

## 2. 調査観測の報告

### 2.1 糸魚川－静岡構造線断層帯の形状・物性解明のための調査

#### 2.1.1 反射法・重力探査

##### (1) 調査観測の内容

(a) 課 題 反射法地震探査と重力探査による糸魚川－静岡構造線の地下構造の解明

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東京大学大学院理学系研究科	助教授	池 田 安 隆
東京大学大学地震研究所	教 授	岩 崎 貴 哉
東京大学大学地震研究所	教 授	佐 藤 比呂志

(c) 調査観測の目的

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予想される（萩原ほか、1986；Ikami *et al.*、1986；Matsuta、2002；大久保ほか、2000；大久保ほか、1990）。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（隈元・池田、1993）。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。本研究は、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し、得られたデータに基づき本断層帯の地下構造を解明することを目的とする（図 2.1.1-1）。

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、被害域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ありかなりある。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。

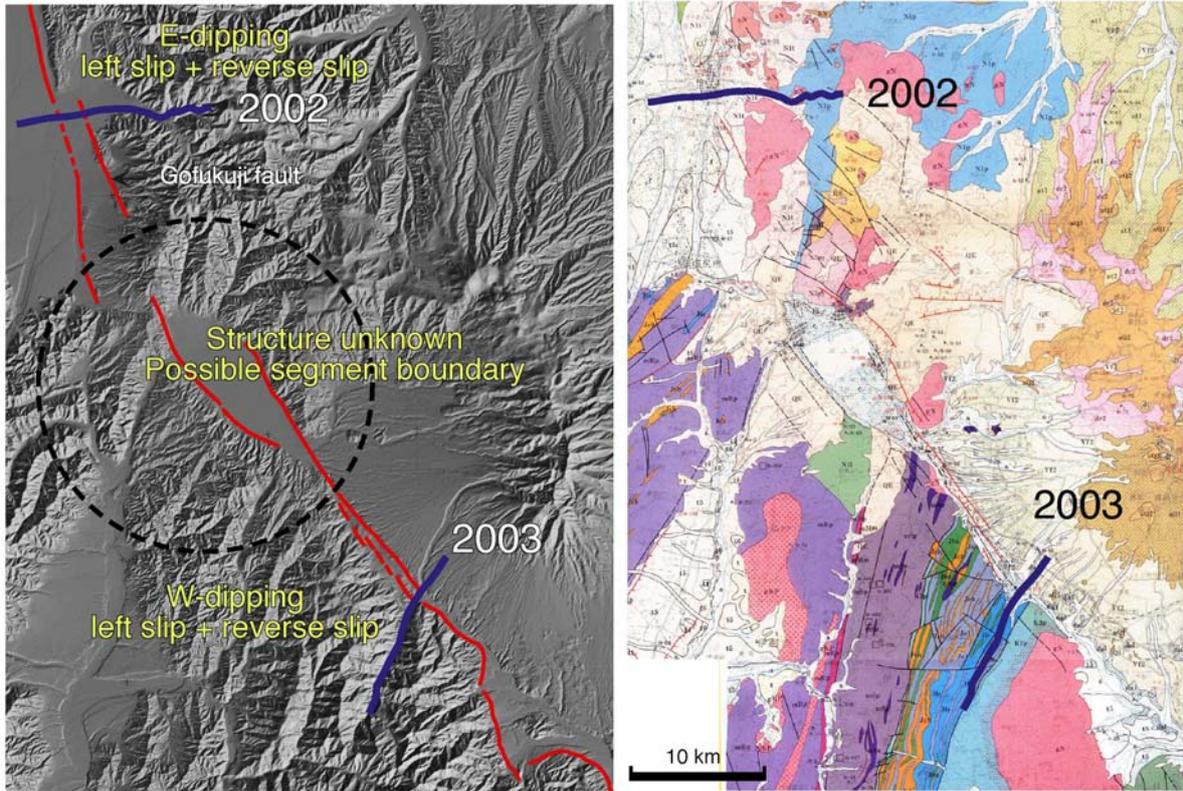


図 2.1.1-1 調査地域の地形および地質。青い実線は、反射法地震探査および重力探査測線の位置（数字は実施年度）

## （2）平成14～16年度の成果

### （a）調査観測の要約

平成 14～16 年度に、予想されるセグメント境界北側の松本地域と南側の富士見町において、反射法地震探査と重力探査を実施し、得られたデータの解析を行った。その結果、糸魚川－静岡構造線活断層帯の構造を深度約 5 km までイメージすることができた。セグメント境界北側では、同断層帯の主断層面は、地下深部 (>2 km) では低角東傾斜 (30～40 度) であること、および地表で併走する横ずれ断層 (牛伏寺断層) と逆断層 (松本盆地東縁断層) とが浅部でこの主断層面に収斂することがわかった。一方、セグメント境界南側では、糸魚川－静岡構造線の主断層面は低角で南西に傾斜していることが分かった。この主断層面は地表近くで、左ずれを主とする北東傾斜の断層 (若宮断層、大沢断層) と逆断層すべりを主とする南西傾斜の断層 (青柳断層、下葛木断層) とに分岐していると推定される。

## (b) 反射法地震探査

### 1) 調査観測の実施方法

#### 松本地区

松本市南部の2測線上で実施した(図2.1.1-2の測線Ⅰおよび測線Ⅱ)。

測線Ⅰは、牛伏寺断層の北方延長と松本盆地東縁断層の南方延長部を東西に横切る長さ約13 kmの測線であり、地下深部をイメージングするために測線長を長く設定し大型バイブロサイス3台を用いて発振を行った。使用した受振機はSM7(10Hz)であり、1受信点あたり9個の受信機を設置した。受振点間隔は25mである；ただし、後述するように同測線の一部区間(測線Is)では12.5m間隔とした。大型バイブロサイス(BW/Y2400, 3台)による発振は、スイープ周波数6-50Hz、スイープ長20秒、スタック数約20回、発振点間隔約100mで行い、総発振点数は99点である。ただしRP175~RP470の区間では、人家が密集し一部で道幅が狭いために、発振点間隔が200m以上と疎らとなりスタック数も5程度とした；このうち特にRP247~RP413の間では大型バイブロサイスによる発振が全く行えなかった。なお、測線上の3点(RP105, RP492およびRP661)において、屈折法処理を行うことを目的としてスタック数30-100回/発振点の発振を行い、データを取得した(図2.1.1-3)。

測線Isは、測線Ⅰのうち断層線近傍のRP181~RP461の区間である(長さ約3.5km)。この区間では断層浅部を高分解能でイメージングすることを目的として、12.5m間隔で受信機を設置した。発振は小型バイブレーター("minivib")1台を用い、スイープ周波数8-120Hz、スイープ長20秒、スタック数約5回、発振点間隔約12.5mで行い、総発振点数は241点である。

測線Ⅱは、牛伏寺断層の北端部を横切る長さ500mの測線である。断層の極浅層部を高分解能でイメージングすることを目的として、測線Isより更に密な5m間隔で受信機(SM-7, 10Hz, 9個/受信点)を設置した。発振は小型バイブレーター("minivib")1台を用い、スイープ周波数8-120Hz、スイープ長20秒、スタック数約5-10回、発振点間隔約15mで行い、総発振点数は34点である。

#### 富士見地区

深部反射法探査測線は、八ヶ岳山麓斜面末端に位置する長野県富士見町乙時付近より南西方向に糸魚川-静岡構造線を横切り、釜無川上流部の谷に沿って入小沢出合い付近に至る延長13 kmの測線上で実施した(表2.1.1-1、図2.1.1-10、図2.1.1-11)。同側線のうち断層帯近傍の区間(RP441~RP700)では浅層部をターゲットとした浅層高分解能反射法探査をあわせて実施した。

深部反射法探査は、地下深部をイメージングするために、測線長を長く設定し大型バイブロサイス3台を用いて発振を行った。発振点間隔は100 m(標準)、スイープ周波数6-40 Hz、スイープ長20秒、スタック数20である。使用した受振機はSM7(10 Hz)であり、1受信点あたり9個の受信機を設置した。受振点間隔は25 mである。

浅層高分解能反射法探査は、上記側線のうち断層線近傍のRP441~RP700の区間で実施

した（長さ 3.25 km）。この区間では断層浅部を高分解能でイメージングすることを目的として、12.5 m 間隔で受信機を設置した。震源には小型バイブレーター（Minivib）を用い、高密度で受振点を配置した RP441～RP700 の区間では 25m 間隔で発振したほか、この区間の外側の RP401～RP440 および RP701～RP740 の間でも 50m 間隔で発振を行った。スイープ周波数は 8-80 Hz、スイープ長 16 秒、スタック数 5 回である。

なお、測線端 2 点と測線中央部 1 点（RP95, RP373 および RP781）において、屈折法処理を行うことを目的としてスタック数 30-100 回／発振点の発振を行い、データを取得した（図 2.1.1-12）。

表 2.1.1-1 富士見測線の探査スペック

調査項目	発振	受振
深部反射法探査	震源： 大型バイプロサイス 3 台 発振点間隔： 100 m（標準） スイープ周波数： 6-40 Hz スイープ長： 20 秒 スタック数： 20	受振点： RP101 ～RP781 受振機： SM7（10 Hz） 受振点間隔： 25 m
浅層高分解能反射法探査	震源： 小型バイブレーター（Minivib）1 台 発振点間隔： 25 m（標準） （RP401～RP440 および RP701～RP740 の間では 50 m） スイープ周波数： 8-80 Hz スイープ長： 16 秒 スタック数： 5	受振点： RP441 ～RP700 受振機： SM7（10 Hz） 受振点間隔： 12.5 m
屈折法探査	震源： 大型バイプロサイス 3 台 発振点（スタック数）： VP95（100 回） VP373（30 回） VP781（100 回）	受振点： RP101 ～RP781 受振機： SM7（10 Hz） 受振点間隔： 25 m

## 2) 調査観測の成果

### 松本地区

測線 I のマイグレーション時間断面を図 2.1.1-4 に、マイグレーション深度断面を図 2.1.1-5 に示す。また、測線 Is（高分解能測線）のデータにプレスタック・マイグレーション処理を施した断面を図 2.1.1-6 に示す。また、反射法探査データから屈折波初動走時を抽出し、これを用いてトモグラフィ解析を行った（図 2.1.1-7）。

測線の西部 RP100～RP300（距離 1.4～5.0 km）の間では、水平ないし緩く東に傾斜する反射面の密に発達する層準が、地表から深度（平均海面からの深さ；以下同じ）0.8～1.4

km 程度まで認められる (図 2.1.1-4, 2.1.1-5, 2.1.1-9)。この層は、松本盆地を充填する鮮新世～第四紀の盆地堆積物と考えられる。盆地堆積物の下位に存在する極めて強い反射面は、先第三紀の基盤岩類との不整合面と考えられる。不整合面は東に向かって徐々に深くなるが、RP200 (距離 3.7 km) 付近から東で急に不明瞭となる。これは、(1) RP175～RP470 (距離 3.3～7.3 km) の区間で大型バイブロサイズによる発震が十分行えず震源のエネルギーが不足していること、(2) 同区間でノイズが大きかったこと、および (3) RP460～RP520 (距離 7.0～8.5 km) 付近にある (と推定される) 破砕帯により信号が減衰したこと、等に起因すると考えられる。この不整合面を追跡するために、浅部の情報を落とし深部からの信号を強調する処理を行うと、この不整合面は RP320 (距離 5.2 km) 付近まで明瞭に、RP450 (距離 6.9 km) ぐらいまで不明瞭ながら追跡できる。RP320 (距離 5.2 km) 付近より東では、それより西側と比べて反射面のパターンが顕著に異なり、表層部 (深度 1 km ぐらいまで) の速度もかなり速くなり、地表近くまで中新世の岩石が分布すると考えられる。反射面のパターンから判断して、RP580 (距離 10.0 km) 付近を軸とする緩い向斜があるらしい。RP460～RP520 (距離 7.0～8.5 km) の間には幅広い破砕帯が存在する可能性がある。

鮮新世～第四紀の盆地堆積物とその東の中新世の岩石との境界は、地表近くでは RP330 (距離 5.4 km) 付近にあり、比較的高角で東に傾斜するように見える (図 2.1.1-4, 2.1.1-5, 2.1.1-9)。この境界は松本盆地東縁断層の南延長に当たると考えられる。この境界は、さらに深部では反射面として追跡でき、RP700 (距離 13.0 km)、深度約 3.5 km 付近にある強い反射面に連続すると考えられる。この反射面では反射波の位相が逆転している可能性が高い。これは、断層上盤側の中新統が、より密度の小さい堆積層 (鮮新統～第四系?) の上に衝上しているためであると考えられる。

一方、牛伏寺断層の北延長に当たる断層の存在は、測線 I の反射断面からは分からない。牛伏寺断層の北端部を横切る測線 II に沿って実施した極浅層高分解能反射法地震探査の結果では、牛伏寺断層の西側には水平に成層する堆積層が存在し、その東側の東傾斜する地層と 30～40 度東傾斜の断層で接していることが分かった (図 2.1.1-8)。この断層は、深度約 100 m 以深では 70～80 度の高角となるので、地表下約 1.5 km の深さで松本盆地東縁断層と収斂すると考えられる。

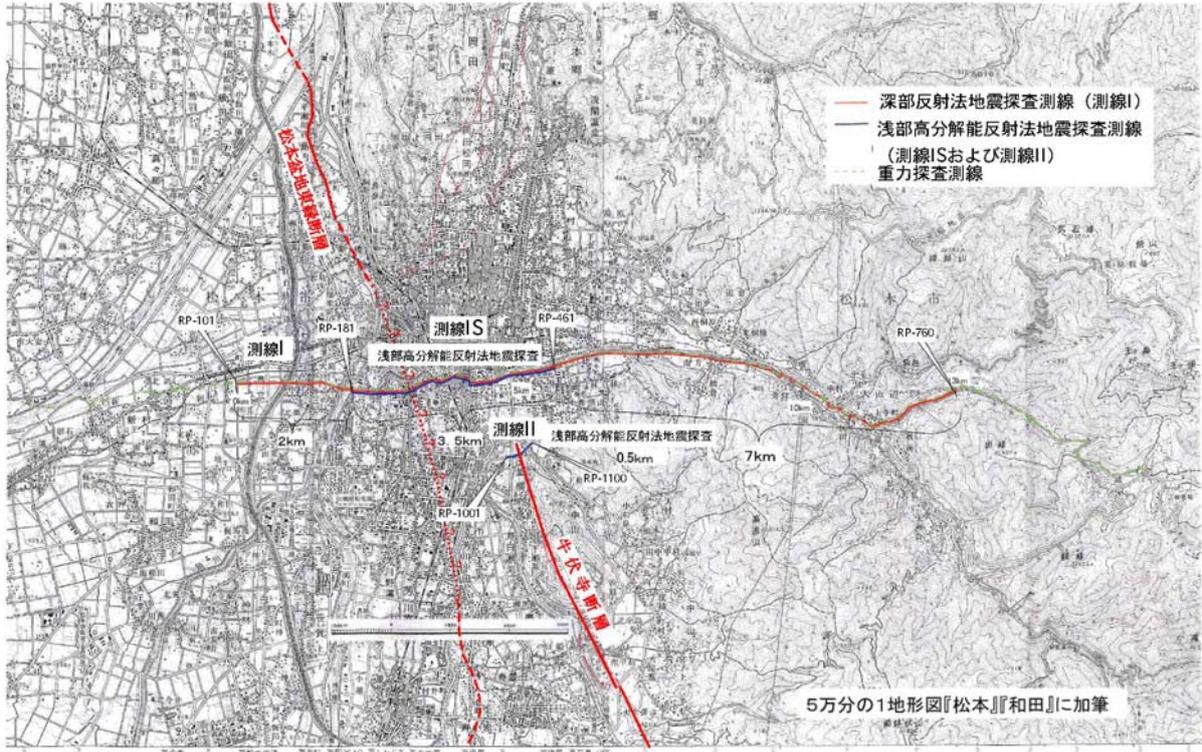


図 2.1.1-2 松本地区の調査測線位置図

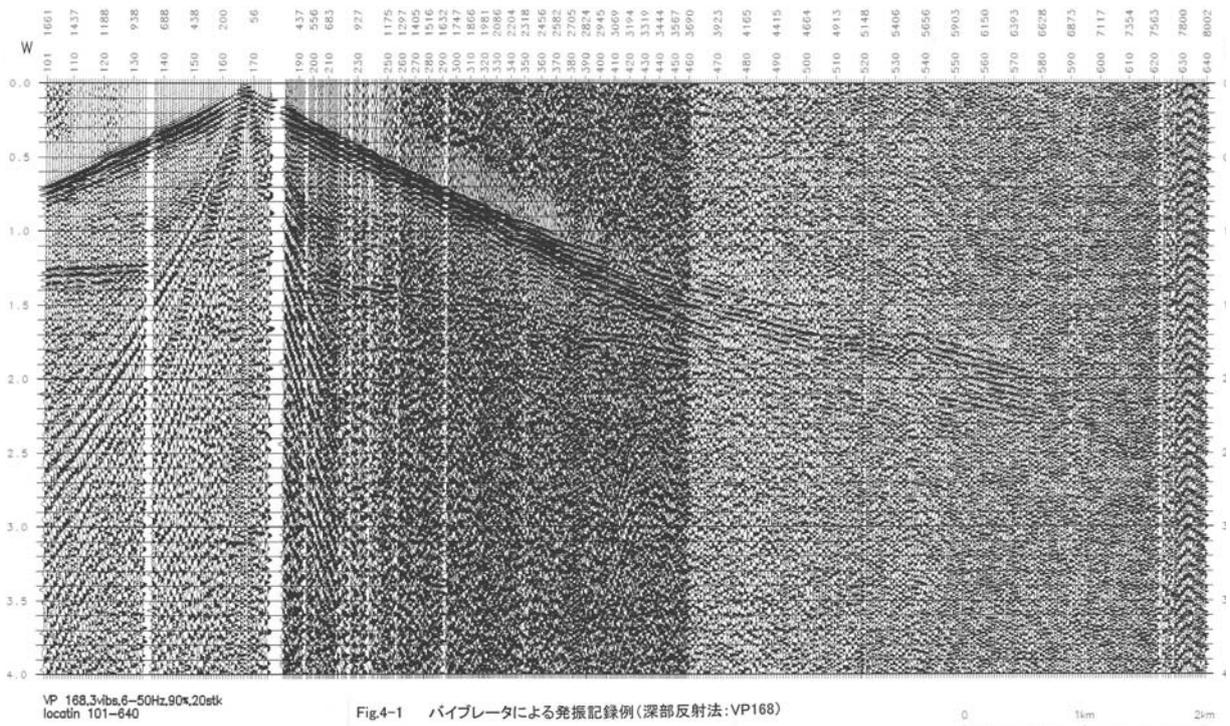


図2.1.1-3 バイブロサイスによる発振記録の例。発振点RP168、スイープ周波数6-50Hz、スタック数20回。横軸は往復走時（単位：秒）

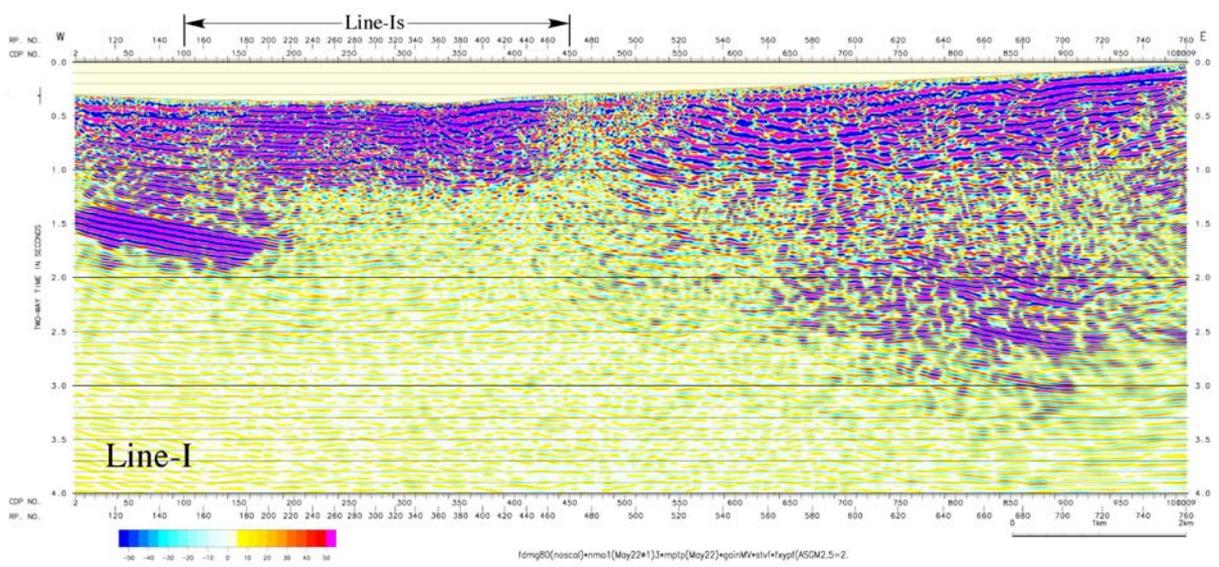


図2.1.1-4 測線Iのマイグレーション時間断面

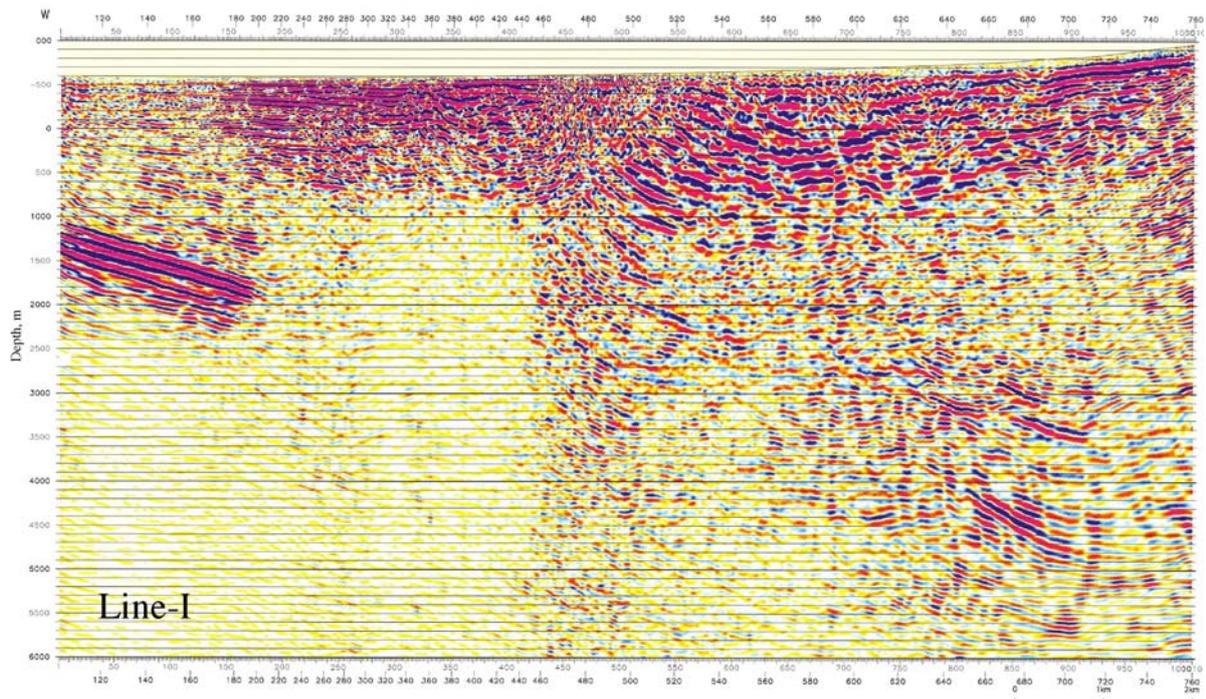


図 2.1.1-5 測線 I のマイグレーション深度断面

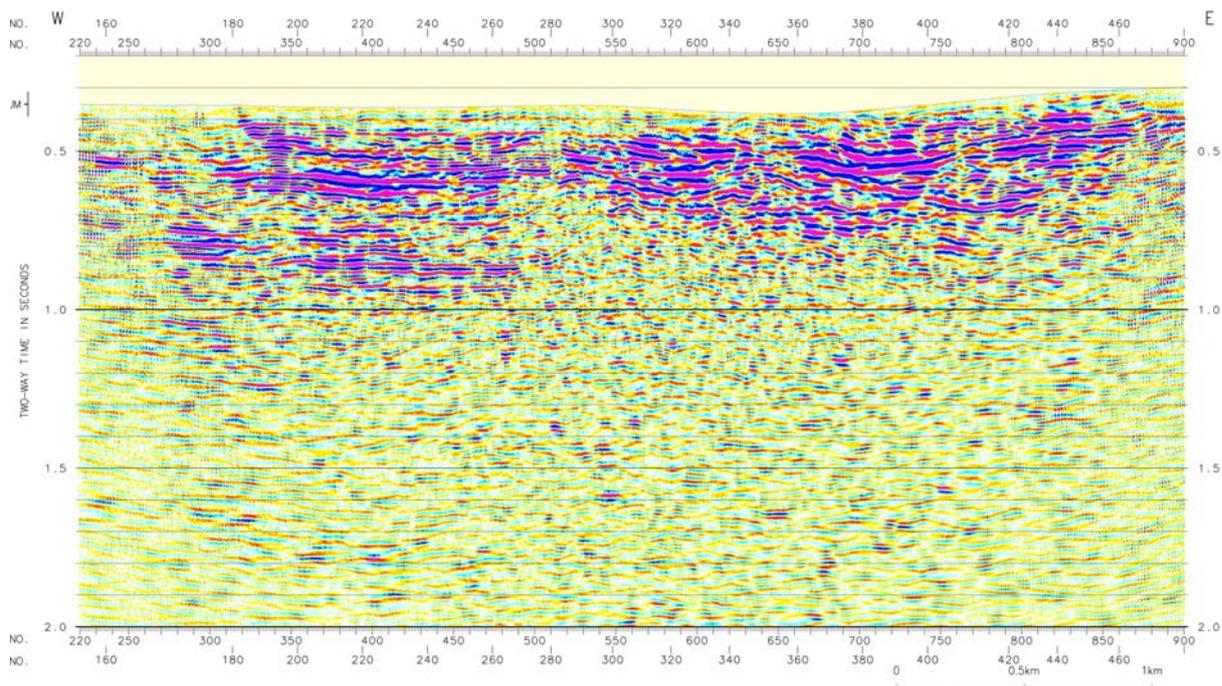


図2.1.1-6 プレスタック・マイグレーションを施した測線Is（高分解能区間）の時間断面

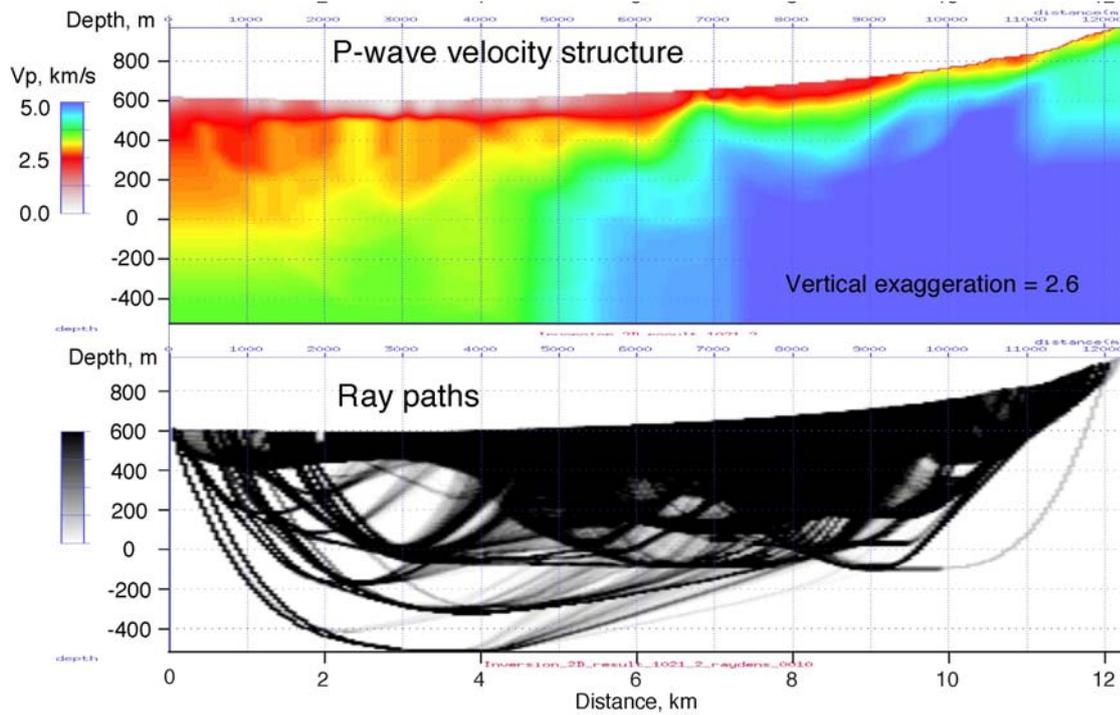


図2.1.1-7 トモグラフィーによって得られたP波速度構造（上図）。下図は波線を示す。

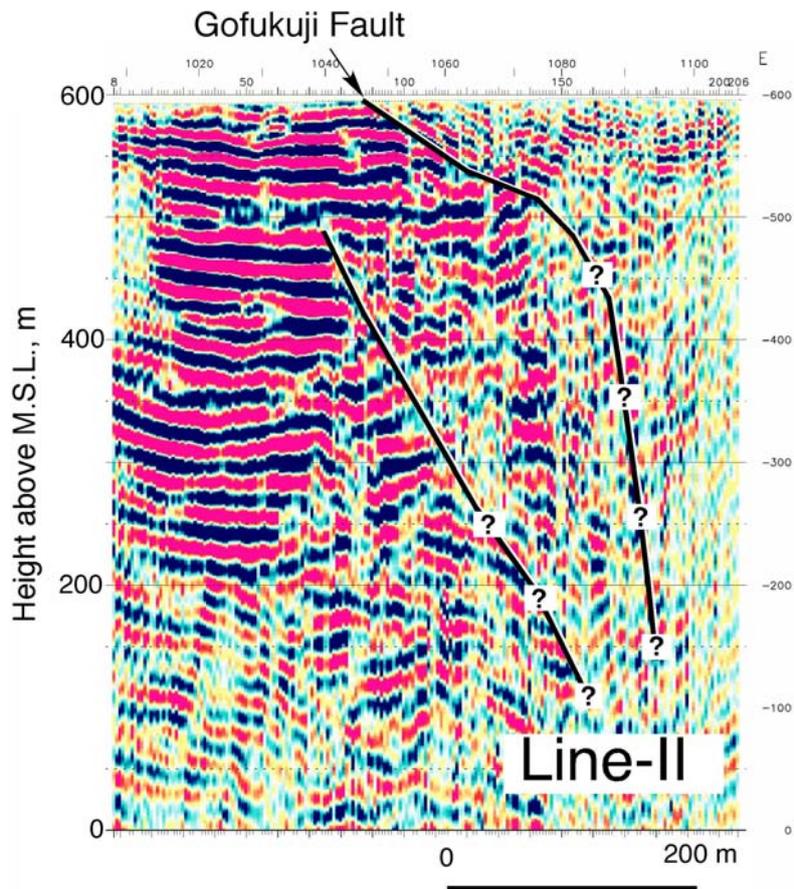


図2.1.1-8 測線IIのマイグレーション震度面積とその解釈

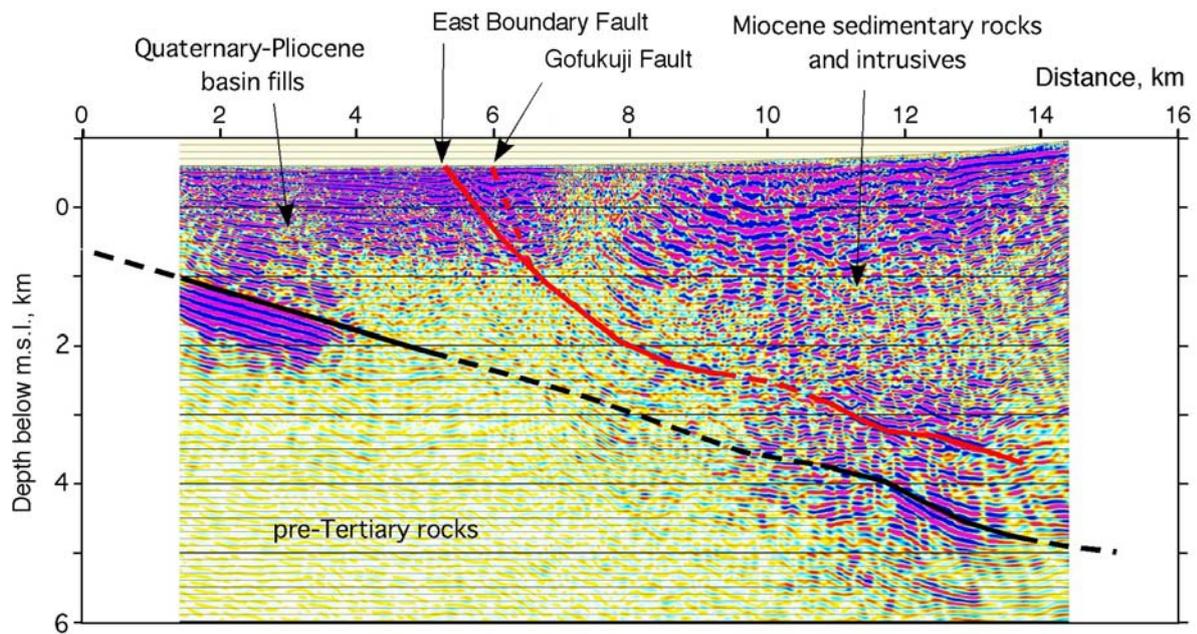


図2.1.1-9 反射法地震探査断面（松本測線I）に基づく地質構造の解釈結果。同測線に沿う重力異常を上図に示す。

#### 富士見地区

マイグレーション時間断面を図 2.1.1-13 に、マイグレーション深度断面を図 2.1.1-14 に示す。また、反射法探査データから屈折波初動走時を抽出し、これを用いてトモグラフィ解析を行った結果を図 2.1.1-7 に示す。さらにこれらのデータと後に述べる重力異常データ等を総合して推定した地下構造を図 2.1.1-16 に示す。

測線北東端 VP781 における屈折発振の記録（図 2.1.1-12）からは、測線東部（RP650 付近より北東）では表層から 500-600 m までの深度に P 波速度 2.4 km/sec 前後の低速度の層があることが明瞭に読み取れる。この低速度層は、反射記録においては RP600 付近より北東側にほぼ水平に成層した多数の反射面として認められ、その厚さは 600-1000 m 程度である（図 2.1.1-13、2.1.1-14）地表地質から判断してこれは第四紀から鮮新世の堆積物と推定される（図 2.1.1-16）；その上部は火山灰層や八ヶ岳起源の火山麓扇状地砂礫層からなる。

RP520~640 往復走時 1.1~1.3 sec（標高 -0.8~-1.4 km）には、強い反射面が認められる。南西に傾斜するこの反射面は、さらに深部へ向かって RP360 往復走時 1.9 sec（標高 -2.1 km）付近まで追跡できる。上述の鮮新-第四紀層の基底とこの強い反射面とで境される領域は、その内部に途切れ途切れに分布する強い反射面が多数存在することが特徴である。反射面のパターンが不連続となることから判断して、これより上位の鮮新-第四紀層とは不整合で接すると推定される。速度解析の結果によれば、この領域の区間速度は 3.8~5.7 km/sec とかなり大きな値を示す。しかし、後述する重力異常のパターンから、ここには基盤岩より十分に密度の小さい層が存在することが要請

されるので、この領域は中新統からなると判断した（図 2.1.1-16）。

上記二つの unit の西縁は西傾斜の比較的強い反射面で境される。この反射面は、RP520 標高約 0 km 付近から南西に向かって RP240 標高約 -3.5 km 付近まで追跡できる。この反射面の地表への延長は RP640 付近となり、ほぼ青柳断層に一致する。以上の証拠から判断して、この西傾斜の反射面は糸魚川－静岡構造線の主断層面であり、その直接の地表延長は青柳断層であることが分かった（図 2.1.1-16）。若宮断層は、今回の反射記録から読み取ることができなかったが、糸魚川－静岡構造線の主断層面の上盤側に生じた（横ずれを伴う）back thrust であり、地表下わずか数 100 m の深さで主断層面（青柳断層）と収斂すると予想される（図 2.1.1-16）。

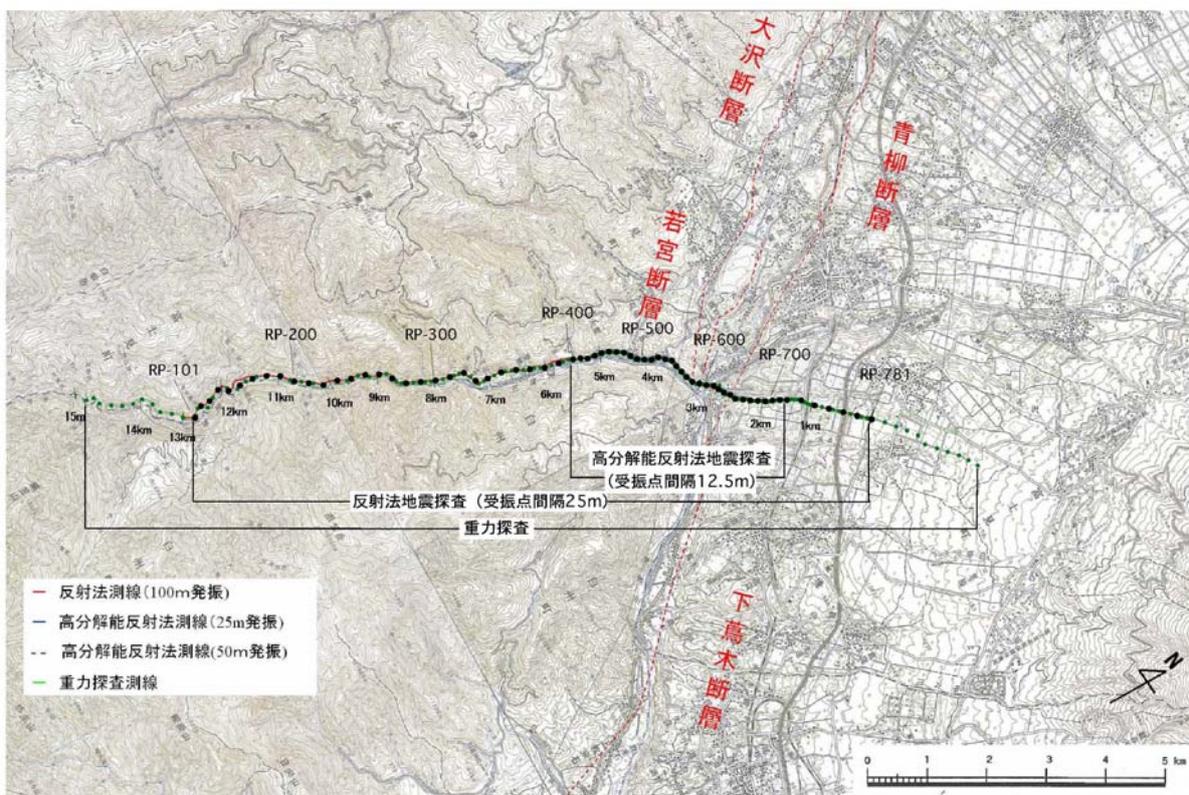


図 2.1.1-10 富士見地区の調査測線位置図。黒丸は反射法探査受振点（10 点おきにプロット）；緑丸は重力測定点（全点をプロット）

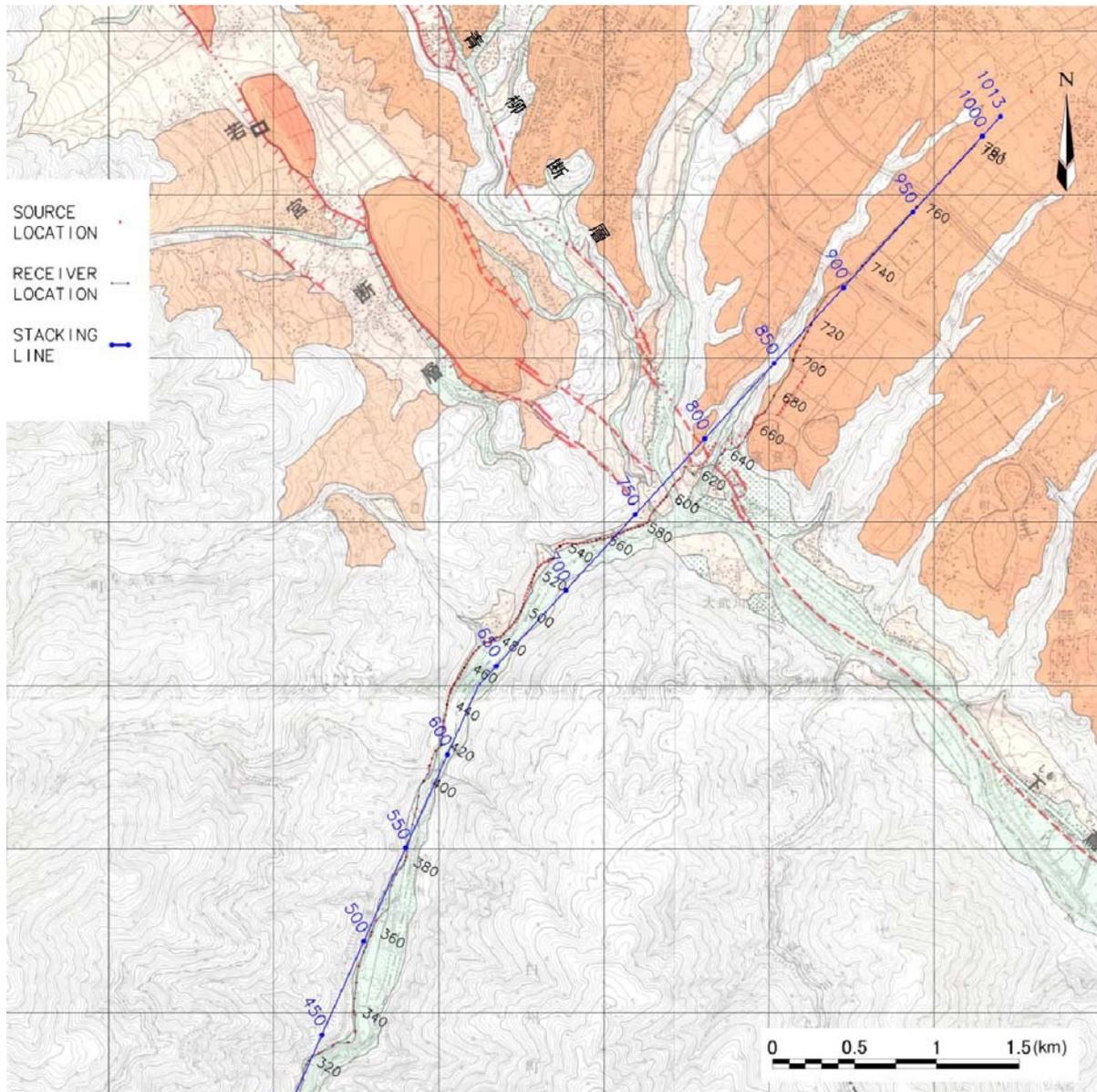
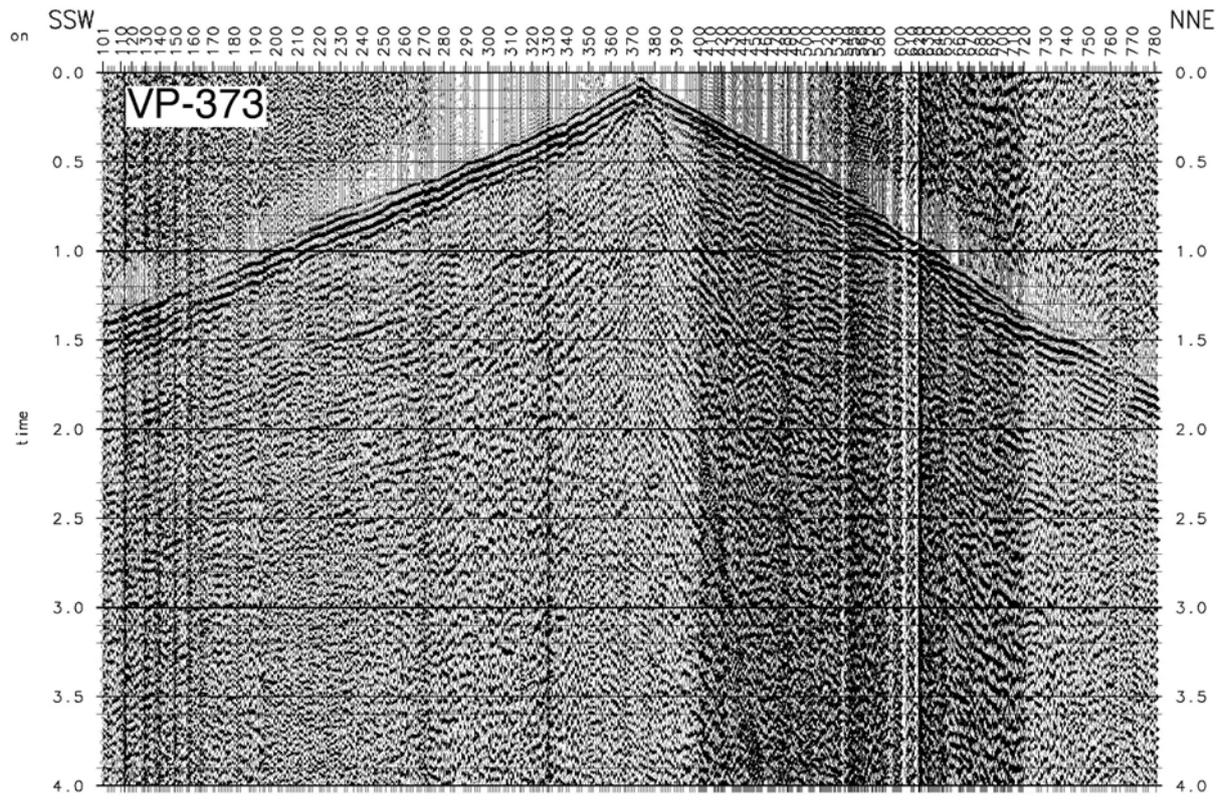
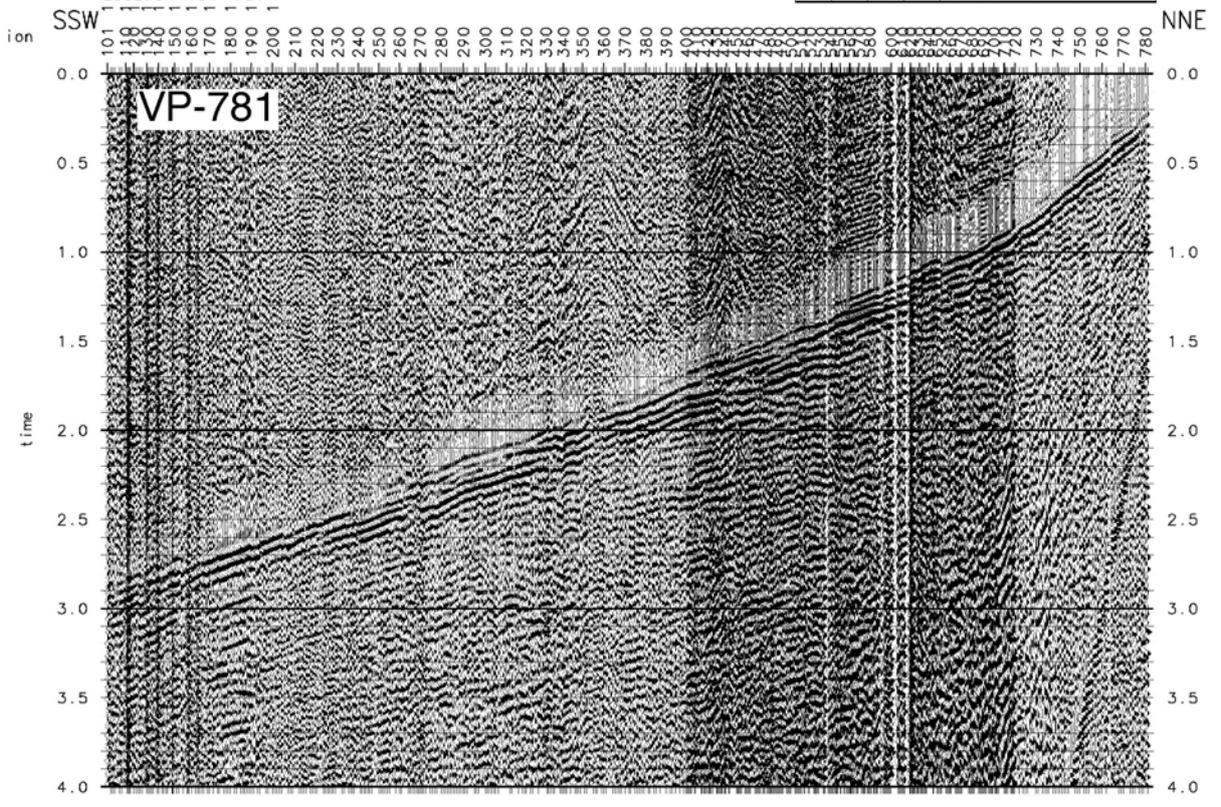


図 2.1.1-11 富士見地区における活断層の分布と断層帯近傍の地形。都市圏活断層図（国土地理院発行）に加筆



VP 373,3vibs,6-40Hz,80%, 30stk  
Location 101-781



VP 781,3vibs,6-30Hz,80%,100stk  
Location 101-781

図 2.1.1-12 富士見測線における屈折法発振記録（発振点：VP373 および VP781）

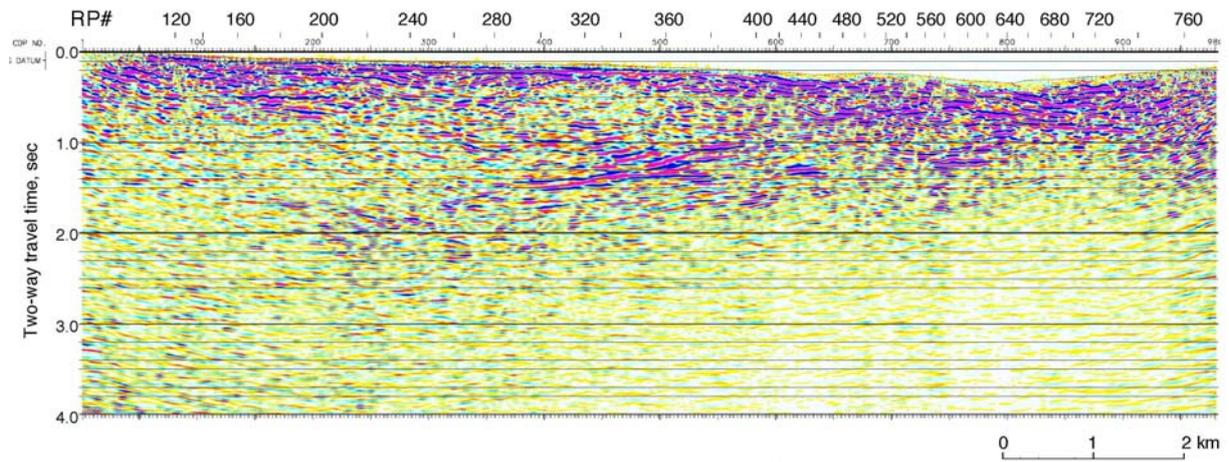


図 2.1.1-13 富士見測線のマイグレーション時間断面

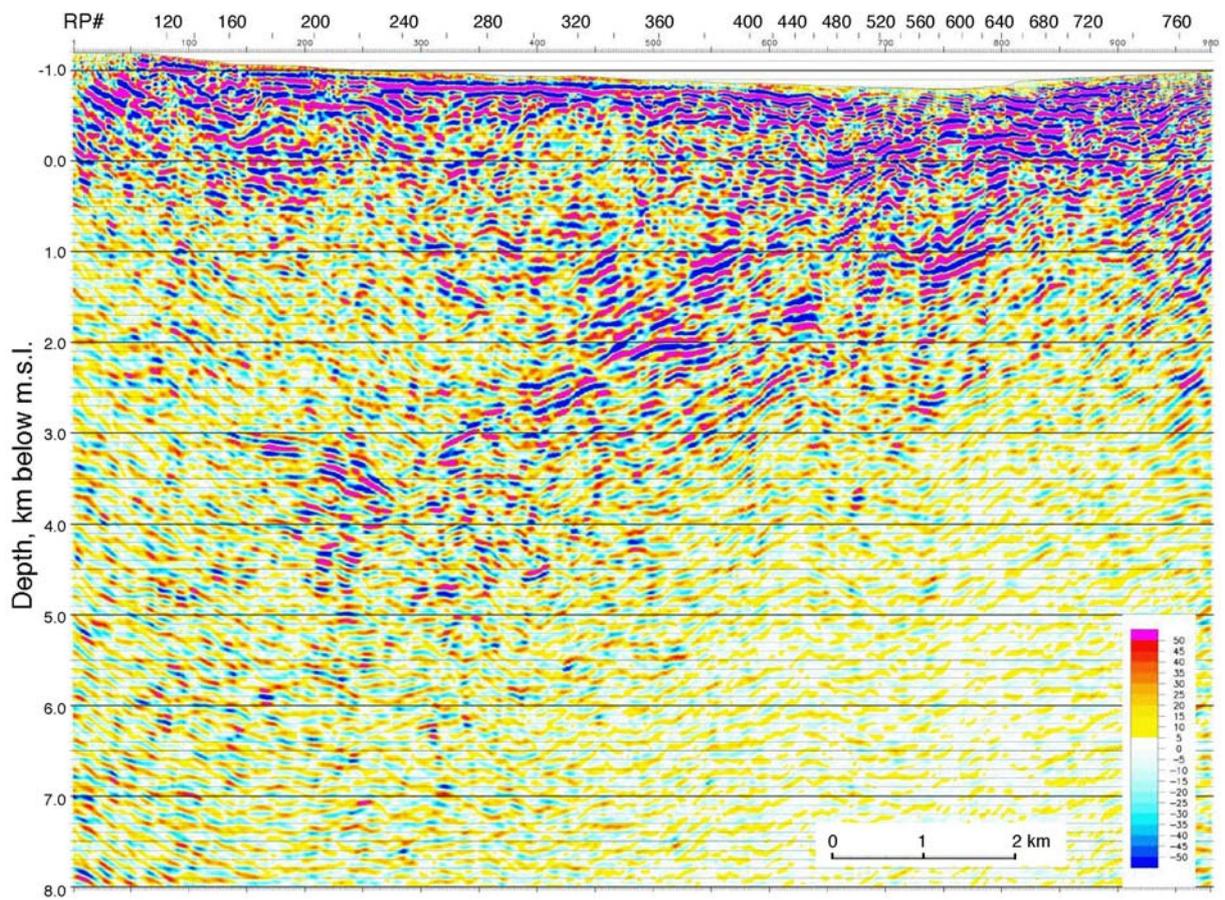


図 2.1.1-14 富士見測線のマイグレーション深度断面（縦横比 1 : 1）

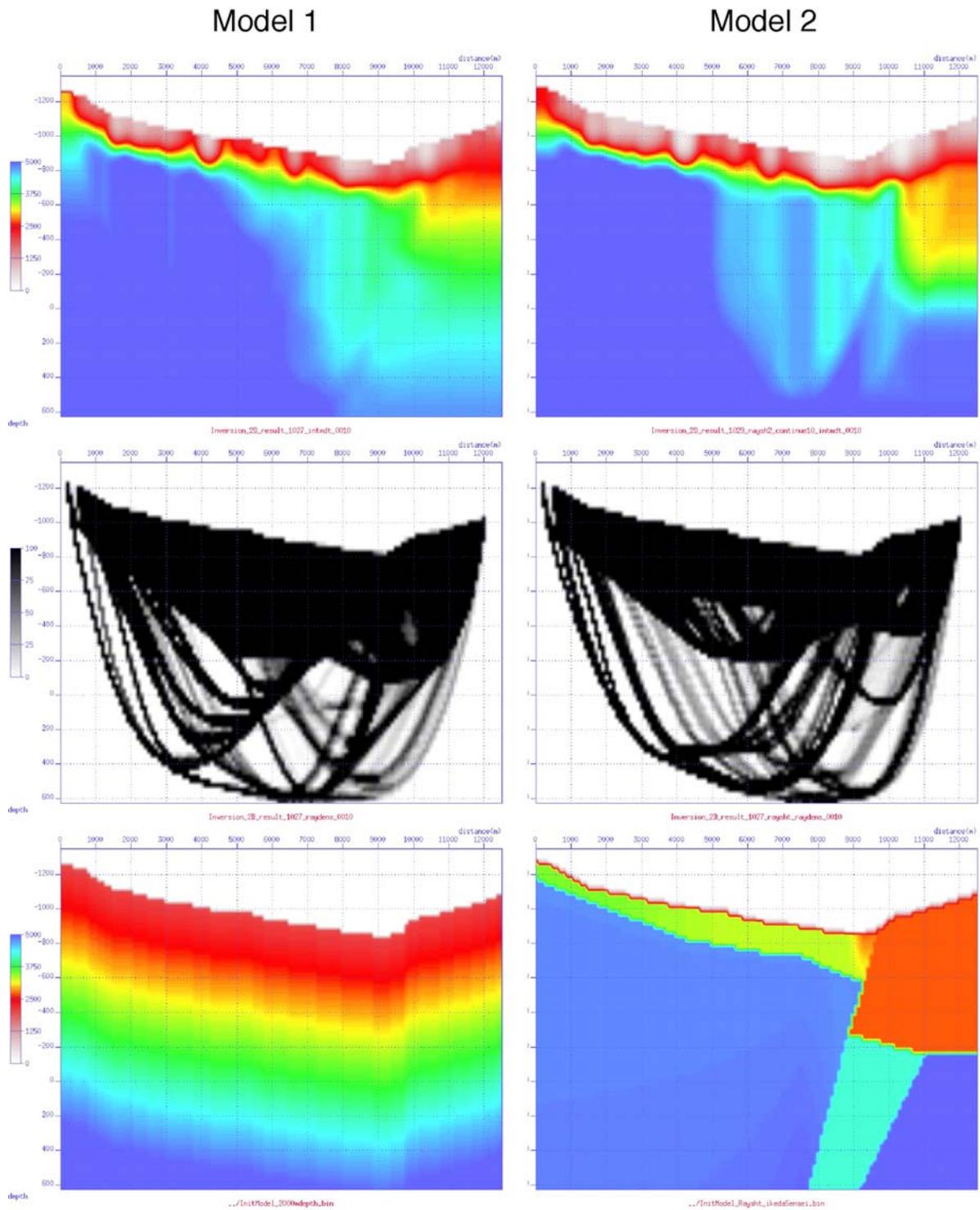


図 2.1.1-15 富士見測線のトモグラフィー解析結果。下図は P 波速度構造の初期モデル。上図は、この初期モデルから出発してトモグラフィー解析を行った結果得られた P 波速度構造。中図は波線。全く異なる初期モデルを仮定して、ほぼ同じ構造が得られる。

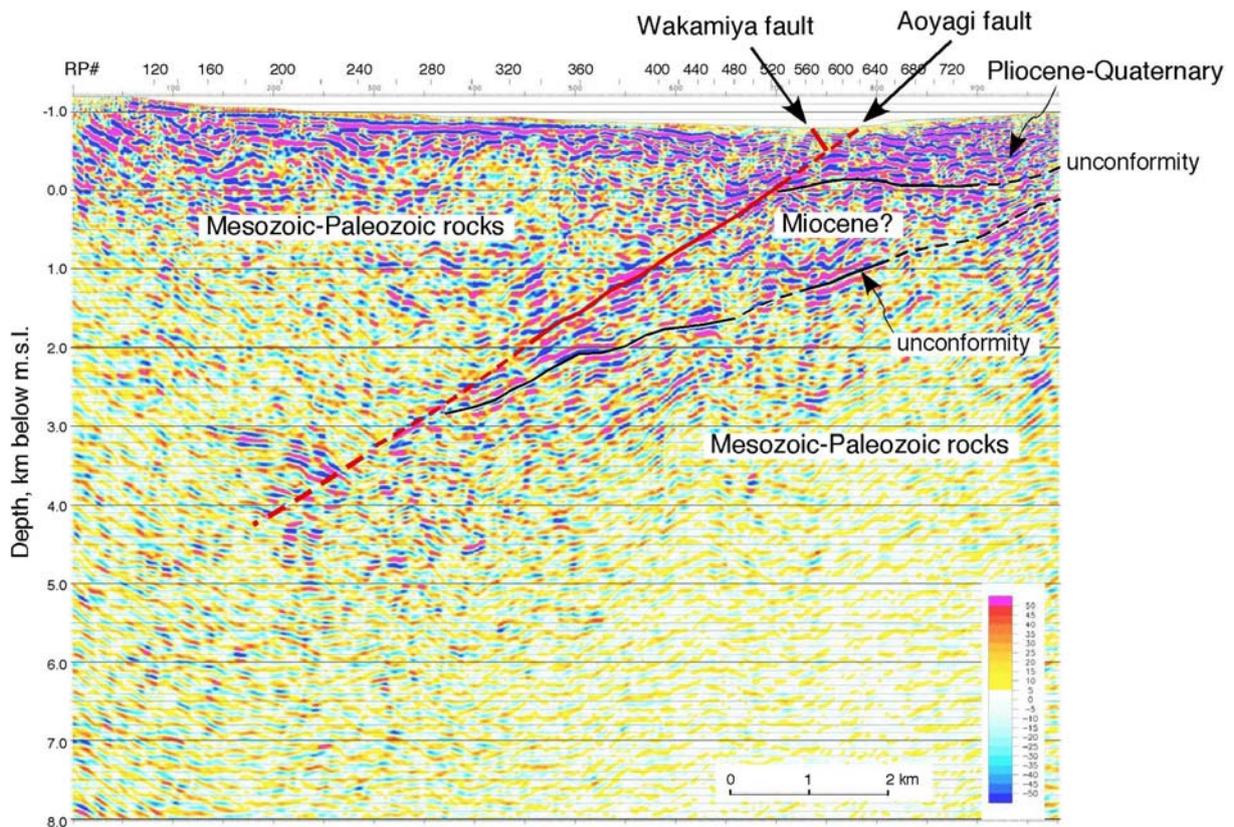


図 2.1.1-16 富士見測線に沿う地質構造の解釈図。下図はマイグレーション深度断面  
(縦横比 1 : 1)

### 3) 結論ならびに今後の課題

反射法地震探査によって、糸魚川－静岡構造線活断層帯の構造を深度 4000～5000 m までイメージすることができた。また、反射法地震探査データから屈折波初動走時を抽出し、これを用いてトモグラフィ解析をすることにより、浅層部の P 波速度構造を決定した。こうして推定された速度構造は、重力異常データから推定された密度構造（後述）とともに、反射法地震探査によって得たイメージを解釈する際に重要な拘束を与えることが分かった。

松本における反射法地震探査によって分かったことは、以下の通りである：(1) 松本盆地東縁断層は東傾斜であり、深部 (>2 km) での傾斜は 30～40 度と比較的低角である；(2) 牛伏寺断層は、極浅部（地表下 100 m ぐらいまで）を除けば、高角東傾斜である；(3) 従って、両断層は深度約 1.5 km で収斂すると予想される。変動地形学的データからみて、同断層帯の動きは左ずれが卓越している。牛伏寺断層はほぼ純粋な横ずれ断層であり、そのすべり速度は  $8.6 \pm 1.0$  mm/yr である (Ikeda and Yonekura, 1986)。これに併走する松本盆地東縁断層のすべり速度は、垂直成分が 2.7～3.5 mm/yr である (小口, 1990；横ずれ成分は不明)。したがって、糸魚川－静岡構造線は浅部 (<1.5 km) で高角の横ずれ断層 (牛伏寺断層) と東傾斜の逆断層 (松本盆地東縁断層) とに分岐し、断層帯内で slip partitioning が生じている。しかし、これはあくまで表層現象に過ぎず、地下深部では斜めすべりが起こっていることになる。断層面が 40 度ないしそれ以下の比較的低角で傾斜しているにもかかわらず横ずれが卓越しているのは、糸魚川－静岡構造線活断層帯の断

層面の強度が低いことを意味している。

一方、富士見地区においては、糸魚川－静岡構造線活断層帯の主断層面が、松本測線の場合とは逆に、西傾斜であることが分かった。西傾斜の主断層面は、浅部（深度数 100 m）で若宮断層（左ずれ）と青柳断層（スラスト）の併走する 2 断層に分岐していると推定される。従って、ここでも松本地区と同様に、断層帯内で slip partitioning が生じている可能性が高い。

今後に残された課題は、断層をより鮮明にイメージングするために適したデータ取得法を試みること、および重力異常データのインバージョン解析や屈折法データの解析と協調した解析をすることである。

### (c) 重力探査

#### 1) 調査観測の実施方法

反射法地震探査測線とその延長上で重力測定を行った。

松本地区における重力探査測線は、反射法地震探査測線（測線 I）の東と西にそれぞれ 3.5 km ずつ延長した。測定点間隔は約 100 m（測線の両端付近では 200 m）、総測定点数は 201 点である。富士見地区における重力探査測線は、反射法地震探査測線の北東と南西にそれぞれ 0.7 km および 2 km 延長した。測定点間隔は約 100 m（測線の両端付近では 200 m）、総測定点数は 171 点である。

使用した重力計は LaCoste & Romberg, Model G-270 である。重力値は一等重力点「松本」を基準として測定した。また、各測定点の極近傍（0-50 m）の 2 次元断面を測量し、極近傍地形補正を行った。

#### 2) 調査観測の成果

##### 松本測線

図 2.1.1-17 には、松本地区における測線 I（およびその延長上）上で行った重力探査の結果と、それに基づいて求めた密度構造モデルを示す。密度構造モデルは単純な 2 層構造を仮定し、各層の境界は反射法探査データがある部分ではその解釈結果に基づいて固定した。拘束データがない部分での密度境界の形状と 2 層の密度差とをインバージョンにより求めた。測線の西端から RP200（距離 3.7 km）までの間では、ブーグ異常が東に向かって緩やかに減少する。反射法探査の記録から、松本盆地を充填する（低密度の）鮮新－更新世堆積物とその下位の（高密度の）先第三紀基盤岩類との境界面（不整合面）が東に傾斜していると判断されるが、重力異常パターンはこれと調和的である。測線東端部付近の重力値と比べて RP200 付近では約 30 mgal の負異常があるが、この値は鮮新－更新世堆積物と基盤岩類（断層上盤側の中期中新統および貫入岩類を含む）との密度差を  $0.33 \text{ g/cm}^3$  程度とするとほぼ鮮新－更新世堆積物の効果だけで説明可能である。RP200 より東では、重力異常が緩やかに立ち上がっている。断層上盤側に露出する岩石は、比較的固結度の高い中新世中期の堆積岩とそれを貫く貫入岩類からなり、それらの密度は鮮新－更新世の盆地堆積物よりかなり大きく、むしろ基盤岩類に近いと推定される。RP200 より東側における重力異常の緩やかな立ち上がりは、断層に沿って低密度の盆地堆積物がかなり深部まで潜り込んでいることを示唆している（図 2.1.1-17）。

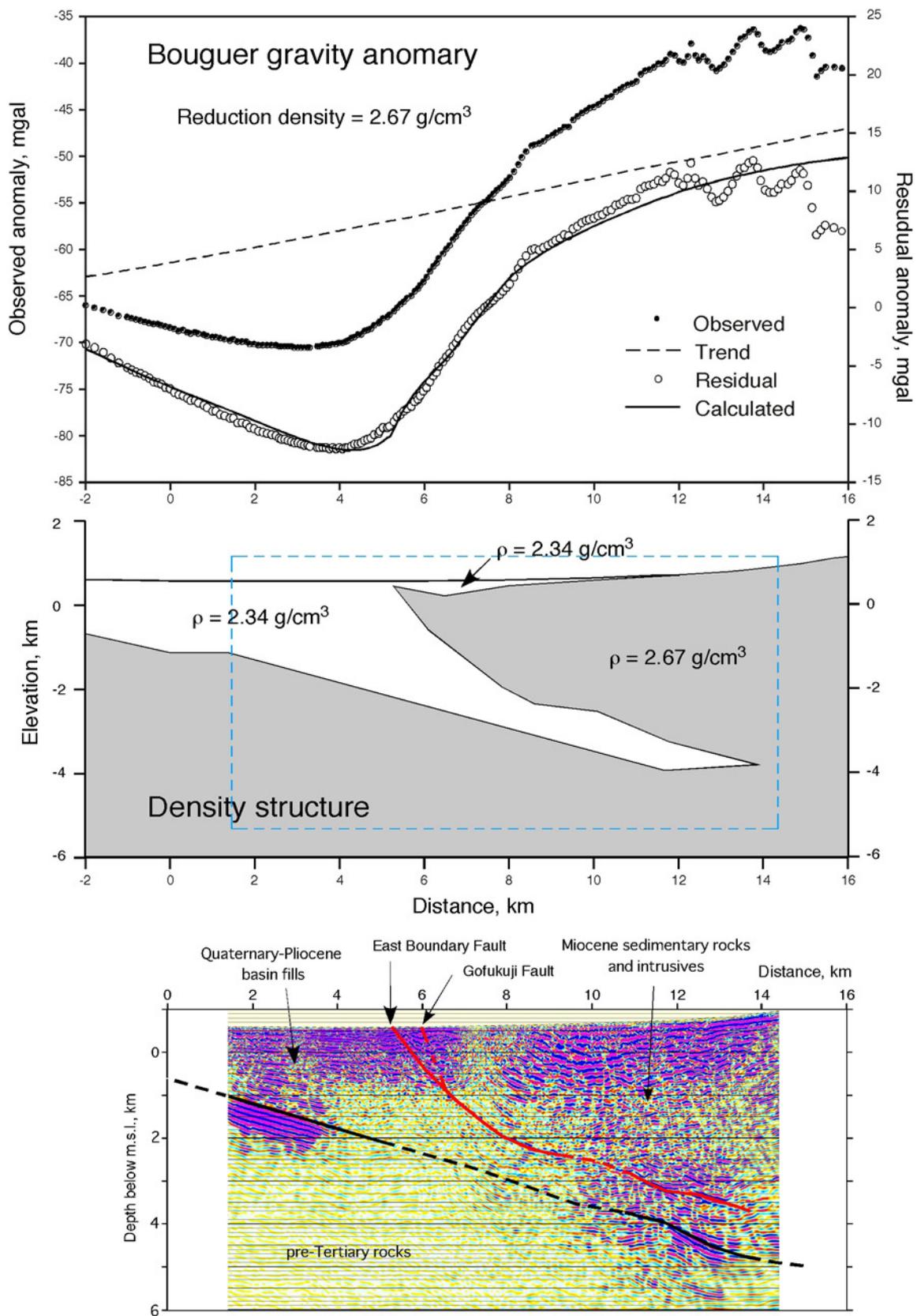


図 2.1.1-17 松本地区の測線 I に沿う重力異常(上図)とそれに基づいて推定した密度構造(中図) 中図の青破線枠は、反射法地震探査断面(下図; マイグレーション深度断面)の範囲

### 富士見測線

図 2.1.1-18 に、富士見測線およびその延長上における重力異常測定結果を示す。ブーゲ異常値は、測線北東端の八ヶ岳山麓部で最も小さい。ここには、火山灰層や八ヶ岳起源の火山砕屑物を主とする第四紀層およびその下位の鮮新統(陸成堆積物)が堆積している。これら低密度の堆積物の効果として、低重力異常値を説明できる。

RP700 付近から RP360 付近までの間では、ブーゲ異常値が南西に向かって緩やかに立ち上がっている。この区間の地表には中・古生代の基盤岩が露出しているから、この重力異常の変化は、表層ではなく地下深部に原因があるはずである。この重力異常の立ち上がりは緩やかであり、低重力の領域が地表断層の位置 (RP640) から約 6 km も上盤側まで及んでいるから、断層下盤側に分布する鮮新-第四紀層の効果だけでは説明できない。従って、断層上盤側における重力異常の緩やかな立ち上がりは、断層に沿って低密度の盆地堆積物 (中新統?) がかなり深部まで潜り込んでいることを示唆している ; これは反射法探査から推定した構造と調和的である。

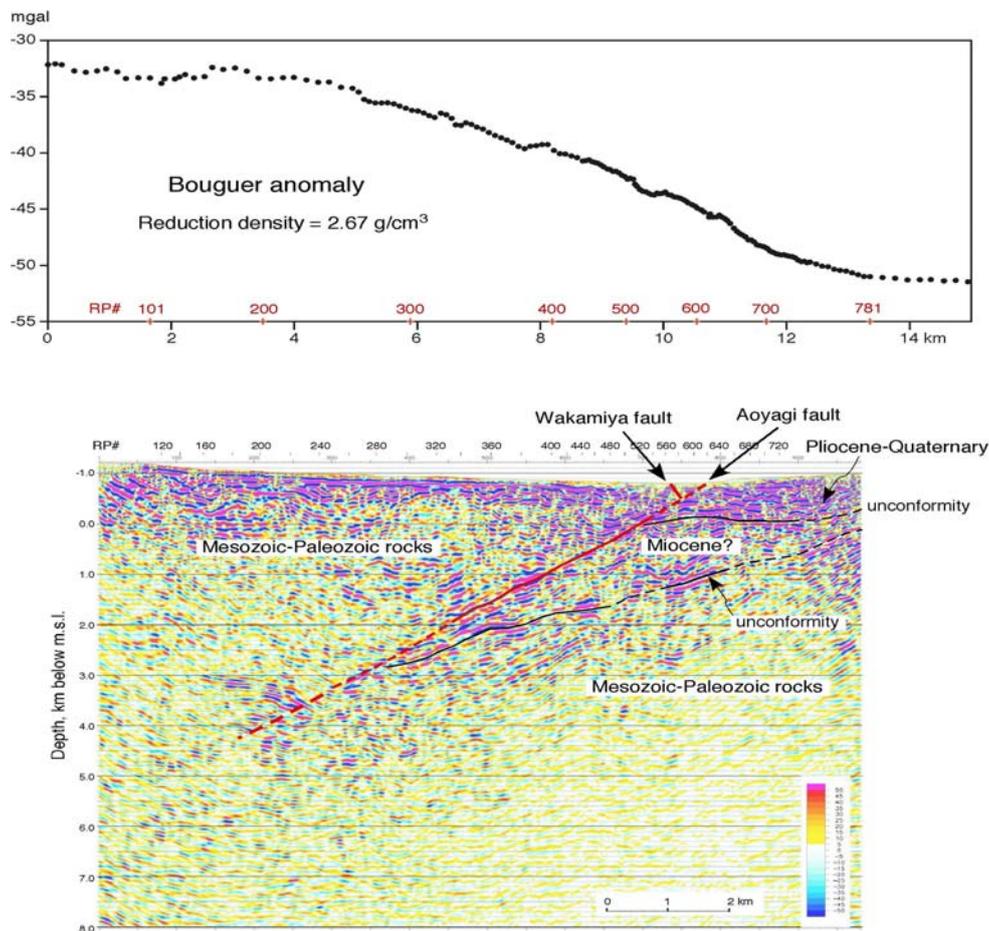


図 2.1.1-18 富士見測線に沿う重力異常 (上図) と地質構造の解釈 (下図)

### 3) 結論ならびに今後の課題

観測された重力異常のパターンは、反射法探査データを解釈する上で、あるいは反射法探査データの解釈が妥当か否かを検証する上で、重要な拘束を与える。

#### (d) 引用文献

- 1) 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫、1986、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.
- 2) Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu'ura, R. S., and Wada, K., 1986, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474.
- 3) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史、2003、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.
- 4) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史、2004、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.
- 5) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史、2005、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.
- 6) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T., 2004a, 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.
- 7) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T., 2004b, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan: strike-slip faulting on an inclined fault, *Earth Planets Space*, **56**, 1315-1321.
- 8) 隈元 崇・池田安隆、1993、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.
- 9) 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、2000、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.
- 10) Matsuta, N., 2002, *Structure and Behavior of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, in Quaternary Time*, Dr. Thesis, University of Tokyo, 155 p.
- 11) 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、2000、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.
- 12) 大久保修平・長沢 工・村田一郎・許 華妃、1990、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.

## (e) 成果の論文発表・口頭発表等

## 1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
Ikeda, Y. Iwasaki, T. Sato, H. Matsuta, N. Kozawa, T	Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan	<i>Earth Planets Space</i> , <b>56</b> , 1315-1321, 2004.	平成 16 年 12 月
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, <b>50</b> , 185-190, 2005	平成 17 年 3 月

## 2) 口頭発表、その他

発 表 者	題 名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
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 2003 年会 合同大会 (予稿集, S075-002)	平成 15 年 5 月
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 2004 年会 合同大会 (予稿集, S053-013)	平成 16 年 5 月
Ikeda, Y. Iwasaki, T. Sato, H. Matsuta, N. Kozawa, T	Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan: strike-slip faulting on an inclined fault	<i>“The Second International Symposium on Slip and Flow Processes in and below the Seismogenic Region”</i> , University of Tokyo	平成 16 年 3 月

## 2.1.2 電磁探査

### (1) 調査観測の内容

(a) 課 題 電磁探査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東京工業大学火山流体研究センター	教 授	小 川 康 雄
東京工業大学理学部地球惑星科学科	教 授	本 蔵 義 守

(c) 調査観測の目的

諏訪湖を挟んだ2地域において、糸魚川－静岡構造線断層帯を横断する測線で広帯域 MT法探査を行い、比抵抗構造を解析することによって、断層の形状や性状を明らかにする。測線は反射法・重力測線と同様とし、地震学的な情報と補完的な構造を解明する。

### (2) 平成14～16年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成14～16年度は次の各項目を実施した。

1) 牛伏寺断層の形状や性状を解明するために、広帯域 MT 法調査を行なった。平成14年度は、断層を横断する測線長 4km28 測点の観測を実施し、断層周辺の深度 5km 程度までの構造を解明した。平成16年度は、断層の深部構造を解明するため、測線長 45km28 測点の観測を実施し、深度 25km 程度までの構造を解明した。

2) 釜無川断層帯の青柳断層および若宮断層について、その形状や性状を解明するために、広帯域 MT 法調査を行なった。平成15年度は、断層を横断する測線長 5km28 測点の観測を実施し、断層周辺の深度 5km までの構造を解析した。平成16年度は、断層の深部構造を解明するために、測線長 50km28 測点の観測を実施し、深度 25km 程度までの構造を解明した。

(b) 牛伏寺断層の電磁探査

1) 調査観測の実施方法

平成14年度は、図 2.1.2-1 の MT2002 測線において牛伏寺断層を横切る広帯域 MT 観測を実施した。観測点の詳細な位置を図 2.1.2-2 に示す。およそ 200m おきに 28 点測点を測線上に配置し、分解能の高い構造探査を試みた。これまで糸魚川－静岡構造線断層帯北部で行われている広域的な MT 観測 (Ogawa et al., 2002, 2004) に比べると観測点間隔が短い。調査地域は人工ノイズが強いため、ファー・リモート・レファレンス方式とし、遠方参照観測点を 40km 東方 (長野県長門町長門牧場) に設けた。各観測点では、2 日間にわたりデータを取得した。測点によっては 100Hz から 0.01Hz まで良好なデータを取得できたが、全測点で使用できるのは、100Hz から 1Hz までである。この周波数

帯域では、およそ深度 5km まで探査できる。また、テンソル分解によって構造の走向を、N15°W と決定した後に、TE および TM 両モードを使い、2次元モデル解析(Ogawa & Uchida, 1996) を行った。

平成 16 年度は、深部構造の解明のため、図 2.1.2-1 のように、40km の測線で 28 観測点で広帯域 MT 観測を行った。各観測点では、4 日間の測定を行った。平成 14 年度に比べて倍の時間測定を行なったのは、良質な低周波数データを取得するためである。今回もファー・リモート・レファレンス方式としたが、遠方参照観測点を鹿児島県に設けた。しかしながら、特に測線の西半分では、人工的な電磁ノイズが強く、1 Hz 以下のデータ取得が困難な観測点が多く存在した。解析には周波数 100Hz から 0.01Hz までのデータを解析に使用した。テンソル分解によって走向を N7.5°W と決定した後に、2次元解析を行い、深度 25km 程度までの比抵抗構造を求めた。

## 2) 調査観測の成果

平成 14 年度の断層周辺の調査に結果について図 2.1.2-3 に示す。当初、牛伏寺断層の破碎帯が低比抵抗異常を示すことが期待されたが、牛伏寺断層は、深度 1km までは高比抵抗を示す。それより深部では、調査域全体に東落ちの低比抵抗異常が見える。この低比抵抗異常はその西側で顕著である。さらに深部（深度 2km）では断層直下で高角度の不連続構造を呈する可能性がある。この結果は、調査域の 3km 南方で行なわれたボーリング調査と電気探査（小村ほか、2003）と対比することができる。防災科研によって 700m のボーリング調査および深度 1km までを対象とした電気探査・電磁探査実験が行われているが、われわれの結果は、1km 以浅においてこれらと調和的である。本研究では、小村ほか(2003)でその上面が捉えられた低比抵抗異常について、そのより深部までの広がり突き止めたことになる。この低比抵抗は、牛伏寺断層の西方にある東落ちの逆断層（松本盆地東縁断層の南方延長）によって形成された可能性がある。Ikeda et al (2004)による反射法地震探査（図 2.1.2-1 の seismic profile 2002）でも、東落ちの構造があり、対応させることができる。Ikeda et al. (2004)では、この東向きに深くなる層を松本盆地を埋めた第四紀の堆積物と考えている。また、2002 年 10 月に発生した群発地震の震源は、牛伏寺断層よりも東側の深度 1-2.5km に決まる（酒井、私信）が、比抵抗モデルでは、低比抵抗層が東側に途切れる構造境界に対応する位置にあたる。

平成 16 年度の結果を図 2.1.2-4(上)に示す。この解析では牛伏寺断層直下の深度 5km を中心とした顕著な低比抵抗異常が見られる。平成 14 年度に測線の左半分に見えていた構造（図 2.1.2-3）が、広域的な構造探査から確認された。図 2.1.2-4(下)には、気象庁の一元化震源カタログに基づいて、測線に沿った震源分布を示す。これによると、牛伏寺断層直下の低比抵抗の周辺で地震が発生している。上述の酒井私信にあったように、糸静では速度構造の側方変化が大きく、さらに震源が浅くなると、低比抵抗体の上方になる可能性もある。

### 3) 結論ならびに今後の課題

2次元構造解析の結果は以下が判明した。(1) 牛伏寺断層自体は、低比抵抗異常を示さないの、破碎帯は発達していないと考えられる。(2) 深度 1km 程度になると、東落ちの低比抵抗異常が顕著になる。これは調査域の西部から東に落ちる断層に関連した構造である可能性がある。(3) 2002 年 10 月の群発地震の震源は本測線の約 3km 南東にあるが、本測線に投影すると、東落ちの低比抵抗層が深度 2km 付近で途切れてくる構造境界に対応する位置にあたる。(4) 広域的な深部構造の探査結果からは、牛伏寺断層直下の深度 5km に低比抵抗異常が存在していることが確認された。最近の地震活動はこの周辺に発生している。

#### (c) 釜無川断層帯の電磁探査

##### 1) 調査観測の実施方法

平成 15 年度に、図 2.1.2-1 の MT2003 測線において、広帯域 MT 法探査を行なった。断層を横断するように、おおよそ 200m おきに 28 点測点を測線上に配置し、空間分解能の高い構造解析を試みた。詳細な観測点位置を図 2.1.2-5 に示す。調査地域は人工ノイズが強いため、ファー・リモート・レファレンス方式とし、遠方参照観測点を 30km 北方(長野県長門町長門牧場)に設けた。各観測点では、2 日間にわたりデータを取得し、リモートレファレンス処理をおこない、ノイズを軽減した。測点によっては 100Hz から 0.01Hz まで良好なデータを取得できたが、全測点では 100Hz から 1Hz までが使用できる品質である。この周波数帯域では、おおよそ深度 5km まで探査できる。100Hz から 1Hz の周波数帯では推定された走向 N30°W であり、地表の断層トレースにも整合的である。この走向について、再度テンソル分解し、2つの電磁モードの応答を求めた。さらにそれらを 2次元解析コード(Ogawa and Uchida, 1996)を使って、モデル解析を行なった。データのばらつきが大きいので、解析にあたっては、見掛比抵抗のエラーフロアを 20%、位相のエラーフロアを 12 度と仮定し、rms は 1.94 に収束した。

平成 16 年度は、深部構造の解明のため、図 2.1.2-1 のように、40km の測線で 28 観測点で広帯域 MT 観測を行った。各観測点では、4 日間の測定を行った。平成 14 年度に比べて倍の時間測定を行なったのは、良質な低周波数データを取得するためである。今回もファー・リモート・レファレンス方式としたが、遠方参照観測点を鹿児島県に設けた。しかしながら、解析には周波数 100Hz から 0.01Hz までのデータを解析に使用した。ここで、周波数 1Hz 以上では、地表の断層と調和的な N30°W の走向が得られるが、1Hz 以下ではむしろ走向は N0°W に近づく。平成 16 年度は深部構造に注目するため、1Hz 以下のデータについて走向を N0°W として解析することとした。2次元解析を行い、深度 25km 程度までの比抵抗構造を求めた結果を図 2.1.2-7 に示す。

##### 2) 調査観測の成果

図 2.1.2-6 に平成 15 年度の断層近傍の 2次元比抵抗モデル解析結果を示す。青柳断層よりも東側の八ヶ岳西麓では、断層を境として比抵抗基盤が急激に深くなる。高比抵抗基盤より上位の低比抵抗は、火山性砕屑物であると考えられる。青柳断層の地表下数 1km 程度までは基盤が南西落ちの傾向を示し、若宮断層より西側では逆に北東落ちの傾

向がある。しかしながらサンアンドレス断層 (Unsworth et al., 1999) のように断層自体の破碎帯が低比抵抗異常を示すことはない。測線西端の深度 2-3km には、低比抵抗が存在する。これは、反射法地震探査で青柳断層の深部延長として見られる reflective 層 (池田ほか, 2004) に対応し、断層深部の流体に富む破碎帯に対応する可能性がある。

図 2.1.2-7 に平成 16 年度の観測に基づく 2 次元モデルを示す。ここでは 1Hz 以下の低周波数データのみを用い、かつ走向が N0°W であるため、浅い構造については、図 2.1.2-6 と異なる。青柳断層より東側に深度 5km まで基盤が深くなる構造が見られるが、これは八ヶ岳火山の基盤構造を表していると思われる。測線の西側の深度 10km 以深に顕著な低比抵抗異常 (C2) がある。気象庁の 1 元化震源を投影すると、地震が C2 の上に集中することがわかる。このような地震の発生と地殻深部の低比抵抗異常との関係はすでに、Ogawa et al. (2001, 2002), Mitsuhashi et al. (2001), Ogawa & Honkura (2004) でも指摘されているが、流体の分布が関連していると思われる。

### 3) 結論ならびに今後の課題

2 次元解析の結果以下が判明した。(1)断層自体は低比抵抗異常を示していない。(2)青柳断層の地下 1km 付近に基盤の高まりがあり、逆断層による変位と調和的なセンスにある。(3)測線西端の深度 2-3km の低比抵抗異常は、反射法地震探査で青柳断層の深部延長に存在する reflective な層に対応している。(4)地殻下部深度では、糸魚川-静岡構造線が、鉛直に近い境界となり、西側の下部地殻が低比抵抗を示している。

断層の形状そのものや破碎帯を比抵抗構造から直接推定することは、容易ではない。しかしながら、断層周辺の地殻構造の不均質、特に下部地殻の流体の不均質構造を解明することはできた。さらに、地震波速度構造や散乱波などを併用して、断層深部の構造について、情報を高度化することが重要である。

### (d) 引用文献

- 1) Ikeda Y., and N. Yonekura, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, Bull. Geogr., Univ. Tokyo, 18, 49-63, 1986
- 2) 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, 56, 1315-1321, 2004.
- 3) 池田安隆、岩崎貴哉、佐藤比呂志、松多信尚、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)、S053-013, 地球惑星科学関連学会合同大会 2004 年大会、2004.
- 4) Mitsuhashi, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida, Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophysical Research Letters, 28, 4371-4374, 2001.

- 5) 小村健太朗、池田隆司、松田達生、水落幸広活断層ドリリングによる断層構造の研究—牛伏寺断層近傍の地殻応力, 岩盤、比抵抗構造, 地球惑星圏学会合同大会 2003 年大会、S076-003, 2003
- 6) Ogawa Y. and Y. Honkura, Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, Earth Planets Space, 56, 1285-1291, 2004.
- 7) Ogawa, Y. and T. Uchida, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, 126, 69-76, 1996.
- 8) Ogawa, Y., S. Takakura, and Y. Honkura, Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation, Earth Planets Space, 54, 1115-1120, 2002.
- 9) Ogawa Y., M. Mishina, T. Goto, H. Satoh, N. Oshiman, T. Kasaya, Y. Takahashi, T. Nisitani, S. Sakanaka, M. Uyeshima, Y. Takahashi, Y. Honkura, and M. Matsushima, Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquakes zones, NE Japan back arc, Geophysical Research Letters, 28, 3741-3744, 2001.
- 10) 奥村晃司・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉、糸魚川—静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査、地震第 2 輯, 46, 425-438, 1994.
- 11) Unsworth M, Egbert G, Booker J, High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in central California, J.Geophys. Res., 104 (B1), 1131-1150, 1999.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
小川康雄・本蔵義守	牛伏寺断層の構造探査、CA 研究会、宇治、2002. 12	Conductivity Anomaly 研究会、京都大学、宇治	平成 14 年 12 月 25 日
小川康雄・本蔵義守	糸魚川—静岡構造線断層帯の電磁探査—牛伏寺断層と釜無川断層帯について、	地球惑星科学関連学会合同大会 2004 年大会	平成 16 年 5 月 11 日
小川康雄	電磁気で見た糸魚川—静岡構造線	第 157 回地震予知連絡会 トピックス講演	平成 16 年 5 月 17 日
小川康雄	地震発生領域と比抵抗構造 [レビュー]	CA 研究会 東京大学地震研究所	平成 16 年 12 月 21 日

小川康雄・ 本蔵義守	糸魚川－静岡構造線の MT 探 査－釜無川断層帯	2005 年地球惑星関連学会合同 大会	平成 17 年 5 月 23 日
---------------	-----------------------------	------------------------	---------------------

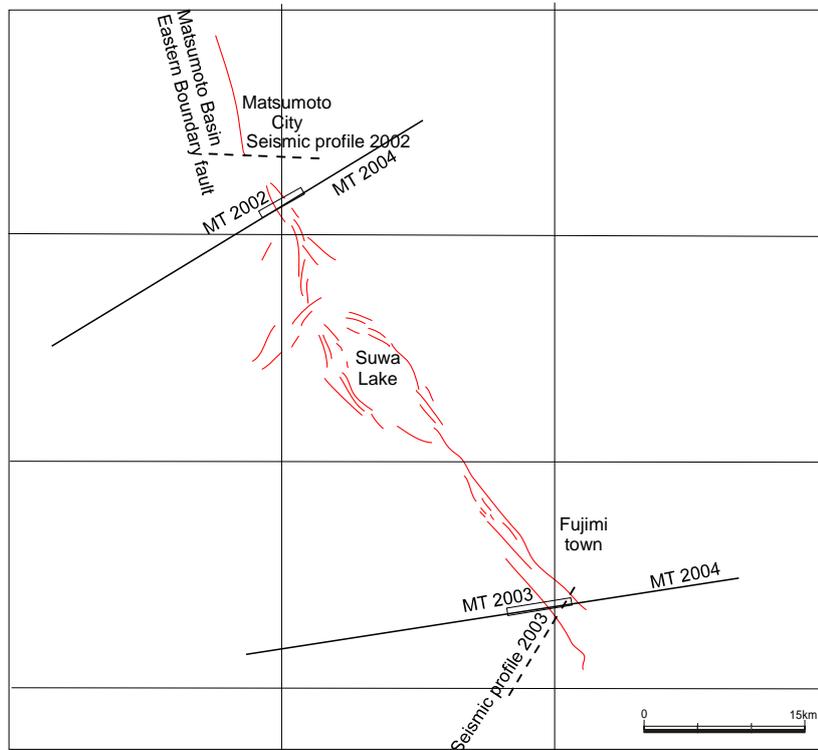


図 2.1.2-1 牛伏寺断層と釜無側断層帯を横切る MT 測線の位置。反射法地震探査測線を破線で示す。

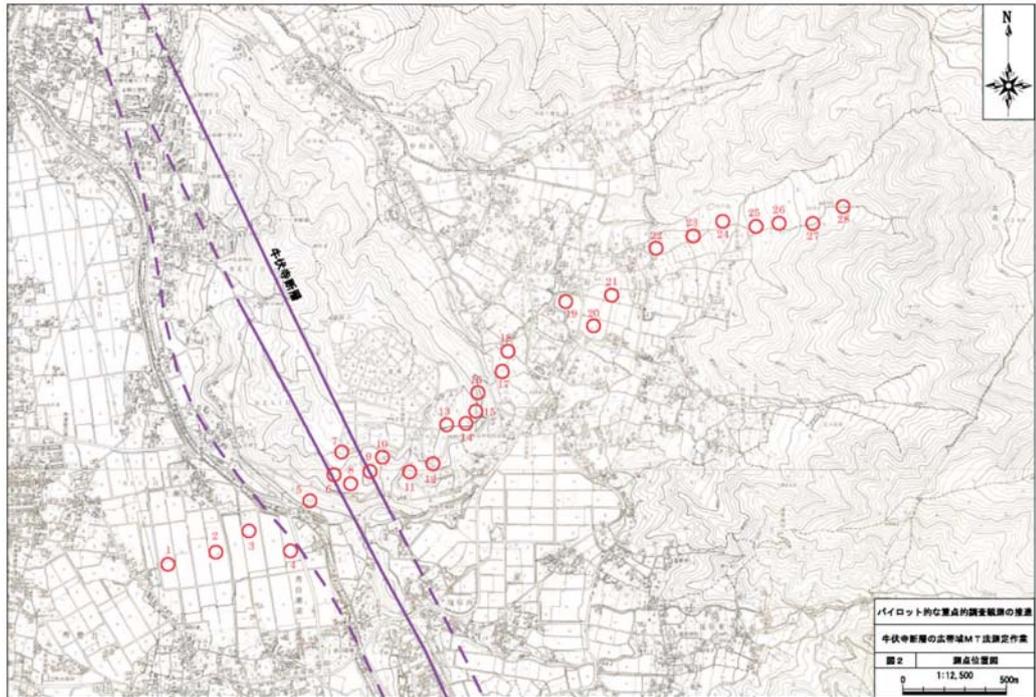


図 2.1.2-2 牛伏寺断層を横切る MT 観測点の配置

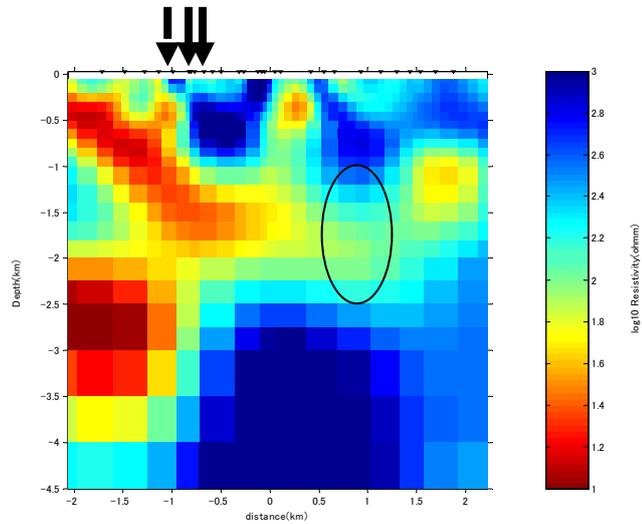


図 2.1.2-3 2次元解析によって得られた比抵抗モデル。断面の左が西。縦横比 1:1。比抵抗のスケールは常用対数値。楕円は、酒井（2002, 私信）による 2002 年の群発地震の震源のおおよその位置

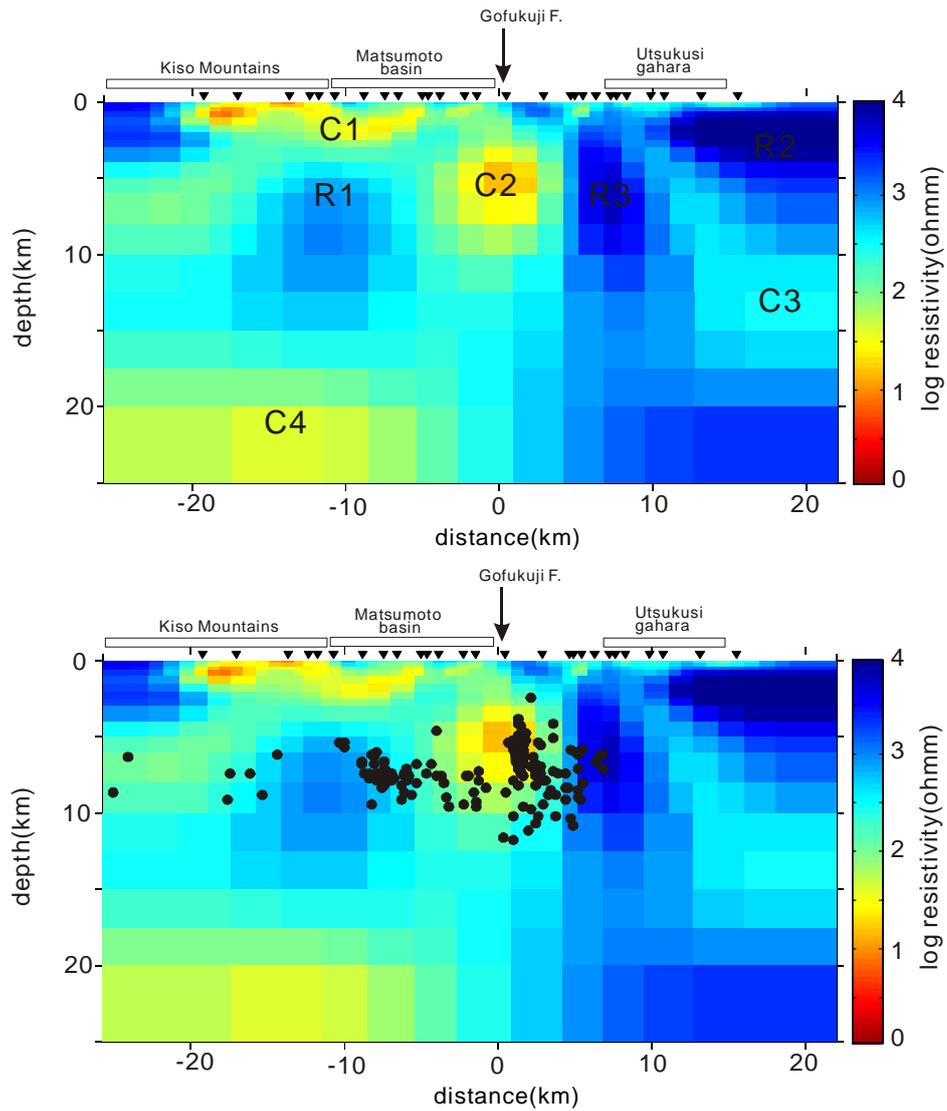


図 2. 1. 2-4 牛伏寺断層周辺の広域 MT データによる 2 次元比抵抗モデル。縦横比 1:1。  
比抵抗のスケールは常用対数値。震源は気象庁による一元化震源。震源は、MT  
測線から幅 5km 以内のものについて、解析に用いた走向に直交する方向に投影  
してある。

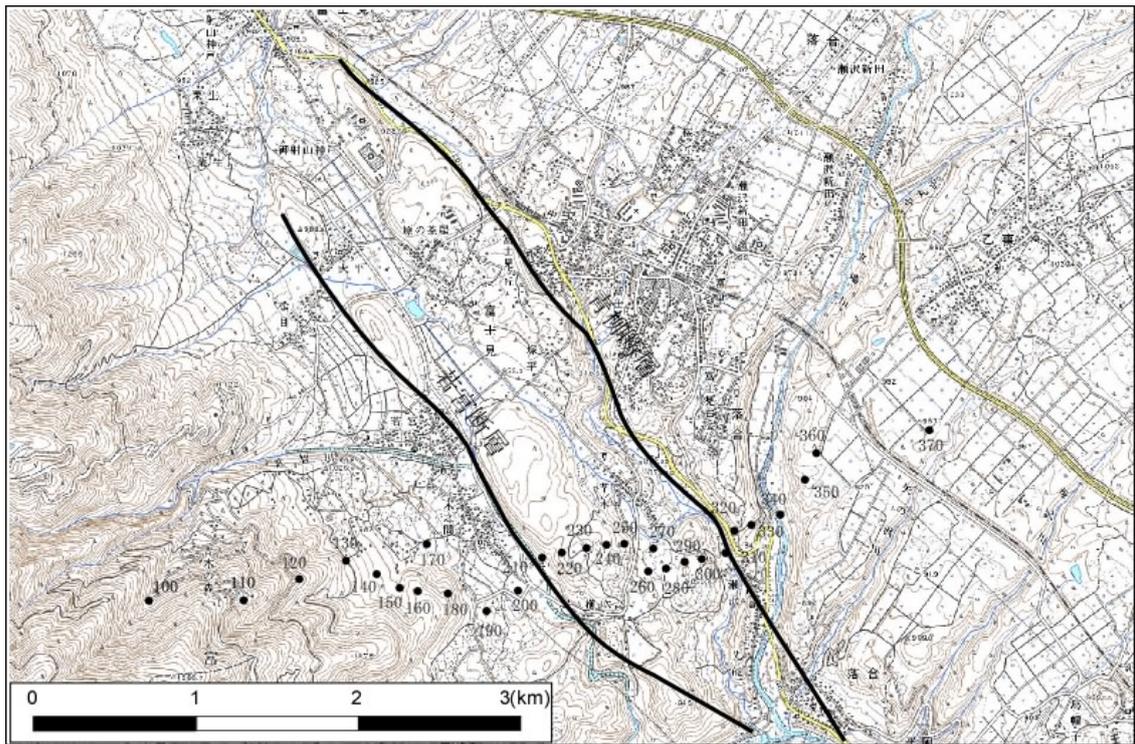


図 2.1.2-5 釜無川断層帯を横切る MT 観測点の配置

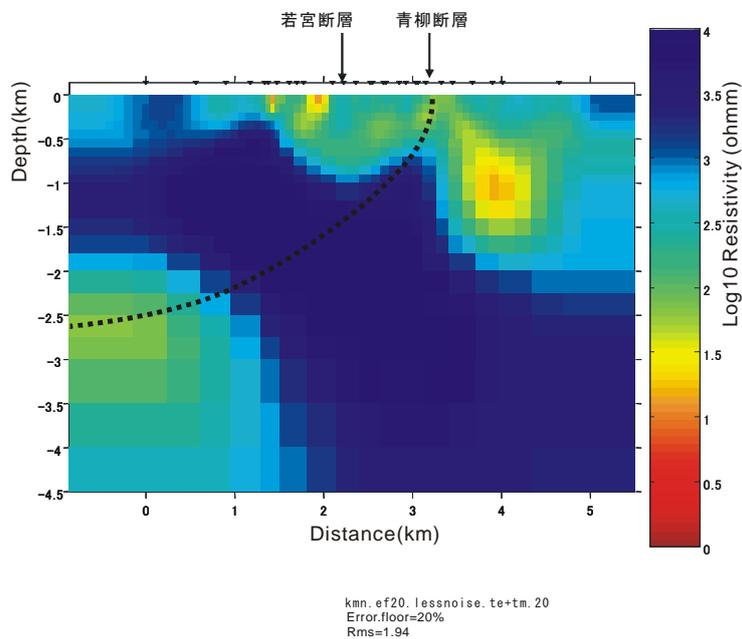


図 2.1.2-6 2次元解析によって得られた比抵抗モデル。断面の左が西。縦横比 1:1。比抵抗のスケールは常用対数値。点線は、反射法地震探査（池田ほか、2004）によって推定されている青柳断層の深部形状

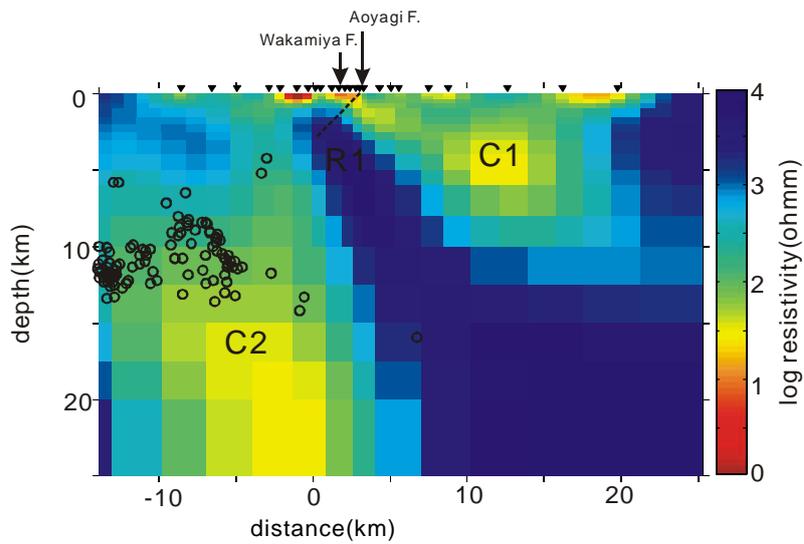


図 2. 1. 2-7 釜無川断層帯周辺の広域 MT データによる 2 次元比抵抗モデル。  
 縦横比 1:1。比抵抗のスケールは常用対数値。震源は気象庁による一元化震源。  
 震源は MT 測線から幅 5km 以内のものについて、解析に用いた走向に直交する  
 方向に投影してある。