38, 19-25, 1991.
- 34) 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田 勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵: 赤石山地北部の四万十帯, 地球科学, 37, 329-348, 1983.
- 35) 山梨県: 平成 13 年度地震調査交付金「甲府盆地地下構造調査業務」成果報告書 (概要版), 山梨県, 112 p., 2002.

### (3) 平成 18 年度業務計画案

従来のデータによれば、諏訪湖より北の糸魚川-静岡構造線は(低角で)東へ傾斜していると予想される。一方、諏訪湖より南では西傾斜であることを示唆するデータがある。この予想は、平成 14~16 年度に実施された「パイロット的重点的調査観測」や本プロジェクト初年度(平成 17 年度)の成果により実証されつつある。このように、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造が異なり、したがってここが破壊領域の境界(セグメント境界)となる可能性が高い。しかし、このセグメント境界の詳しい構造は依然として未解明である。

平成 18 年度は、諏訪湖付近に存在すると予想される破壊セグメント境界の詳細な浅部構造を解明することを目的として反射法地震探査と重力探査を行う。反射法地震探査は、諏訪湖周辺における 4 ないし 5 測線で実施する(各測線の長さは約 3 km)。受振器は 10 m 間隔で設置し、発震も 10 m 間隔で行うことによって、高分解能のデータを取得する。重力探査は各反射法探査測線とその延長上において 20~50 m 間隔で実施する。

本調査によりセグメント境界の浅部構造を明らかにすることは、平成 19 年度に予定されているセグメント境界の深部構造探査の測線選定や探査仕様の最適化に寄与する。また、両年度の調査結果を総合することによりセグメント境界の構造の全貌が明らかになると期待される。