

3. 3. 1 断層帯周辺における自然地震観測（長期機動観測）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における自然地震観測（長期機動観測）

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	総括主任研究員	小原一成
独立行政法人 防災科学技術研究所	任期付研究員	浅野陽一
独立行政法人 防災科学技術研究所	任期付研究員	武田哲也
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員（研究員型）	三好崇之
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	汐見勝彦
独立行政法人 防災科学技術研究所	任期付研究員	松原 誠
独立行政法人 防災科学技術研究所	任期付研究員	関根秀太郎
独立行政法人 防災科学技術研究所	総括主任研究員	堀 貞喜

(c) 業務の目的

パイロット的な重点的調査観測で整備した5観測点のデータ転送の形態を高感度地震観測網（Hi-net）に準拠させることによって、データ転送コストの削減とデータ処理の利便性向上を図る。また、地震観測点を毎年度3点ずつ新設し、震源決定精度の向上を図る。

(d) 5ヵ年の年次実施計画

1) 平成17年度：

パイロット重点観測による5観測点を気象庁から防災科学技術研究所（以下、「防災科研」）に移管した。また、計器深度が50mの長期機動観測点を3点新設した。さらに、これらの観測点からのデータと防災科研Hi-netのデータとの併合処理を行えるよう、データ処理システムを整備した。

2) 平成18年度：

計器深度が50mの観測点を3点新設するとともに、前年度までに整備した観測点の維持管理を行った。また、蓄積されたデータからやや広域の地震波速度構造を推定し、断層帯に沿った構造の地域性を明らかにした。

3) 平成19年度：

計器深度が50mの観測点を3点新設するとともに、前年度までに整備した観測点の維持管理を行った。また、蓄積されたデータを用いた高精度震源決定と応力逆解析を行った。

4) 平成20年度：

計器深度が50mの観測点を4点新設するとともに、前年度までに整備した観測点の維持管理を行った。また、蓄積されたデータを用いた地震波速度構造解析と

S コーダ波解析を行った。

5) 平成 21 年度：

計器深度が約20～50m程度の観測点を2点新設するとともに、前年度までに整備した観測点の維持管理を行う。

(e) 平成 20 年度業務目的

糸魚川－静岡構造断層帯（以下、「本断層帯」）の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれた領域は、地震活動度が比較的高い領域である。この領域に4観測点を新設して観測点間隔を約10 kmとすることによって、それらの断層帯周辺で発生する浅発微小地震の震源決定精度の向上を図る。また、前年度までに整備した観測点の維持管理を行うとともに、データの蓄積や公開を行うことによって研究基盤を提供する。さらに、蓄積されつつあるデータから地震波速度構造解析とS コーダ波解析を実施し、本断層帯周辺の地震学的構造の詳細に明らかにする。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 断層帯周辺域における観測網の整備と運用

計器深度が 50mの孔井地震観測点を本断層帯の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれた領域の4箇所（長野県白馬村神城〔観測点名：白馬神城〕、小川村瀬戸川〔同：小川瀬戸川〕、長野県大町市社〔同：大町社〕、および長野県筑北村東条〔同：筑北東条〕）に新設し、Hi-net に準じたデータ流通を行い、それらのデータと Hi-net や大学・気象庁の観測点のデータとの効率的な即時併合処理を行った。また、前年度までに整備した観測点の維持管理を行うとともに、それらの観測点のデータ蓄積と公開を行った。

2) 断層帯周辺域における地震波速度構造解析

観測網が十分に整備されつつある 2007 年以降のデータによって地震波速度構造解析を行った。その結果、観測網の整備によって解像度が向上したことが確認できた。この解像度の向上によって、従来の解析結果と比べて速度異常域の分布形状がより明瞭になった。推定された速度構造からは、飛騨山脈の直下に低速度帯が存在し、跡津川断層帯の場合と同様に本断層帯の北端は、この低速度帯の存在が規定している可能性があることが明らかった。

3) 断層帯周辺域における S コーダ波解析

また、地震波の散乱によって励起される S コーダ波のエンベロープ形状の地域性を調べた。その結果、断層帯に沿って発生する地震をその近傍の観測点で観測した記録について、震源経過時間約 15 秒程度までのコーダ波の時間減衰率とその周囲よりも大きいことが明らかとなった。観測されたこの特徴は、本断層帯周辺における地殻内の強い内部減衰によって定性的に説明可能であることがわかった。

(b) 業務の成果

1) 断層帯周辺域における観測網の整備と運用

上述のとおり、平成 20 年度業務においては 4 観測点を新設するとともに、前年度までに整備した観測点の維持管理を行った。5 ヶ年計画の 4 年目にあたる本年度は、本断層帯の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれた領域にその 4 観測点設置した。昨年までの業務によって、この地域では本断層帯の東側で地震活動度が高いことがわかっている。たとえば、神城断層近傍では断層そのもののジオメトリーと異なるような複数の面状の震源クラスターが存在することが、特に詳細な精密震源決定によって明らかになっている。このような解析を本断層帯の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれたやや広い領域においても一様に実施するためには、この地域により高い密度で観測点を配置することによって浅い地震の震源決定精度を向上させることが重要である。そのため、本年度業務では、この本断層帯の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれた領域の白馬村神城〔観測点名：白馬神城〕、小川村瀬戸川〔同：小川瀬戸川〕、大町市社〔同：大町社〕、および筑北村東条〔同：筑北東条〕に観測点を設置した（図 1）。

これらの新設観測点では、人工ノイズの影響を可能な限り避けるために 50m 級観測井を掘削し、その孔底に固有周波数 1 Hz の高感度速度計を設置した。地震計からのアナログ電気信号は地上装置にて A/D 変換され、前述のデータ転送システムによって防災科研の受信部に送られる。地上装置に採用した機種は、前年度までのものと同機種である。この機種は、分解能 24bit、サンプリング周波数 1kHz で A/D 変換した信号のデシメーション処理によって、100Hz サンプリング下で 27bit の高分解能を得ることが可能であるだけでなく、この処理をワークステーションではなく、FPGA（集積回路の一種）によって行うため、装置全体の小型化と省電力化が図られている。この小型化によって地上装置は、従来の Hi-net のような観測小屋ではなく、引き込み電柱に取り付けられた筐体箱内に設置され、観測施設全体としても従来と比べて少ない占有面積での設置が可能である。このような省スペース型の観測施設を採用しているために、観測点の候補地となるような用地の選択肢が少ない場合であっても、滞りなく用地の借用を進めることができた。上述のように 4 観測点を本断層帯の北部と長野盆地西縁断層帯に挟まれた領域に新設したことによって、この地域の観測点間隔は約 15km からほぼ 10 km 以内と向上し、この地域において広く分布する複数の震源クラスターで発生する浅発微小地震の震源を、従来よりも高い精度で決定することが可能になった。

本年度、および前年度までに整備された観測点（表 1）のデータは、防災科学技術研究所に集められた後に Hi-net のデータなどと共に効率的に併合処理され、気象庁や大学を始めとする各機関に転送される。また、防災科研の地震波形処理システムによって、これらのデータに対する地震の検出と震源決定などの解析処理が速やかに行われている。こうした解析結果、たとえば震源決定の結果は、WEB 上で広く公開されるとともに、地震調査委員会や大規模地震対策強化地域判定会を始めとする各種委員会資料にも利用されている。

また、観測データの蓄積も進みつつあり、そのデータは、本断層帯周辺を含むやや広域の地震波速度構造解析や S コード波解析にも活用された（詳細は、次節以降

を参照)。本業務は、このような解析ための良質な基礎データの生産にも大きく貢献することができた。

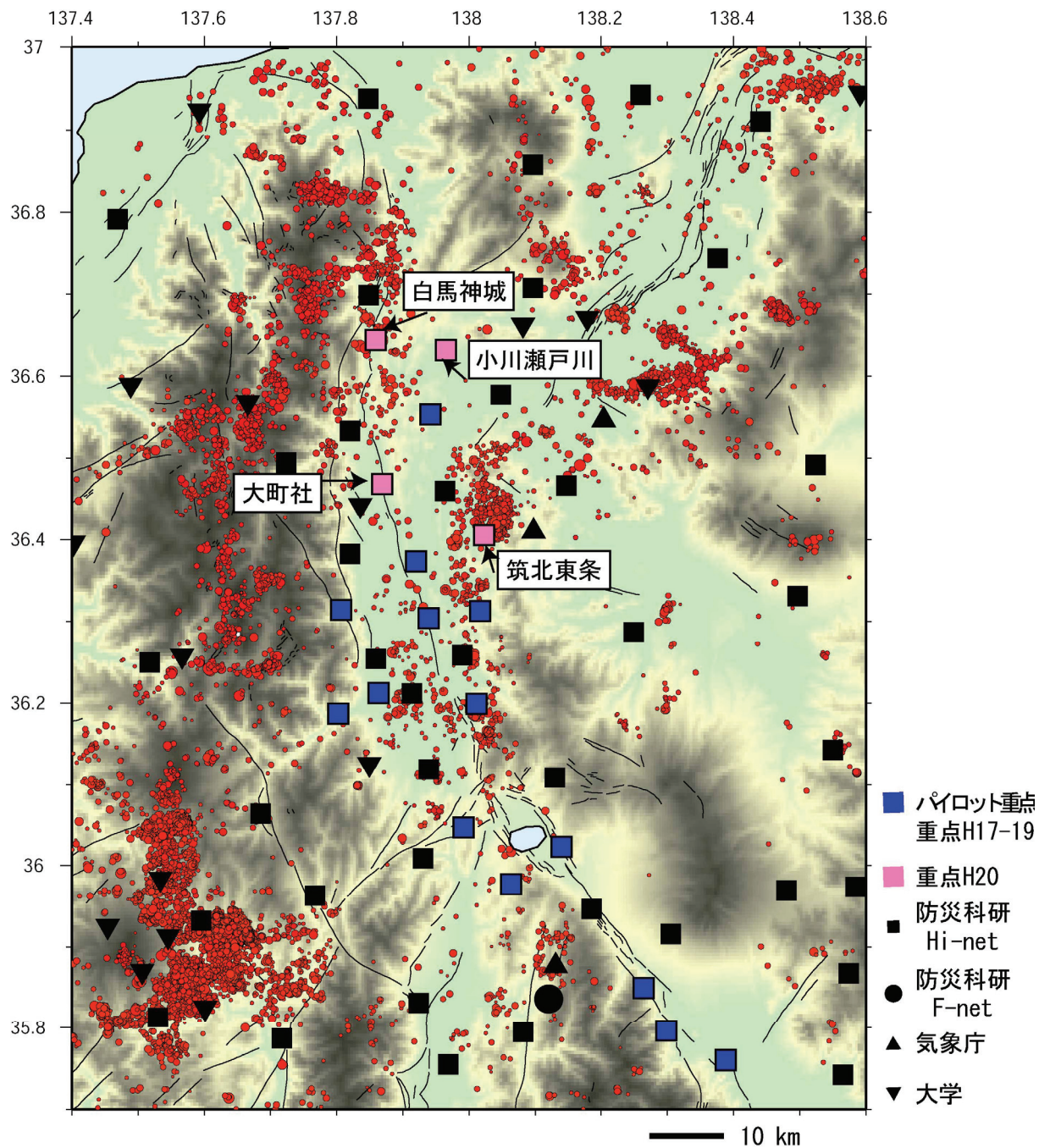


図1 本業務によって整備された観測点の分布

本業務による20年度の整備観測点を桃色四角印で、それ以前の整備観測点を青四角印でそれぞれ示す。それ以外の既設観測点を黒いシンボルで表す。また、2001年2月から2009年2月の期間に発生した浅発地震の震央(防災科研Hi-net手動検測震源)を赤丸印で併せて示す。震源決定にあたり、気象庁、東京大学、名古屋大学、および京都大学の記録を使用した。

表 1 本業務によって整備された観測点（緯度および経度は世界測地系による）

観測点名	読み	観測点 コード	緯度 (度)	経度 (度)	センサ ー標高 (m)	備考
松本赤怒田	まつもとあ かぬた	N. MANH	36. 3127	138. 0167	800	14 年度設置（旧 長野四賀）、 17 年度移管
松本中山	まつもとな かやま	N. MNYH	36. 1987	138. 0122	830	14 年度設置（旧 松本中山）、 17 年度移管
安曇野穂高 牧	あずみのほ たかまき	N. AHMH	36. 3137	137. 8072	982	15 年度設置（旧 長野穂高）、 17 年度移管
信州新信級	しんしゅう しんのぶし な	N. SNBH	36. 5533	137. 9415	705	16 年度設置（旧 信州新町）、 17 年度移管
松本安曇	まつもとあ ずみ	N. MAZH	36. 1868	137. 8030	760	16 年度設置（旧 長野安曇）、 17 年度移管
諏訪四賀	すわしが	N. SSGH	36. 0233	138. 1400	811	17 年度設置
諏訪後山	すわうしろ やま	N. SUYH	35. 9772	138. 0636	965	17 年度設置
辰野小野	たつのおの	N. TONH	36. 0467	137. 9917	889	17 年度設置
北杜白州南	ほくとはく しゅうみな み	N. HQSH	35. 7974	138. 2982	724	18 年度設置
北杜白州北	ほくとはく しゅうきた	N. HQNH	35. 8501	138. 2644	1103	18 年度設置
韮崎円野	にらさきま るの	N. NRSH	35. 7604	138. 3874	534	18 年度設置
松本和田	まつもとわ だ	N. MWDH	36. 2118	137. 9140	562	19 年度設置
安曇野豊科	あずみのと よしな	N. ATYH	36. 3036	137. 9390	493	19 年度設置
安曇野明科	あずみのあ かしな	N. AAKH	36. 3726	137. 9203	483	19 年度設置

表 1 つづき

観測点名	読み	観測点 コード	緯度 (度)	経度 (度)	センサ ー標高 (m)	備考
白馬神城	はくばかみ しろ	N. HKKH	36. 6440	137. 8594	750	20 年度設置
小川瀬戸川	おがわせと がわ	N. OSTH	36. 6317	137. 9656	545	20 年度設置
大町社	おおまちや しろ	N. OMYH	36. 4680	137. 8691	690	20 年度設置
筑北東条	ちくほくひ がしじょう	N. CHHH	36. 4022	138. 0208	675	20 年度設置

2) 本断層帯周辺域における地震波速度構造の推定

a) はじめに

平成 17 年度および 18 年度の成果報告書において報告したように、防災科研では、本断層帯周辺域のやや広域の地殻構造を明らかにする目的で、地震波速度構造トモグラフィー解析を行ってきた。パイロット的な重点地震観測によって整備された 5 観測点に加えて、17 年度に始まった本調査観測によって防災科研が整備を進めてきた観測点も 13 点となり、それらのデータは着々と蓄積されつつある。そこで、観測網が充実してからの新たなデータセットによるトモグラフィー解析を行った。

b) 解析・データ

ここでは、従来のデータセットと異なる新たなデータセットによる解析を行った。新規観測点が整備された直後の時期におけるデータ解析においては、全データセットの中に占める新規観測点整備以前のデータが占めるウェイトが大きく、新規観測点によって取得されたデータの貢献度が小さくなりがちであった。そこで、新規観測点が十分に増えた最近 2 年間に発生した地震のデータを使用することによって、新規観測点の貢献が最大限に引き出されるような新たなデータセットを準備した。また、これまでの解析においては、震源の深さが 50km を超えるような地震は利用しなかったが、そのような稍深発地震や深発地震（最深 269km）のデータをも利用した。これにより、深部における波線のカバリッジが改善され、結果として推定される地震波速度構造の解像度も向上することが期待される。また、従来の解析でも使用してきた人工地震探査のデータ（Asano et al., 1969, 爆破地震動研究グループ, 1985, 1986, 1988, 1989, 1994, および Takeda et al., 2004 による 30 発の発破）については、今回の解析においても使用した。

本解析の対象領域を図 2 に示す。この領域内において、2007/1～2008/12 の期間中に Hi-net によって震源決定された地震の数は 3800 個であるが、本解析では、波線密度の局所的な集中を避けるために、それら 3800 個の中から解析に使用する震源を抽出した。具体的には、使用する震源が空間的に一様になるように、領域全体を水平方向に 0.05° 、深さ方向 2 km のブロックに区切り、それぞれのブロック内でマグニチュードが最大となる地震を選んだ。これにより、解析に使用した震源数は 1,264 個となり（図 2）、解析に使用した P 波の読み取りデータ数は 39,661 個となった。地震波速度構造トモグラフィ解析には、Zhang and Thurber (2003) によるコードを使用した。但し、ここでは、Double-Difference（二重走時差）データは使用せず、絶対走時データのみを説明するような地震波速度構造の推定を行った。解析に使用したグリッドは、本断層帯に沿った方向（ $S20^\circ E$ ）とそれに直交する方向（ $N70^\circ E$ ）にそれぞれ 10km 間隔で 23×9 個を配置し、深さ方向には深さ 15km までは 3km 間隔で、それより深い領域では深さ 25km と 40km に配置した。解析に用いた初期速度構造モデルは一次元水平成層構造とし、それぞれの深さにおける速度は表 2 の通りとした。

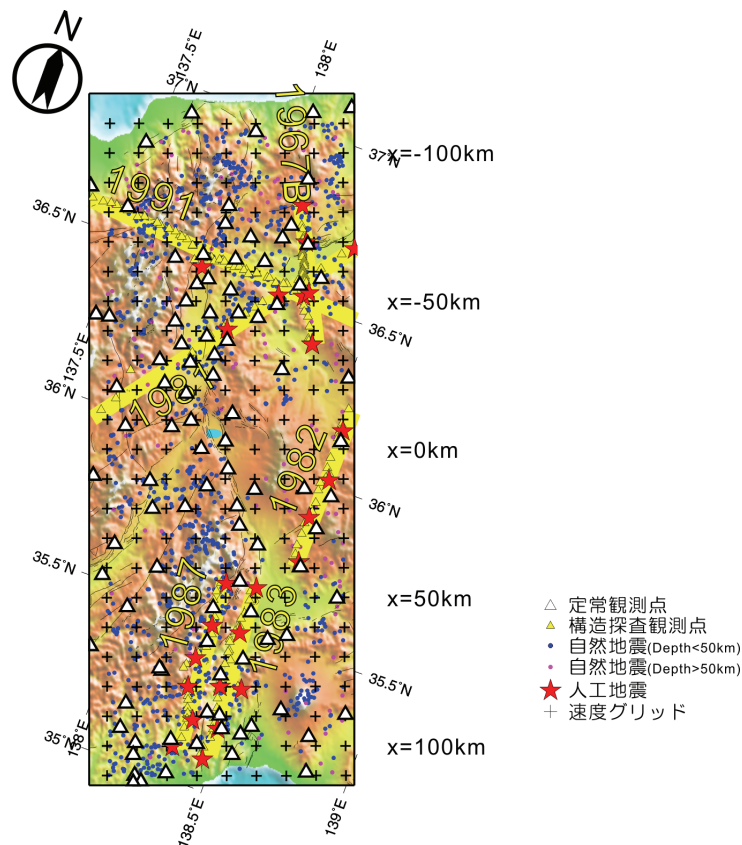


図 2 地震波速度構造解析における解析対象領域

解析に使用した自然地震（1,264 個）を丸印で、人工地震（30 個）を星印で、および、観測点を三角印それぞれで示す。十字印は地震波速度を与えるグリッドポイントを表す。また、黄色い帯で過去の人工地震探査測線の位置を併せて示す。

表 2 初期速度構造モデル

深さ (km)	P 波速度 (km/sec)
0	4.93
3	5.63
6	5.95
9	5.95
12	6.06
15	6.30
25	6.60
40	7.90

c) チェッカーボードテスト

本解析による結果の解像度を評価するためにチェッカーボードテストを行った。テストでは、各グリッドに P 波速度で ± 0.3 km/sec の速度偏差を交互に与えて、速度偏差モデルを作成した。続いて、そのモデルから実際の震源－観測点組み合わせについて、理論走時を計算して、テスト用のデータセットを作成した。このデータセットを用いてトモグラフィー解析を行い、推定された速度構造が速度偏差モデルに対して、どの程度復元されているかを評価した。

テストの結果得られた深さ 0～25 km までの P 波速度 (V_p) 構造を図 3 に示す。図は初期速度構造モデルからの速度偏差 (km/sec) を示す。いずれの深さにおいても、これまでの解析結果 (18 年度報告書) と比較して、速度偏差のパターンがより良く再現されている。これまでも、深さ 6、9、12、および 15 km におけるパターンは比較的良好に再現されていたが、今回の結果においては、深さ 25km の結果が著しく改善した。これは深い震源データを組み込んだことによって、この深さの波線のカバリッジが向上したことによる効果と考えられる。また、本断層帯に沿った領域 (特に諏訪湖周辺や南部地域) における、パターンの戻りがよくなっている。この領域は、本業務によって新規観測点が重点的に整備された地域であり、それらの観測点のデータが解像度の向上に貢献したと言える。一方、これまでの結果では、本断層帯の北部と南部では解像度の違いが顕著であった。具体的には、北部では深さ 6 km でのパターンの戻りが良く、南部では深さ 15 km でのパターンの戻りが良いという特徴が見られた。今回の結果においてもそのような傾向が残っているものの、北部と南部におけるパターン回復状況の差異は小さくなり、本断層帯周辺のほぼ全域にわたって水平方向 10km の解像度が確保されている。すなわち、深さ 0km を除く全ての深さにおいて、本断層帯周辺のほぼ全域にわたる地震波速度の比較が可能であると考えられる。

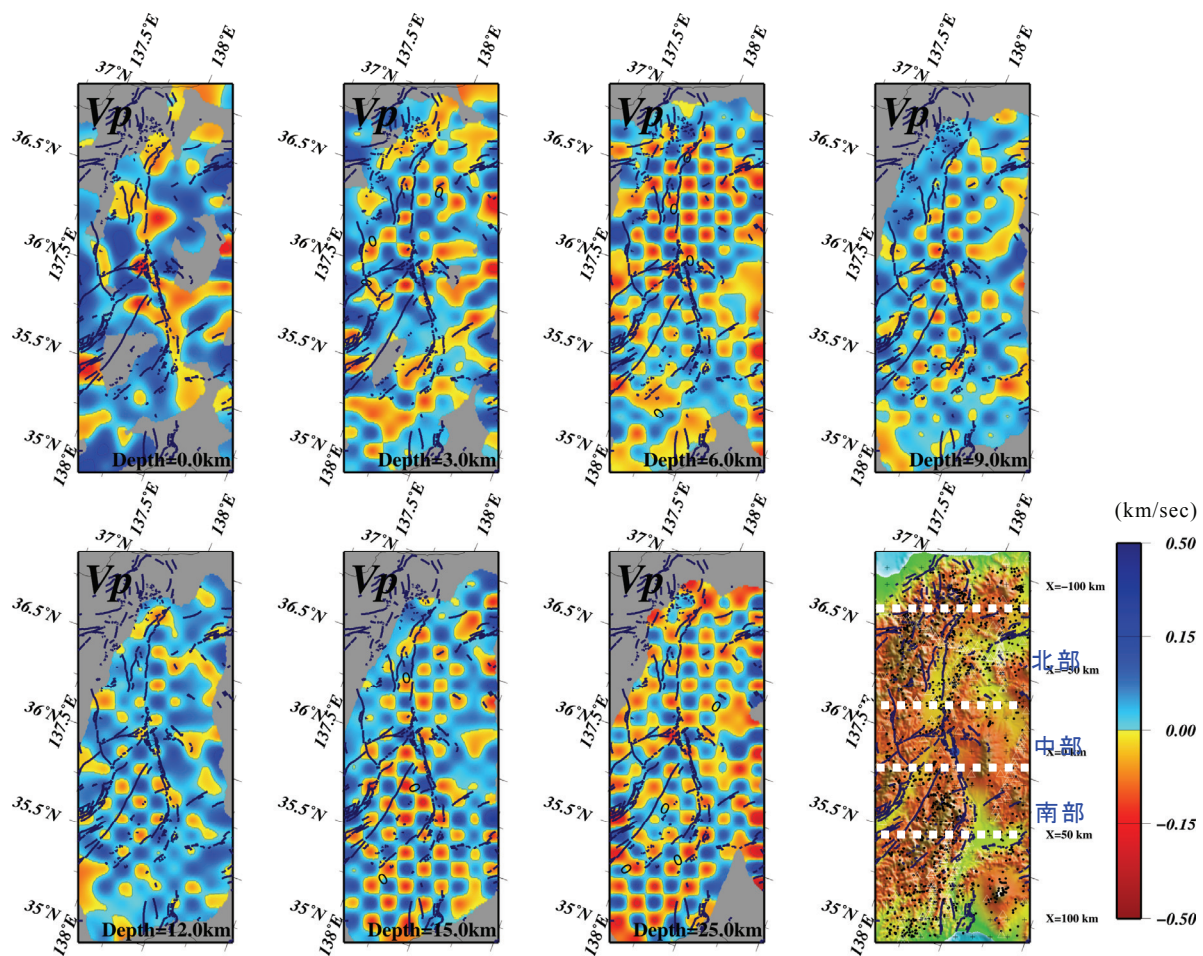


図3 チェッカーボードテストの結果得られた深さ毎のP波速度偏差(km/sec)

(上) 左から順に深さ0、3、6、および9 kmにおける速度偏差、(下) 左から順に深さ12、15、25 kmの速度偏差、および領域図をそれぞれ示す。カラースケールは、初期速度構造モデルからの速度偏差 (km/sec) を表す。領域図中の三角印および黒点は、解析に使用した観測点および震源をそれぞれ示す。

d) 断層帯周辺域におけるP波速度構造

観測データから推定されたP波速度構造を図4に示す。インバージョン解析による速度構造モデルの修正によって、走時のRMS残差は、初期速度構造モデルによる0.561 secから0.145 secへと減少した。結果として推定された本断層帯周辺域における地震波速度構造は、従来の結果と大局的には同様である。しかしながら、今回新たなデータセットを解析したことによって、より詳細な結果が得られた。以下では、本断層帯を北部、中部、および南部の3地域に分けて、それぞれの地域における地震波速度構造の特徴を述べる。

まず、北部域では、従来と同様に深さ0、3、6 kmの速度構造に顕著な低速度帯を確認することができる(領域A)。今回の結果では、その帯は深さ9 kmにおいても明瞭に確認することができ、深さ12 kmにおいて後述の領域Fへとつながっている。この低

速度帯は北東－南西方向に細長い分布形状を示し、その東側にほぼ平行に分布する高速度帯とは、長野盆地西縁断層帯によって画されているように見える。低速度帯の幅は松本盆地では 10km 程度であるが、北にいくに従って広がり、最大で幅 25km 程度に達している。また、深さ方向で見ると、より深いところほどその低速度帯の幅は狭くなる傾向が見られる。

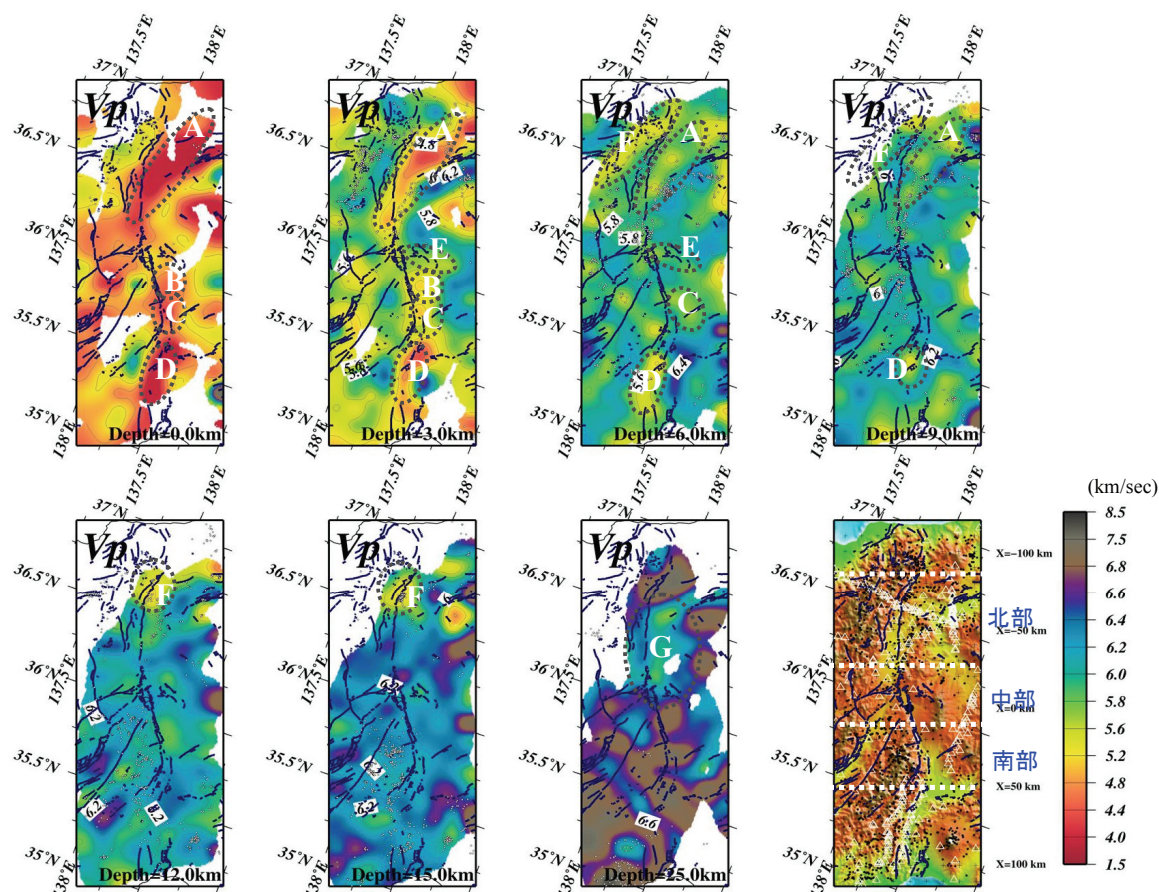


図4 推定されたP波速度構造(V_p)

(上) 左から順に深さ 0、3、6 および 9 km における P 波速度、(下) 左から順に深さ 12、15、25 km の P 波速度、および領域図をそれぞれ示す。カラー・スケールは、P 波速度偏(km/sec) を表す。それぞれの深さから 1.5km 以内で発生した地震の再決定震源(19年度報告書)を灰色丸印で示す。また、領域図中の三角印と黒点は、解析に使用した観測点と震源をそれぞれ表す。

一方、従来から低速度域の存在が指摘されていた領域Fでは、本解析によってその低速度域の形状がより明瞭になった。特に深さ 6 km の速度構造を見ると、この低速度帯はほぼ北東－南西方向に連続し、ほぼ一定の幅を持っている。注目すべきは、この低速度帯が本断層帯の北端とほぼ一致することである。これまでの研究から、飛騨山脈の下には地震波異常減衰域の存在が知られており、部分熔融域の存在が指摘されている(Matsubara et al., 1999)。今回イメージングされた領域Fにおける低速度域は

飛騨山脈に沿って分布し、Matsubara et al. (1999) が推定した地震波異常減衰域とも概ね一致することから、これらは同一のものを見ている可能性が高い。飛騨山脈の西側に存在する跡津川断層帯は、この低速度帯によってその東端を規定されていることから、本断層帯の北端もまた、この低速度帯によって規定されているかもしれない。なお、この領域 F は、浅部(深さ 6 km)とより深部(深さ 12、15 km)では形状が異なっているように見えるため、深さ方向の連続性については今後の検討が必要である。

次に中部域について述べる。この地域においては、北部域から続く低速度域を松本盆地周辺で確認することができるが、その速度は北部域ほど顕著に低い値を示していない。特に、諏訪湖周辺では顕著な低速度域は確認されず、深さ 9 km 以深では低速度域そのものが不明瞭である。一方、深さ 3 km および 6 km においては、諏訪湖から東方に伸びる低速度域が確認できる(領域 E)。この位置は、霧ヶ峰や蓼科山の位置とよい対応を示す。また、深さ 0 km と 3 km においては、諏訪湖南東部に低速度域(領域 B)があり、こちらは八ヶ岳の位置とは対応がよい。

続いて南部域に注目する。この地域においては、本断層帯の東側が周囲よりもやや低速度となっているように見えるが、北部域に見られるほどの顕著な低速度ではなく、その空間的な広がりも限定的である(領域 C)。また、深さ 3 km から 9 km までの速度構造を見ると、本断層帯南端を画するように顕著な低速度域が存在する(領域 D)。これまでの解析結果にもこの低速度域は見られていたが、本解析による結果では、その分布はより狭い領域に限定されている。このように、本断層帯の南端もまた、北端と同様に低速度域によって規定されている可能性がある。

最後に深さ 25 km の速度構造について述べる。従来の解析では深い地震のデータを用いていなかったために、南部域を除いてこの深さにおける解像度は殆どなかったが、初めて信頼性のある構造が推定された。この深さの速度構造で特徴的なのは、諏訪湖から北方に広範囲に広がる低速度域である(領域 G)。この低速度は、最も低速度の領域が断層帯よりも東に位置するとともに、長野盆地西縁断層帯の直下へと続くような 60 km を超える広がりを持つ。今後、この領域 G が断層帯にどのように影響しているのか検討する必要がある。

e) まとめ

今回の地震波速度構造解析の結果、観測網の整備によって解像度が向上したことが確認できた。また深発地震のデータをも使用したことにより、深さ 25 km における解像度が飛躍的に向上した。こうした解像度の向上によって、従来の解析と比べて速度異常域の分布形状がより明瞭になった。推定された速度構造によると、飛騨山脈の下には低速度帯が存在し、跡津川断層帯の場合と同様に本断層帯の北端を規定している可能性がある。

謝辞：使用した人工地震データは爆破地震動研究グループに提供して頂きました。

3) S コーダ波解析による地殻不均質構造の検討

a) はじめに

地震波の波長と同程度かそれよりも短い空間スケールでの地震波速度や密度のゆらぎ（以下では、短波長不均質）は、地震波散乱体として振舞うことが知られている。そのため、走時データによる速度構造トモグラフィーなどからはその検出が困難な破碎領域などのイメージングには、散乱波を使った解析が有効であると期待される。そこで本研究では、散乱された地震波によって構成されていると考えられている S コーダ波のエンベロープ（包絡線）形状の地域性を調べるとともに、そのエンベロープ形状や地域性を説明する短波長不均質構造の簡単なモデル化を試みた。

b) S コーダ波エンベロープの振幅減衰の地域性

地震波の直達波の後に続くコーダ部分は、地下の地震波速度や密度のランダム不均質によって散乱された波によって構成されていると考えられており、コーダ波エンベロープの振幅が時間経過とともに滑らかに単調減少する様子は、一様ランダムな不均質媒質中での一次等方散乱といった単純化されたモデルによって比較的良く説明されている。しかしながら、強い反射体や散乱体が局在する場合には、エンベロープは必ずしも滑らかな減衰曲線を描かずに、ある震源経過時間におけるエンベロープの振幅増大や時間減衰率の変化が観測される場合がある。例えば、Obara and Sato (1988) は、防災科研が関東・東海地方に密に展開した地震観測網（現在は Hi-net に編入）の記録から太平洋プレートの上面での反射 S 波を見出した。また、Obara (1997) は、前述の反射 S 波を含むような S コーダ波エンベロープの形状が、地下の反射面と地表での反射を考慮した一次等方散乱モデルによって説明されることを示した。このような振幅増大や時間減衰率の変化を引き起こすような、顕著な反射面や散乱体の空間分布を広域にわたって調べるために、ここでは、Hi-net および本業務によって整備された観測点、およびその周辺の Hi-net 観測点について、浅発地震の S コーダ波エンベロープの形状を調べた。

本解析では、上述の観測点から震央距離 30km 以内で発生した M1.5~3.0 の浅発微小地震について、バンドパスフィルタ（通過帯域 4 - 8 Hz）を通した 3 成分速度記録から平均二乗振幅エンベロープ（以下では、単にエンベロープと呼ぶ）を合成し、震源経過時間 50~60 秒の間の平均二乗振幅によってコーダ規格化を行った。さらに、各観測点におけるエンベロープ形状の大局的な特徴が見やすくなるよう、同一観測点で観測された複数の地震のエンベロープについて対数平均をとり、観測点平均エンベロープを合成した。また、顕著な反射波や散乱波の到達にともなうエンベロープ振幅の増大を容易に検出するために、観測点平均エンベロープの振幅の時間減衰率を幅 5 秒の時間窓で評価した（図 5）より具体的には、時間窓内における対数振幅の時間変化に一次関数をフィットし、その傾きの符号を逆転させたものを時間減衰率と定義した。

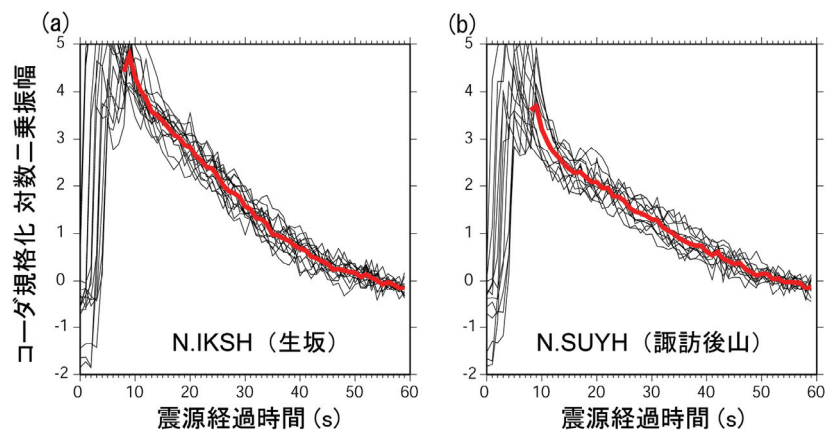


図5 エンベロープ記録の例

(a) 生坂観測点および (b) 諏訪後山観測点について、コード規格化を行った平均二乗振幅エンベロープ（黒実線）および観測点平均エンベロープ（赤実線）の対数をそれぞれ示す。

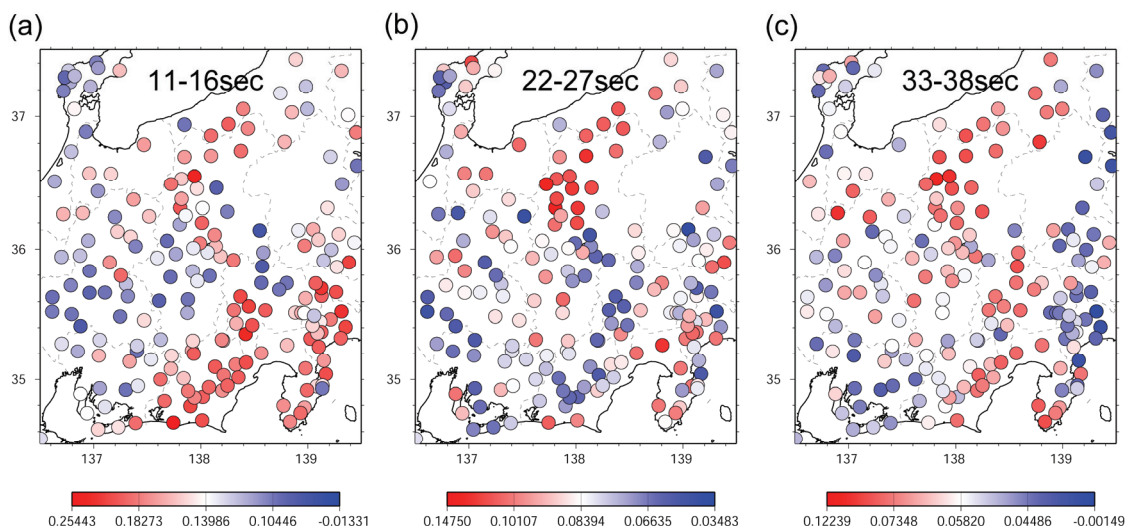


図6 観測点平均エンベロープの時間減衰率

(a) 震源経過時間 11～16 秒後、(b) 22～27 秒後、および (c) 33～38 秒後の 5 秒間における観測点平均エンベロープの時間減衰率を観測点の位置にカラースケールで示す。

このようにして評価された時間減衰率を図6に示す。以下では、それらのエンベロープに見られる特徴とその地域性について述べる。まず、直達S波到達直後の震源経過時間 11～16 秒後の 5 秒間のエンベロープ振幅の時間減衰率（図6(a)）を見ると、大局的には本断層帯に沿った領域とそれにつながる静岡県全域で大きな時間減衰率が見られる。また、22～27 秒後の 5 秒間（図6(b)）においては北部フォッサマグナに対応して、さらに、33～38 秒後の 5 秒間（図6(c)）においては火山

フロントの背弧側に、それぞれ時間減衰率が大きな領域が分布する。それぞれの震源経過時間のエンベロープ振幅は対応する一次散乱殻内の不均質構造を反映するため、より遅い時間帯のエンベロープ振幅ほど、より深部の構造の情報を有していると考えられる。しかしながら、このようなエンベロープ振幅の時間変化率を説明する不均質構造モデルの推定は必ずしも容易ではない。例えば、散乱が弱い場合の良い近似として知られている一次散乱理論によれば、空間一様なランダム不均質媒質の散乱が強いほどコーダエンベロープの時間減衰率は大きいことが期待される。しかしながら、多重散乱理論から期待されるコーダエンベロープの時間減衰率は散乱が強いほど小さく、逆センスとなる。これは、エンベロープ振幅そのものについては、一次散乱理論は多重散乱理論の近似解であるが、それぞれを時間微分したものは近似解ではないことによる（干場、2001）。すなわち、エンベロープモデリングが比較的容易な一次散乱理論の適用は、ここでは困難であることを意味する。そこで以下では、簡単な不均質構造モデルながらも、一次散乱理論よりも厳密な多重散乱理論に基づいて、断層帯周辺域に局在するコーダエンベロープの大きな時間減衰率（図 6(a)）を説明するような不均質構造モデルを検討する。

c) モンテカルロシミュレーションによるエンベロープモデリング

上で述べたように、直達 S 波到達直後の震源経過時間 11~16 秒後の 5 秒間におけるエンベロープ振幅の時間減衰率は、本断層帯に沿った幅約 20~40 km 程度の領域のみで大きく、その外では小さい。このことは、地震および観測点が、ともに散乱強度や内部減衰の異常域内に位置する場合にのみ、時間減衰率が大きくなることを示す。このような時間減衰率の地域性を説明するために、図 7 のような不均質構造モデルを仮定し、モンテカルロシミュレーションによるエンベロープモデリング（Yoshimoto, 2000）を試みた。異常域外の散乱係数は $g_0=0.001$ 、内部減衰のパラメータは $Q_i^{-1}=0.001$ で空間一様とし、地震および観測点が異常域内に位置する場合と、異常域外に位置する場合のそれぞれについて、異常域の散乱係数と内部減衰を変えた 4 パターンのエンベロープモデリングを行った。その際、等方輻射震源と等方散乱を仮定するとともに、図 8 のような深さ依存の一次元 S 波速度構造を仮定した。

モンテカルロシミュレーションでは、時刻ゼロの震源時に震源から仮想的な粒子をランダムな方向に発射して、それらの粒子を時間ステップ毎に波線理論に従って移動させるとともに、散乱係数に応じた確率で粒子の進行方向を変化させる。ある震源経過時間における観測点でのエネルギー密度は、その時刻における観測点近傍の微小体積要素内における粒子の数を数えることによって評価することができる。

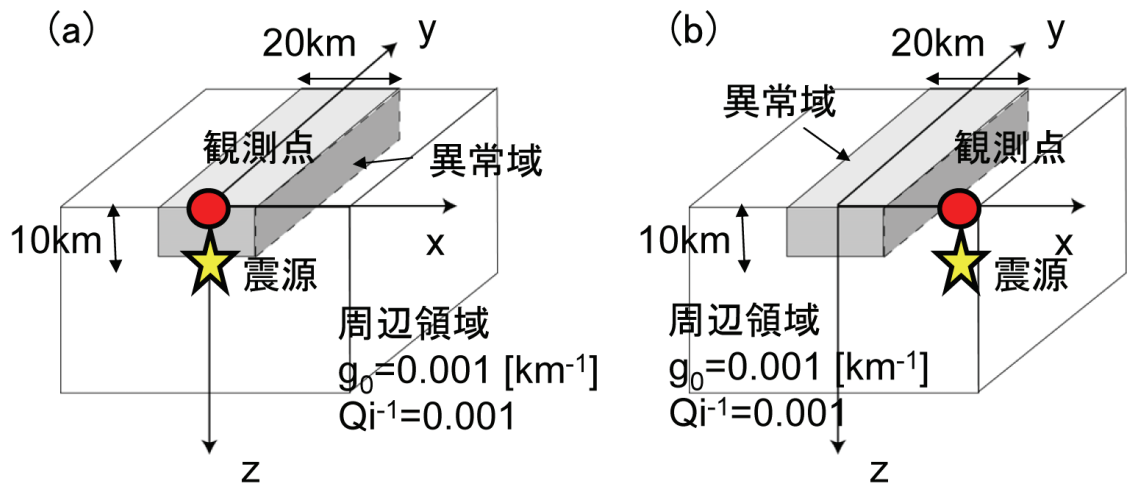


図7 モンテカルロシミュレーションにおける不均質構造モデル

(a) 地震および観測点を異常域の中 ($x=0$ km) に置いたモデル、および (b) 地震および観測点を異常域の外 ($x=25$ km) に置いたモデル。周囲とは異なる散乱係数 g_0 および内部減衰 Q_i^{-1} を仮定した領域を灰色で示す。それぞれの地震および観測点の配置について、 $(g_0, Q_i^{-1}) = (0.001, 0.001)$, $(0.01, 0.001)$, $(0.001, 0.01)$ 、および $(0.01, 0.01)$ の4パターンのエンベロープモデリングを行った。

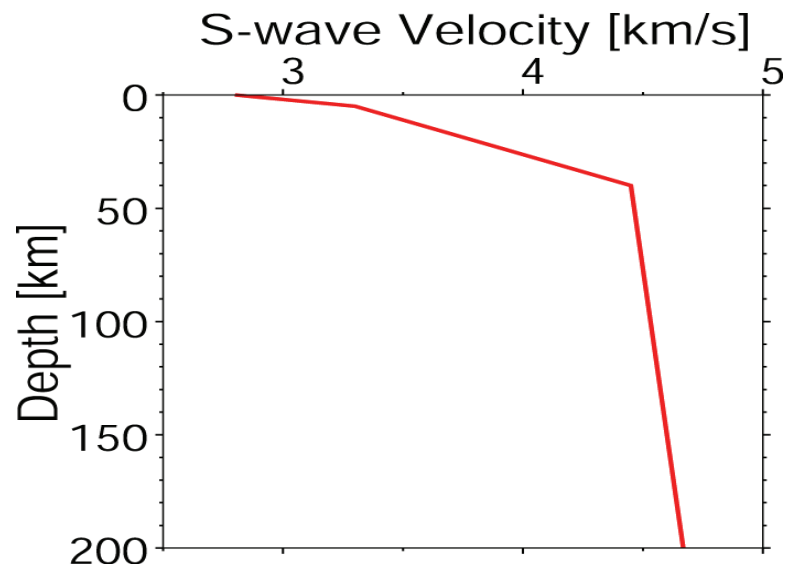


図8 仮定したS波速度構造

シミュレーションにおいて仮定した、深さ依存の一次元S波速度構造を赤実線で示す。

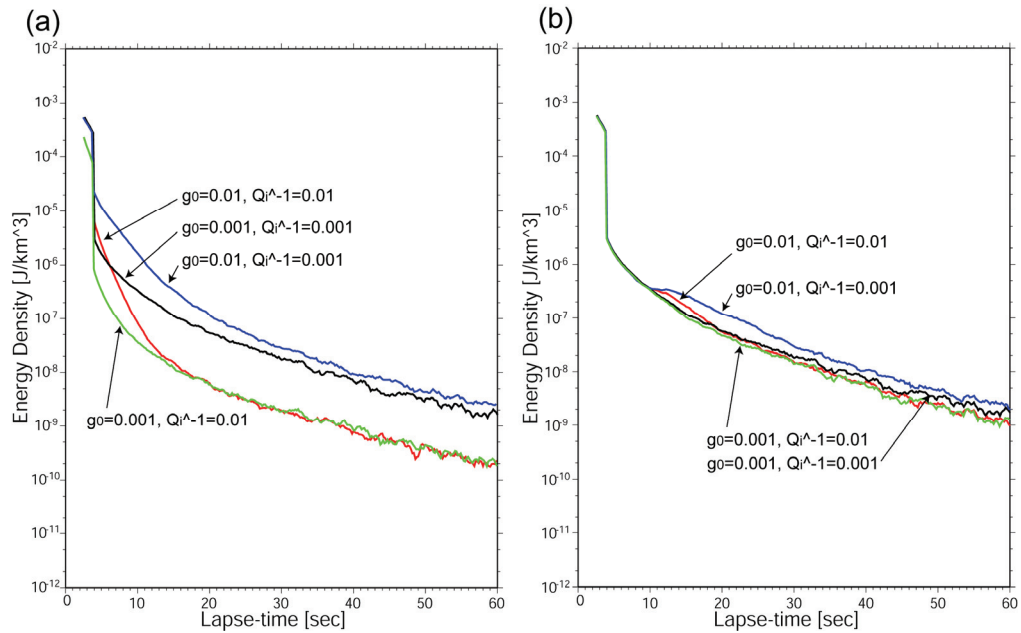


図9 シミュレートされたエンベロープ

(a) 地震および観測点を異常域の中 ($x=0$ km) に置いたモデル、および (b) 地震および観測点を異常域の外 ($x=25$ km) に置いたモデルによってシミュレートされたエンベロープを、 $(g_0, Q_i^{-1})=(0.001, 0.001)$ の場合を黒実線で、 $(0.01, 0.001)$ の場合を青実線で、 $(0.001, 0.01)$ の場合を緑実線で、および $(0.01, 0.01)$ の場合を赤実線でそれぞれ示す。

ここでは、震源から 1 J の震源輻射エネルギーに対応する 1 億個の粒子を発射させてシミュレーションを行った。体積要素の大きさは、観測点を含む $5 \times 5 \times 1$ km³ とした。以上に述べたシミュレーションによって得られたエネルギー密度の時間変化 (エンベロープ) を図 9 に示す。震源および観測点が異常域内に位置する場合 (図 9(a)) には、異常域内の散乱係数と内部減衰の選び方によってエンベロープの違いが著しいのに対して、震源も観測点も異常域の外に位置する場合 (図 9(b)) では、その差は比較的小さいことがわかる。このことは、震源および観測点近傍の不均質媒質が、震源経過時間が約 15 秒程度までのエンベロープ形状を強く支配していることを示す。

より詳細に見てみると、震源および観測点が異常域内に位置するモデル (図 9(a)) では、散乱係数も内部減衰も大きい値をとる場合には、震源経過時間が約 15 秒程度までのエンベロープ振幅 (エネルギー密度) の時間減衰率が極めて大きい。これは、異常域内にトラップされた散乱波エネルギーが、その異常域内で急速に減衰していく様子を見ているものと考えられる。また、内部減衰のみが大きい値をとる場合にも、震源経過時間が約 15 秒程度までの時間減衰率がある程度大きい値をとる。一方、散乱係数のみが 0.01 km^{-1} と大きい場合には、震源経過時間が約 25 秒程度までの時間減衰率が大きい。これは、多重散乱によって異常域内にトラップされるエネルギーが、より遅い震源経過時間においても観測されることによるものであろう。

震源および観測点が異常域の外に位置するモデル（図 9(b)）については、既に述べたとおり、異常域内の散乱係数と内部減衰を変えた 4 つのモデル間でのエンベロープの違いはそれほど大きくない。より詳細にみると、異常域の散乱係数が大きく、かつ内部減衰は小さい場合にのみ、震源経過時間が約 10～30 秒程度までの時間帯において異常域からの散乱波の寄与が見られる。これによって、震源経過時間が約 15 秒程度までの時間減衰率は比較的小さい値を示し、約 12 秒付近をピークとする“肩”を持つようなエンベロープとなっている。一方、それ以外の 3 つのモデルについては殆ど差が見られない。まず、震源も観測点も異常域の外に位置しており、かつ、その異常域の散乱が弱い場合には、観測点へのエネルギー到達に占める異常域からの散乱波エネルギーの寄与は元来小さいと考えられる。従って、その異常域内の内部減衰の強さが変化しても、その変化はエンベロープ形状には殆ど現れないのであろう。次に、散乱係数も内部減衰も大きい場合においても、異常域内にトラップされた散乱波エネルギーはその異常域内で減衰してしまうため、やはり異常域外の観測点には殆ど到達しないようである。これらが、3 つのモデルのエンベロープ（エネルギー密度）に殆ど差がない理由であると考えられる。

次に、観測されたエンベロープの特徴を説明するようなモデルは、どのモデルかを検討する。観測によると震源経過時間が約 15 秒程度までの時間減衰率は、震源および観測点が本断層帯近傍に位置している場合についてのみ大きく、その周辺ではそのような特徴は見られない。この特徴を説明するモデルは、異常域内における散乱係数または内部減衰パラメーターのいずれか一方が大きい値をとるモデル、もしくは、その両方が大きい値をとるモデルである。このうち、異常域内における散乱係数が大きく、内部減衰パラメーターは小さいようなモデルにおいては、“肩”を持つようなエンベロープがシミュレートされている。しかしながら、異常域の周辺で観測されたエンベロープにそのような特徴は見られない。したがって、少なくとも異常域内における内部減衰パラメーターが大きいモデルが観測事実を良く説明するといえる。

以上の結果と考察から、約 15 秒程度までの時間減衰率が大きい観測点が分布する本断層帯に沿った領域では、内部減衰が強いことが明らかになった。その領域は約 20～40 km 程度の幅をもち、地殻浅部（深さ～6km）における地震波速度の低速度域と空間的に対応する。このように幅を持った異常域は、断層による破碎構造というよりはむしろ、フォッサマグナの堆積物を見ている可能性がある。今後、より定量的な評価によって内部減衰および散乱係数を推定すれば、その異常域の性状に踏み込んだ検討も可能になるものと期待される。

d) まとめ

本断層帯周辺で発生する地震をその近傍の観測点で観測した場合の S コーダ波エンベロープは、直達 S 波の到達直後から震源経過約 15 秒程度にかけての時間帯において高い時間減衰率を示すことが明らかとなった。一方、本断層帯から遠く離れた地震や観測点の組み合わせについては、そのような特徴は見られなかった。このような本断層帯周辺域に局在するコーダエンベロープの大きな時間減衰率を説

明するために、モンテカルロシミュレーションによるエンベロープモデリングを行った。その結果、観測事実を説明するためには、少なくとも本断層帯周辺に沿った強い内部減衰域が存在する必要があることが明らかとなった。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度業務において4観測点の新設観測点を整備した。また、前年度までに整備した観測点の維持管理を行うとともに、それらの観測点のデータ蓄積と公開を行った。

一方、蓄積されつつあるデータによる解析も実施した。まず、地震波速度構造解析の結果、観測網整備によって解像度が向上したことを確認できた。この解像度の向上によって、従来の解析結果と比べて速度異常域の分布形状がより明瞭になった。推定された速度構造からは、飛騨山脈の直下に低速度帯が存在し、跡津川断層帯の場合と同様に本断層帯の北端は、この低速度帯の存在が規定している可能性があることが明らかになった。今後、より深部やより広域の構造との連続性や関連を検討する必要がある。

次に、地震散乱によって励起されるSコーダ波のエンベロープ形状の地域性を調べた。その結果、観測されたS波コーダ波の減衰は、本断層帯周辺に局在する強い内部減衰によって定性的に説明可能であることが明らかとなった。

(e) 引用文献

- 1) Asano, S., Ichikawa, K., Okada, H., Kubota, S., Suzuki, H., Nogoshi, M., Watanabe, H., Seya, K., Noritomi, K. and Tazime, K.: Explosion seismic observations in the Matsushiro earthquake swarm area, Spec. Rep. Geol. Survey of Japan, 5, PartI, 1-162, 1969.
- 2) 爆破地震動研究グループ：長野県および周辺地域における爆破地震動の観測．地震研究所彙報，60，615-637，1985.
- 3) 爆破地震動研究グループ：長野県および山梨県における爆破地震動観測（御代田―敷島測線）．地震研究所彙報，61，483-501，1986.
- 4) 爆破地震動研究グループ：山梨県および静岡県における爆破地震動の観測（楡形―清水測線）．地震研究所彙報，63，1-22，1988.
- 5) 爆破地震動研究グループ：静岡県―愛知県地域における爆破地震動の観測（春野―作手測線）．地震研究所彙報，64，533-551，1989.
- 6) 爆破地震動研究グループ：中部日本地域における爆破地震動の観測（吾妻―金沢測線）．地震研究所彙報，69，139-158，1994.
- 7) 干場充之、輻射伝達理論およびモンテカルロシミュレーションによるエンベロープの記述．地震2，54，109-126，2001.
- 8) Matsubara, M., Hirata, N., Sakai, S. and Kawasaki, I.: A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method, Earth Planets Space, Vol.52, pp.143-154, 2000.
- 9) Obara, K., Simulations of anomalous seismogram envelopes at coda portions, Phys.

- Earth Planet. Interiors, 104, 109-125, 1997.
- 10) Obara, K. and H. Sato, Existence of an S wave reflector near the upper plane of the double seismic zone beneath the southern Kanto district, Japan, 93, 15037-15045, 1988.
 - 11) Yoshimoto, K. Monte Carlo simulation of seismogram envelopes in scattering medium, J. Geophys. Res., 115, 6153-6161, 2000.
 - 12) Zhang, H. and Thurber, C. H.: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., 93, 1875-1889, 2003.

(3) 平成 2 1 年度業務計画案

計器深度を約 20～50m 程度とする観測点を長野県小谷村周辺と富山県上市町周辺にそれぞれ新設して、本断層帯北部域で発生する地震の震源決定精度の向上を図るとともに、これまでに整備した観測点の維持管理、データの蓄積および公開を実施する。

また、現在蓄積されたデータを用いて地震波速度構造の再検討を行うとともに、その速度構造で震源再決定を行う。再決定された震源分布から、本断層帯周辺域における地震発生層の下限を評価することによって、起こりうる大地震の震源断層モデルの構築に貢献する。