

3. 2. 2 自然地震波干渉法による地殻・上部マントル構造調査研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

首都圏において、関東山地東縁部-奥多摩間の首都圏北西部測線とつくば-九十九里間の首都圏東北部測線に沿って、自然地震の稠密観測を行い自然地震波干渉法構造探査によって、地殻およびプレート構造を明らかにする。測線上では、1 km 間隔で地震計が設置され、本計画中では最も高密度の自然地震観測アレイを構築する。制御震源と同一測線で、構造探査を実施することにより、とくにプレート構造を含む深度までのイメージングを行う。これによって、太平洋プレートと接触するフィリピン海プレートの詳細な構造を解明する。

(b) 平成 20 年度業務目的

首都圏北西部アレイの奥多摩周辺約 50 km 区間に、約 1 km 間隔で稠密アレイを構築し、4 ヶ月間の連続自然地震観測を行う。観測された自然地震波形データから、地震波干渉解析法・レシーバ関数解析法により、フィリピン海プレートの構造を明らかにするための解析を行う。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	佐藤比呂志	
東京大学地震研究所	教授	岩崎貴哉	
東京大学地震研究所	助教	蔵下英司	
東京大学地震研究所	特任研究員	加藤直子	

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

首都圏北西部アレイの奥多摩周辺約 50 km 区間に、約 1 km 間隔で稠密アレイを構築し、4 ヶ月間の連続自然地震観測を行なった。調査測線は、平成 21 年度に制御震源を用いた地殻構造探査が予定されている関東山地東縁から奥多摩地域を経て甲府盆地に至る測線と同一である。観測された自然地震波形データに対して P 波・S 波の手動検測を行うことで得た走時データを用いて測線近傍の精密震源決定を行うとともに、地震波干渉解析法・レシーバ関数解析法により、フィリピン海プレートの構造を明らかにするための解析を行なった。

(b) 業務の成果

1) 関東山地における稠密アレイによる自然地震観測

a) 観測地域及びアレイ観測測線（飯能-御坂測線）

伊豆-小笠原弧の前弧と背弧海盆は、関東地方の下に沈み込んでいるが、伊豆-小笠原弧

の島弧地殻部分は伊豆衝突帯を形成し、本州弧と衝突している。この伊豆衝突帯の北西部では深い地震が発生せず、フィリピン海プレートスラブの存否も含め、その形状については不明な点が残されていた。こうした背景から文部科学省の「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」の大都市圏地殻構造調査研究の中で、2005年に小田原から山梨に至る測線で地殻構造探査が実施された¹⁾。この探査によって、御坂山地から甲府盆地にかけて北に傾斜する反射波群が見つかり、フィリピン海プレートに関連した北傾斜の地震発生領域の深部延長に位置していることが明らかになった。これらの事実から、この反射波群はフィリピン海プレートの非地震性スラブを表すものと判断されている²⁾。他方、2003年に同プロジェクトで実施した関東山地東縁測線では、フィリピン海プレート上面は深さ12-22kmで北方に傾斜した反射面として、より浅部に位置している³⁾(3.2.1参照)。このような小田原-山梨測線と関東山地東縁測線でのフィリピン海プレート上面の深度の違いを、その連続性を含めて検討する必要があるが出てきた。関東下に沈み込んでいるフィリピン海プレートのスラブは、フィリピン海プレートの北東端である。フィリピン海プレートの全体の動きは、より広域的な要因によって決定されており、関東下のスラブの動きがプレート全体の動きに適合しているかどうかは必ずしも自明ではない。関東下の太平洋プレートの上に沈み込むフィリピン海プレートのスラブは、内部変形を起こし、首都圏下の被害地震の要因になる可能性がある⁴⁾。関東下のスラブの挙動を定量的に理解することは重要な課題であり、このためには関東山地下でのフィリピン海プレートの破断の有無を含めた、スラブの連続性の検討を行う必要がある(3.2.3参照)。

こうした背景から、2005年の小田原-山梨測線で明瞭にスラブがマッピングされた部分と、2003年の関東山地東縁測線で、スラブ上面からの反射が得られている領域を繋いだ、東北東-西南西方向の測線を設定した。この測線上では平成21年度に実施する制御震源による構造探査を想定し、平成20年度には稠密自然地震観測を実施した。

設定した自然地震観測の調査測線「飯能-御坂測線」は埼玉県飯能市と山梨県の御坂山地を結ぶ測線長約50kmの区間である。この測線は、山梨県東部に位置する大菩薩連嶺を境として、北部測線と南部測線に分けられる(図1)。北部測線は、埼玉県飯能市原市場を基点として東京都青梅市北部から奥多摩町内の多摩川及び奥多摩湖沿いに、山梨県北都留郡小菅村の大菩薩連嶺東側に至る約35kmの区間に設定した。南部測線は、山梨県塩山市上日川ダム北部から甲州市勝沼町深沢を経て、甲府盆地南東縁沿いに山梨県笛吹市八代町に至る約25kmの区間に設定した。調査測線中央部には秩父多摩甲斐国立公園が位置し、約48%の受振点は公園内に選定された(15点は特別地域内に該当)。受振点は北部測線上で計46点、南部測線上で計30点を設置した。

b) 測定作業

受振点は約50kmの調査測線において、500-750mの間隔で配置した。地殻構造のイメージングに必要な稠密アレイの構築を前提として、主システムとして1.0Hz速度型地震計、副システムとしてデジタルMEMS型加速度計を採用した。観測期間は下記の通りである。

観測期間：平成20年10月15日～平成21年2月8日（117日間、設置撤収を含む）
 尚、受振点座標に関しては、携帯GPS測定によって確定した。調査期間中、奥多摩-小菅村周辺では冬季間で5.0-7.0 cm程度の降雪は数回記録したが、測定作業に関わる支障は生じなかった。

c) 使用機器

本観測では、主システム(1.0 Hz 速度型地震計)と副システム(デジタルMEMS型加速度計)を原則として交互配置し、近地地震に関しては両システムによる約500 m、遠地地震については主システムによる約1000 mの空間サンプリングを実現した。以下にシステム構成を記述する。図2に観測機器の概観図を示す。

i) 主システム使用機材(予備機材を含む)

速度型地震計 A....Lennartz Electric LE-3D lite	1.0Hz	31台
速度型地震計 B....Markproducts L-4-3D	1.0Hz	4台
速度型地震計 C....Markproducts L-22D	2.0Hz	7台
記録システム A.....JGI MS-2000		42台

ii) 副システム使用機材(予備機材を含む)

加速度型地震計	デジタルMEMS型加速度センサー [素子部：Colibrys MEMS Digital-3]	34台
記録システム B.....JGI DMS-3000		34台

飯能-御坂測線における稠密アレイ観測では、副システムとして図3に示すデジタル出力型MEMS加速度センサーを使用した。この加速度センサー素子としてはDigital-3(Colibrys社)⁵⁾が採用され、その応答特性は一般的な強震計とほぼ同等とみなされる。大きさ/重量は、外径65mm×高さ175mm、1.4 kgと小型で可搬が可能であるが、A/D変換モジュールに関わる回路が付加されている。加速度センサーはステンレス製防水筐体に収納され、上面に水準器とコネクタ(電源入力、デジタルデータ出力)が装備されている。尚、デジタル回路部分の仕様は、大部分がデシメーションフィルターに依存している。今回採用したDigital-3では、最も感度の高いモードでは、ビットの重みが58nGで、ノイズレベル(Nominal)は、100 nGpeak/ $\sqrt{(10-400\text{Hz})}$ と規定され、この高感度モードでは、測定加速度範囲は±0.2Gであり、ダイナミックレンジ120dB以上を有している。このモードでは、近地地震までは有効に収録することが可能である。但し、微小地震及び遠地地震データに関しては、1.0 Hz速度型地震計と対比した場合、低周波数領域における分解能と自己ノイズレベルの観点から、微小信号に関する初動同定には十分には対応できない場合がある。しかし、レシーバ関数及び地震波干渉法解析による稠密アレイ全体を用いたイメージングにおいては、ビンニング、共通変換点重合及びマイグレーション処理を通じて、微小信号に関するMEMS加速度センサーのデータは十分に活用可能であると判断した。

d) 近地及び遠地地震観測例

本節では飯能-御坂測線のアレイ観測測線において取得された自然地震観測例を示す。取得された地震観測データについて、レシーバ関数及び地震波干渉法等の地殻構造イメージング手法の適用可能性から下記に区分した。

i) Type-A (Local Earthquake)

調査測線から 100 km 以内で生じた近地地震。調査測線及びその延長上に震源が位置する場合には、逆 VSP マッピング法あるいは地震波干渉法の適用可能性が高い。

ii) Type-B (Regional Earthquake)

調査測線から 100 km 以上かつ震央距離 20 度以内の日本列島周辺で発生したマグニチュード 4.0 以上の地震。調査測線及びその延長上に震源が位置する場合には、地震波干渉法の適用可能性が高い。また、深発地震に関してはレシーバ関数解析の適用可能性が高い。

ii) Type-C (Teleseismic Wave)

調査測線から震央距離 25 度以上 80 度未満のマグニチュード 5.7 以上の地震。レシーバ関数解析及び地震波干渉法の適用可能性が高い。

図 4(a)に調査測線中央部から約 30 km 南東に位置する Type-A の近地地震に関する観測記録例を示す。帯域通過フィルター(0.5-20.0Hz)が適用されている。この図から全センサーに記録に関して、ほぼ同等の品質を持った記録が得られていることがわかる。図 4(b)は Type-B の福島県沖における地震の記録例(帯域通過フィルター0.05-10.0 Hz 適用)である。次に、Type-C に対応する遠地地震の観測記録例(帯域通過フィルター0.05-5.0 Hz 適用)を図 4(c)に示す。この地震のマグニチュードは Mw 6.3 であり、全種類のセンサーに関して P 波初動及び後続波が確認できる。しかしながら、デジタル MEMS 型加速度センサーに関しては、鉛直成分においてセンサー自己ノイズの影響が確認される。従って、上記の地震に関する類型と信号レベルによって、交互配置した速度型センサーとデジタル MEMS 型加速度センサーのデータ品質の差異が生ずることに留意が必要である。

2) 高精度震源決定

a) 地震波形データ編集

飯能-御坂測線のアレイ観測測線上に設置した観測点で取得した記録は連続記録であるため、解析に使用する震源リストに基づき、地震毎のデータに編集する必要がある。気象庁一元化処理震源カタログによると、観測期間中の平成 20 年 10 月 19 日-平成 21 年 2 月 8 日の間では、図 5 で示す範囲で 601 個の震源が決定されている。この震源リストから、測線から 25 km 未満で発生した地震は全ての地震、測線から 25 km 以上では、マグニチュード 0.5 以上の地震から震源が均等に分布するように地震を抽出し、280 個の震源リストを作成した。作成したイベントリストに従って、連続記録からイベント毎のデータに編集する作業を行った。さらに、アレイ観測で得られたデータと、図 5 で示す周辺の 43 点のテレメータ観測点で得られたデータとの統合作業を行った。

b) 解析と結果

アレイ観測データと測線周辺のテレメータ観測点で得られたデータを統合したデータから作成した 280 個の地震波形データに対して、表 1 に示す項目を読み取った。読み取り個数は、P 相が 12351 個、S 相が 15896 個、最大振幅が 12604 個、初動振動方向が 4626 個である。各地震の読み取り観測点数を集計した結果を図 6 に示す。P 相は 21 個から 30 個の観測点で読み取った地震が多く、S 相は 31 個から 40 個の観測点で読み取った地震が多い。最大振幅は 31 個から 40 個の観測点で読み取った地震が多く、初動振動方向は 1 個から 10 個の観測点で読み取った地震が多い。平均読み取り観測点数は、P 相が 47.0 個、S 相が 60.4 個、最大振幅が 47.6 個、初動振動方向が 17.6 個であり、S 相を P 相よりも多く読み取った。

得られた P 波到達時刻、S 波到達時刻に hypomh⁶⁾ を適応し震源決定を行った。その際、図 7 で示す 1 次元 P 波速度構造を使用した。またポアソン比を 1.73 と仮定した S 波速度を用いた。最初の震源決定後の各観測点における O-C (観測値－理論値) 平均値の平均は、P が 0.011 秒、S が 0.085 秒である。図 8、図 9 に、O-C 平面分布を示す。青系統の色は O-C が負であり、震源決定計算で予測される時刻よりも早く地震波が到達することを示し、赤系統の色はその逆である。黒丸は震央である。アレイ観測の測線ではおおよそ O-C 平均値と標高が対応する。標高が 700 m 以上の観測点では O-C 平均値が負になっている。関東山地の東部では O-C 平均値が正負混在しているが、ほぼ 0 に近い値である。全体として震源決定計算で予測される時刻より観測値が遅い。これら、観測走時と計算走時の差の平均値を基にして観測点毎に観測点補正值を決定し、再び震源決定を実施した。観測点補正後の O-C 平均値の平均は、P が 0.004 秒、S が 0.002 秒となった。観測点補正值を用いた震源決定により得られた震源分布を図 10 に示す。深さ 50 km より浅い地震は大部分が誤差 500 m 以内である。震源分布図から、埼玉県・山梨県県境、山梨県・神奈川県県境 (丹沢)、富士山のそれぞれの地域で地震の密集域が確認できる。東西方向断面の深さ 100 km 以深で見られる西傾斜の震源分布は、太平洋プレートの沈み込みに起因したものであり、丹沢地域下の深さ 0 km から 30 km までの範囲で見られる北傾斜の震源分布は、フィリピン海プレートの沈み込みに起因したものであると考えられる。

3) 自然地震波データを用いたイメージング解析

一般に、制御震源による地殻構造探査では、高エネルギー震源による稠密長大展開の採用によって、浅部の堆積盆から地震発生層基底面までの上部地殻構造に関するプロファイルを構築できる可能性は比較的高い。しかし、モホ面に至る中下部地殻構造及び島弧下に沈み込むスラブのイメージングについては、制御震源データはエネルギー透過度及びノイズレベル等によってデータ品質は大きく影響を受けるため、自然地震データを補完的に用いた確実度の高い統合プロファイルの構築が望まれる。近年、ポータブル型の観測システムが徐々に普及するにつれて比較的稠密な観測アレイが可能となり、遠地地震から求められるレシーバ関数について、P-S 変換点マッピング及びマイグレーションといった反射法地震探査における解析技術の適用が定着している。また、各地表受振点記録間の相互相関を行い、地表ゴースト反射波を抽出する地震波干渉法型解析を用いた遠地地震への適用例

が報告されている^{7, 8)}。一方、近地地震を用いた地殻構造のイメージングに関しては、地震波干渉法型解析及び逆 VSP 解析に等価な重合前マイグレーション法が有望であるとされているが、実データへの適用事例は少ない。図 11 にレシーバ関数解析と地震波干渉法型解析の解析手順を示す。

本研究で実施したレシーバ関数解析では、反射法地震探査における P-SV 変換波重合処理手法に準拠した標準的な手法を用いた。レシーバ関数解析の処理ステップは順に、ジオメトリ情報のコンパイル、震源-受振点間のアジマス回転、スペクトラルデコンボリューション、2.5 次元速度構造を前提とした共通 P-SV 変換点ビンニング、NMO 補正及び共通変換点重合である。また、信号強調処理である SVD フィルターである K-L(Karhunen-Loeve)変換処理を適用した。レシーバ関数解析には、観測期間中の平成 20 年 10 月 15 日～2 月 10 日において、マグニチュードが 5.8～7.5 で、震央距離が 23～85 度の 28 個の遠地地震を用いた。但し、受振点条件及びノイズ環境によって有意なレシーバ関数を推定できなかった場合は、最終的なイメージング対象から除外した。

一方、地震波干渉法型解析ではアジマス回転後の P 波成分を入力として、各遠地地震に関する平均スペクトルを用いた震源時間関数の推定及び除去が、最小位相を前提とした予測型デコンボリューション処理によって適用された。その後、稠密受振展開における各受振トレス間の相互相関処理を通じて、地表ゴースト反射波(PpPp+PsPp)を含む擬似発震記録が抽出された。この擬似発震記録に対して、通常の反射法地震探査データ解析の処理法と同様に、擬似反射ジオメトリ情報の適用、幾何減衰補償、コヒーレントノイズ抑制、NMO 補正及び共通反射点重合処理が適用された。地震波干渉法型解析には、地表ゴースト波が生成可能なマグニチュード 6.1～7.5 である比較的規模の大きい 10 個の遠地地震が選択的に用いられた。

本研究のレシーバ関数解析における P-SV 変換点のビンニング及び P-SV NMO 補正、地震波干渉法解析の NMO 補正の前提となる速度構造として、大都市圏地殻構造調査 2005 年小田原-山梨測線の深部地殻構造探査における制御震源並びに遠地地震解析の速度構造を敷衍して利用した。また、レシーバ関数解析における P-SV 変換点、地震波干渉法型解析における擬似 P-P 反射点のビンニングでは、水平方向ビンサイズは 50 m に設定された。図 12 にレシーバ関数解析プロファイルを、図 13 に地震波干渉法型解析プロファイルを示す。

2005 年の大都市圏地殻構造探査・小田原-山梨測線において、甲府盆地南部において深さ 30 から 40km で北に傾斜する反射波群が存在し、フィリピン海プレートの非地震性スラブであることが明らかにされている¹⁾。この非地震性スラブは、同測線上で実施したレシーバ関数解析によっても、P-S 変換面としてマッピングされている^{9, 10)}。図 12 では、山梨県側から大菩薩嶺を越えて奥多摩湖までの西側約 35 km 区間において、深度 38-40 km に比較的明瞭な P-S 変換面を確認することができる。この変換面は、この測線に直交する小田原-山梨測線との対比で明らかのようにフィリピン海プレートのスラブに相当していると判断される。この推定は、自然地震トモグラフィーからの推定^{11, 12, 13)}と矛盾しない。

一方、フィリピン海プレートのスラブに相当する P-S 変換面は、山梨県側ではほぼ一定した深度で分布するが、東京都側の 20 km 区間では認められない。このことからフィリピ

ン海プレートのスラブが、そのままの形状では北東方向に連続していない可能性がある。西側に低下する断層によってスラブがステップをなしている場合や、関東山地下に位置する伊豆-小笠原弧起源の島弧地殻部分とその西側で構造的な差がある場合などが想定される。ただし、図 12 に示したレシーバ関数解析の結果は暫定的なものであり、今後、速度構造の検討など解析精度を向上させる必要がある。

図 13 の地震波干渉法解析プロファイルについては、西部の御坂山地下ではレシーバ関数解析と同様の傾向が判読されるが、基本的には暫定解であり、今後、とくに以下の諸点についての検討が必要である。

- ・ 東部の品質の低い記録が充分に取り除けていないこと。
- ・ 遠地地震のイベント総てに地表ゴースト反射波($PpPp+PsPp$)が存在していないため、解析に適したイベントを選択する必要があること。
- ・ F-X Signal Enhancement の多用により、水平分解能が低下していること。

平成 21 年度には、同一測線で制御震源による構造探査を実施する予定であり、自然地震に比べ高い周波数の弾性波を使用できるため、より分解能の高いイメージングが期待できる。制御震源と自然地震のイメージングを補完的に使用して、関東山地から御坂山地下のフィリピン海スラブの実態について総合的に明らかにする予定である。

(c) 結論ならびに今後の課題

「大都市圏地殻構造調査研究」によって判明した丹沢山地下 12-22 km の深さ、甲府盆地から御坂山地で 30-40km の深さに位置するフィリピン海プレート上面の深度変化の実態を明らかにするために、御坂山地から埼玉県飯能市にいたる 60km の区間で稠密自然地震観測を行った。この観測によって詳細な周辺の震源分布が明らかになり、フィリピン海プレートに由来する震源分布が明瞭になった。また、レシーバ関数解析法によって、測線西部 35km 区間の深さ 38-40km に明瞭な P-S 変換面が位置し、直交する既存測線との対比により、フィリピン海プレートの上部に相当することが明らかになった。この変換面は東部には連続しない。

実施したレシーバ関数解析、遠地地震に関する地震波干渉法解析については暫定的なものであり、今後、解析を高精度化させる必要がある。また、取得した自然地震波データに基づくトモグラフィー解析などを行うとともに、同一測線で平成 21 年度実施予定の制御震源を用いた反射法地震探査データと合わせて、伊豆衝突帯東部におけるフィリピン海スラブの実態について総合的に明らかにする予定である。

(d) 引用文献

- 1) 佐藤比呂志, 平田 直, 岩崎貴哉, 瀨瀬一起, 伊藤 潔, 伊藤谷生, 笠原敬司, 加藤直子: 大深度弾性波探査 3.1.3.関東地殻構造探査(小田原-山梨測線), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成17年度)成果報告書, 98-182, 2006.
- 2) 佐藤比呂志, 平田 直, 阿部 進: 震源断層のイメージングの現状と地震被害想定へのインパクト, 物理探査学会 創立60周年記念事業実行委員会編「最新の物理探査適用

- 事例集」, 381-386, 2008.
- 3) Wu, F., Okaya, D., Sato, H., and Hirata, N.: Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, *Geophys. Res. Letts.*, 34, L18301, doi:10.1029/2007GL30763, 2007.
 - 4) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R., Harder, S.: Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, 309, pp.462-464, 2005.
 - 5) Colibrys, Ltd. : Product Description, Company Brochure, 2006.
 - 6) Hirata, N. and Matsu'ura M.: Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet, Inter.*, 47 50-61, 1987.
 - 7) Abe, S., Kurashimo, E., Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., and Kawanaka, T.: Interferometric seismic imaging of crustal structure using scattered teleseismic waves, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19305, doi:10.1029/2007GL030633, 2007
 - 8) Shragge, J., Artman, B., and Wilson, C.: Teleseismic shot-profile migration, *Geophysics*, 71, SI221-229, 2006.
 - 9) 佐藤比呂志, 平田 直, 阿部 進: 震源断層のイメージングの現状と地震被害想定へのインパクト, 物理探査学会 創立60周年記念事業実行委員会編「最新の物理探査適用事例集」, 381-386, 2008.
 - 10) 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 蔵下英司, 加藤直子: 制御震源を用いた地殻構造探査 3.2.2 自然地震波干渉法による地殻・上部マントル構造調査研究, 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト ① 首都圏でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等 (平成19年度) 成果報告書, 150-188, 2008.
 - 11) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and Kasahara, K.: Low-velocity oceanic crust at the top of the Phillipine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
 - 12) Nakajima, J., and Hasegawa, A.: Subduction of the Philippine Sea plate beneath south-western Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
 - 13) 弘瀬冬樹, 中島淳一, 長谷川昭: Double-Difference Tomography 法による関東地方の3次元速度構造及びフィリピン海プレートの形状の推定, *地震*, 60, No.2, 2008.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果 (発表題目、口頭・ポスター発表の別)	発表者氏名	発表場所 (学会等名)	発表時期	国際・国内の別
On-going deep seismic	Sato, H., N.	Saariselkä,	平成20年6月	国際

profiling projects in Japanese islands for earthquake hazard mitigation (ポスター)	Hirata, T. Iwasaki, K. Obara, S. Kodaira, and T. Iidaka.	Finland (Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins)	8日	
Integrated seismic imaging of active and passive data for the delineation of active faults and crustal structure in the Kitakami Lowland northeast Japan. (口頭)	Abe, S., H. Saito, H. Sato, S. Koshiya, K. Shiraishi, N. Kato, and T. Kawanaka,	Saariselkä, Finland (Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins)	平成20年6月 12日	国際
震源断層のイメージングの現状と地震被害想定へのインパクト	佐藤比呂 志・平田 直・阿部 進	物理探査学会 創 立60周年記念シン ポジウム	平成20年10 月23日	国内

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国内の別
震源断層のイメージングの現状と地震被害想定へのインパクト	佐藤比呂志・平田直・阿部進	物理探査学会 創立60周年記念事業実行委員会編「最新の物理探査適用事例集」	平成20年10月	国内

マスコミ等における報道・掲載

なし

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 21 年度業務計画案

平成 14 年度以来、文部科学省の受託研究として「大都市圏地殻構造調査研究」が実施された。とくに伊豆衝突帯の北部から北西部においては、関東山地を南北に横切る関東山地東縁測線、富士山東麓を北西方向に通過する小田原-山梨測線において制御震源を用いた構造探査が実施され、フィリピン海プレートの形状が明らかになった。フィリピン海プレート上面の出現深度はこれら 2 測線での異なっており、この間の区間での複雑な構造が予想された。このため平成 20 年度にはこれらの 2 測線を繋ぐ飯能-御坂測線で稠密自然地震観測を実施した。

地殻から上部マントルにおよび詳細な構造を理解するためには、制御震源と稠密自然地震を組み合わせた総合的なイメージングが必要である。伊豆衝突境界北部から北西部での 3 測線の中で、小田原-山梨測線については制御震源・自然地震データの取得が終了している。飯能-御坂測線については、平成 21 年度に制御震源による低重合反射法地震探査を実施する(3.2.1 参照)。一方、関東山地東縁測線については制御震源を用いた地殻構造探査は実施しているが、稠密自然地震観測は実施していない。このため、平成 21 年度には「関東山地測線 2003」沿い 55km の区間(秩父-丹沢測線)に 75 点の地震計を設置し、3 ヶ月間の自然地震の連続観測を行う(3.2.1 図 11)。観測機器は平成 20 年度の飯能-笛吹測線と同様のものを使用する。速度計と加速度計は交互配置とする。得られたデータを制御震源による波形データと合わせて解析を行い、首都圏北西域の地殻構造・プレート構造を明らかにする。とくに沈み込んでいるフィリピン海スラブ内の連続性、変形に留意してイメージングを行う。

表 1 読み取り項目

読み取り項目	読み取り成分	備考
P 波走時	上下動	
S 波走時	水平動 2 成分の内、明瞭な方	
最大振幅	上下動	長周期ノイズがあるものは不採用
P 波初動極性	上下動	明瞭なもののみを採用

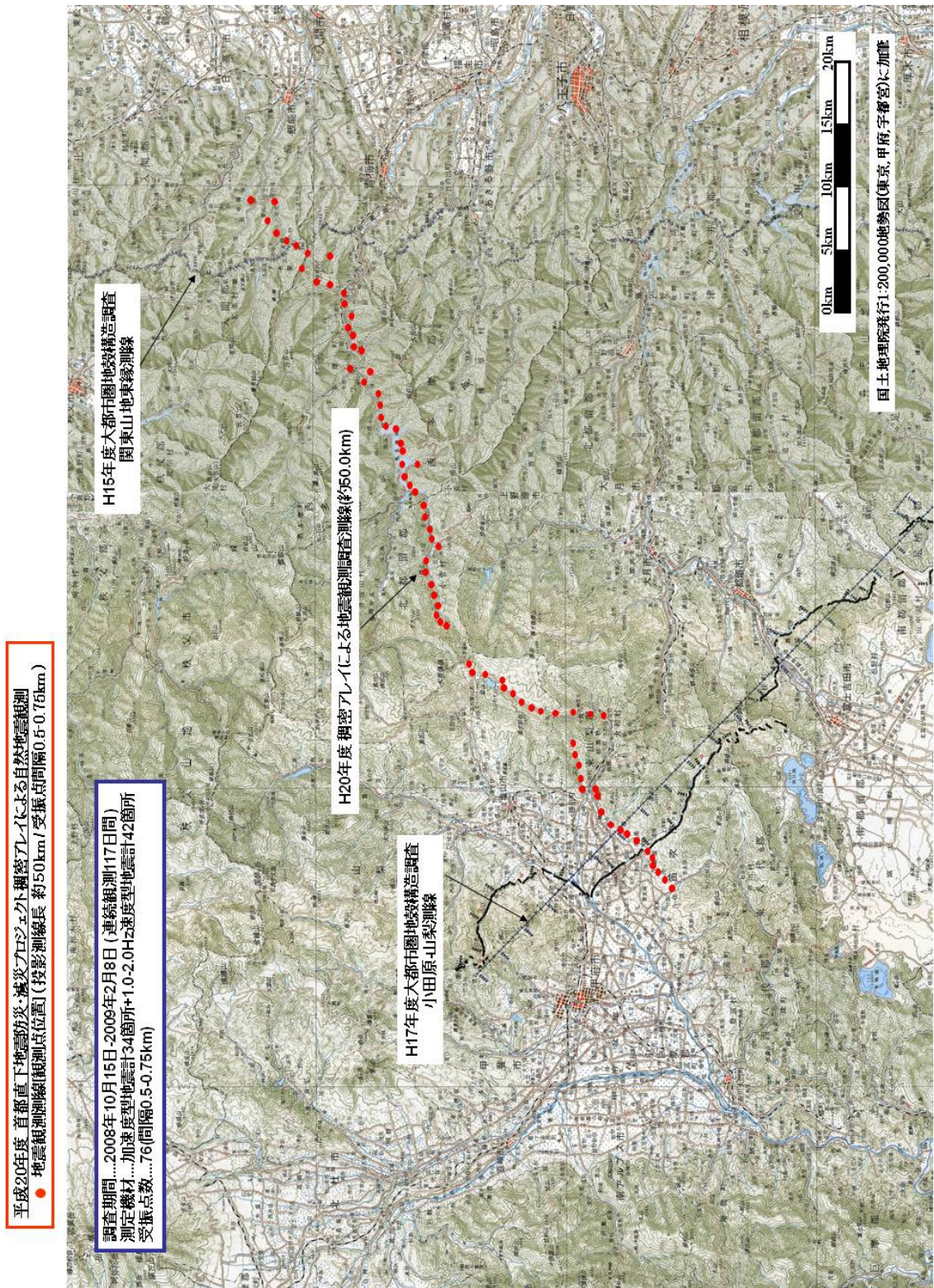


図 1 アレイ観測測線（飯能-御坂測線）

H20年度自然地震観測 観測機器及びデータ取得仕様

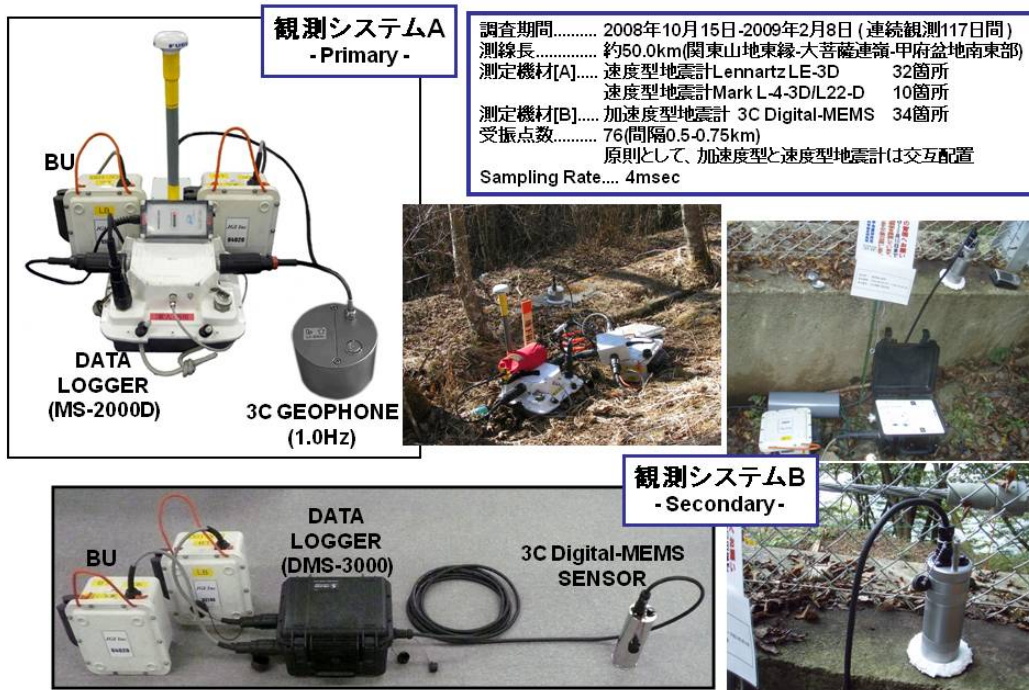


図 2 観測機器概念図

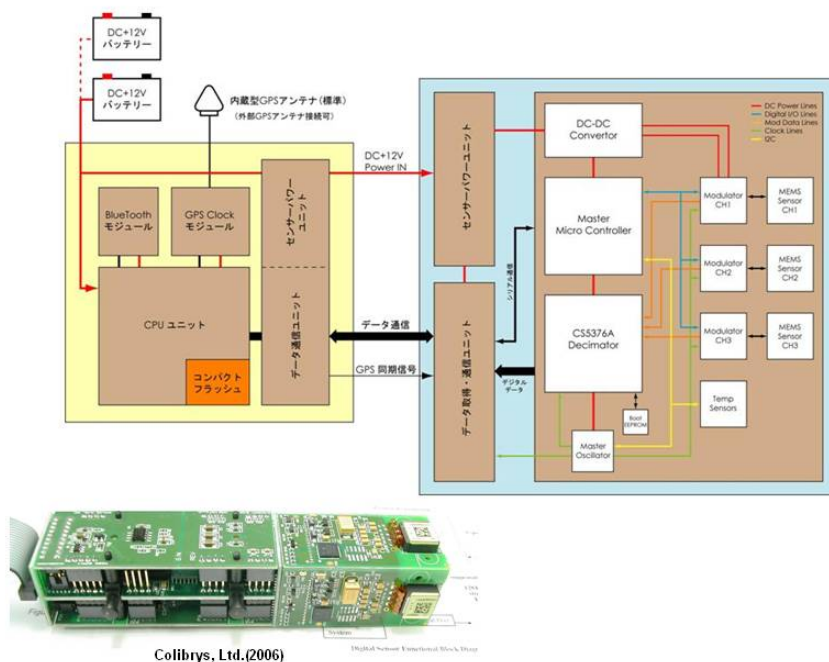


図 3 デジタル出力型 MEMS 加速度計センサーによる自然地震観測システム構成図

Example..Local Earthquake

Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (35.472,139.041,18.2,1.6) NWTanazawa
 Event time : 2008-12-1 22:00:47.43JST

Display : BPF..0.5-20Hz / Trace Max Scaling

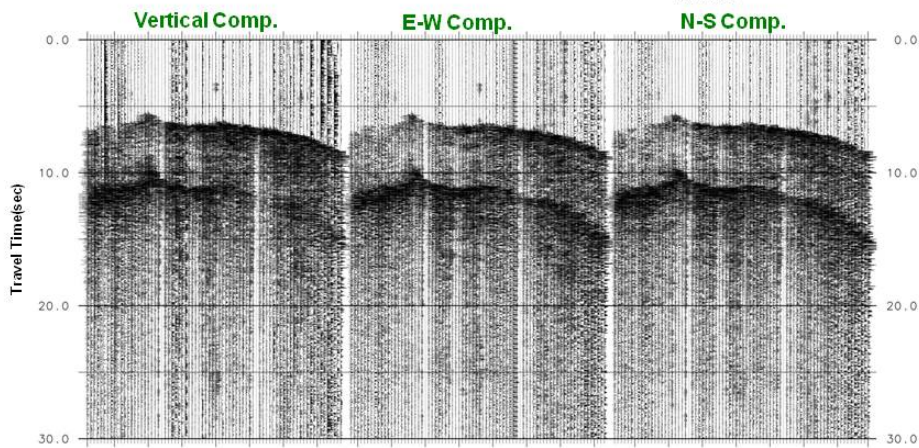
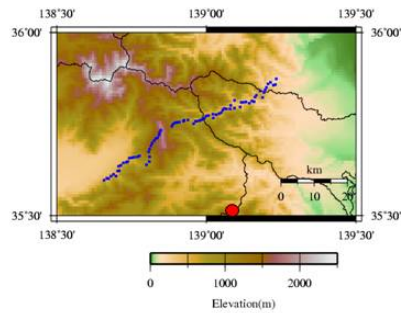


図 4(a) 自然地震観測例 (Type-A) 帯域通過フィルター(0.5-20.0Hz)適用

Example..Regional Earthquake

Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (36.541,142.317,13.0,5.6Mw) Offshore Fukushima Pref.
 Event time : 2008-12-21 18:16:45.0JST

Display : BPF..0.05-10Hz / Trace Max Scaling

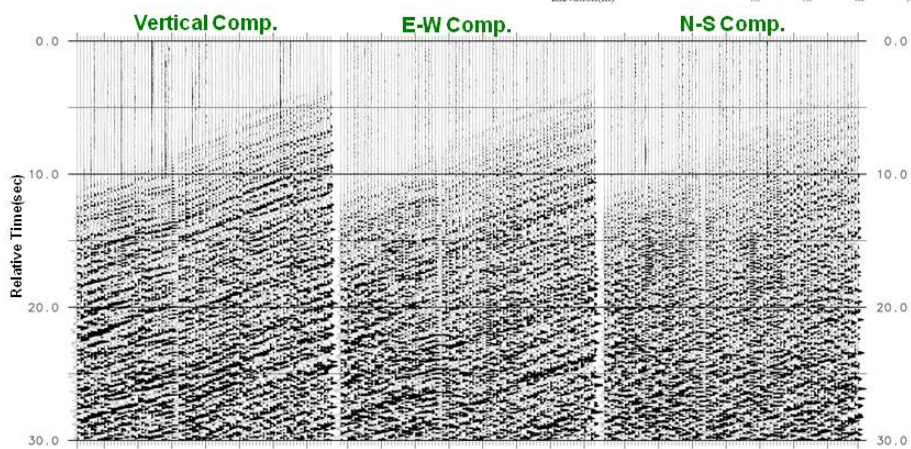
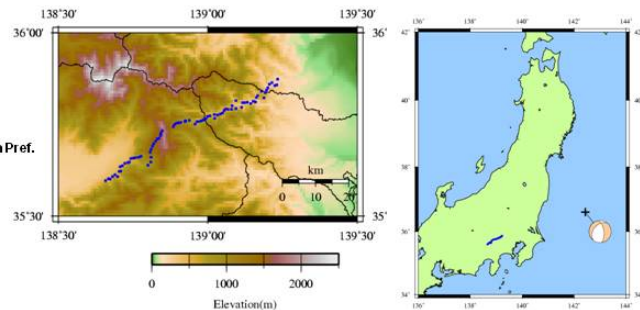


図 4(b) 自然地震観測例 (Type-B) 帯域通過フィルター(0.05-10.0Hz)適用

Example..Telesismic Wave

Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (30.639,67.351,15.0,6.3Mb) Pakistan Inland
 Event time : 2008-10-28 23:09:58.0GMT

Display : BPF..0.05-5.0Hz / Trace Max Scaling

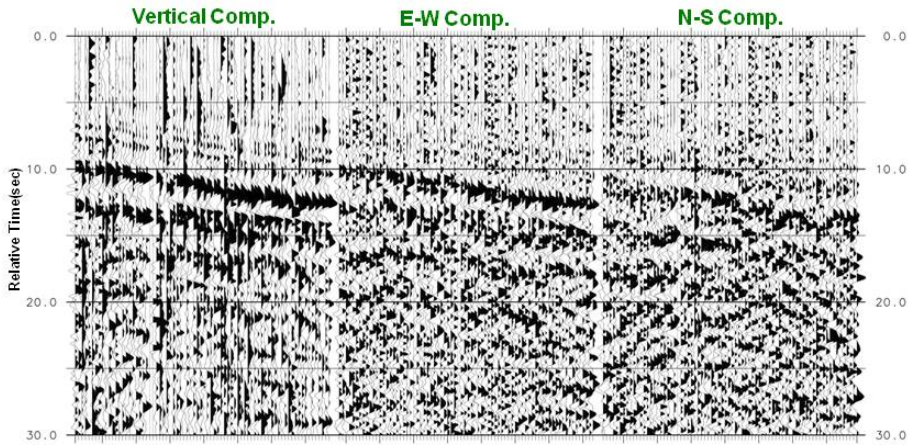
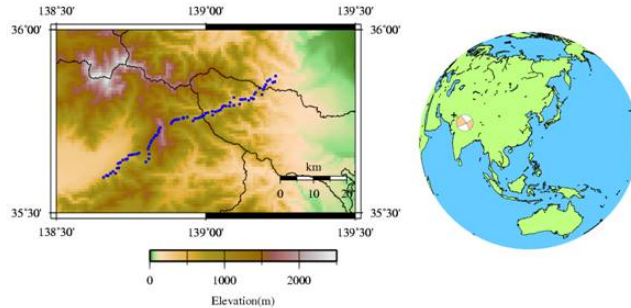


図 4(c) 自然地震観測例 (Type-C) 帯域通過フィルター(0.05-5.0Hz)適用

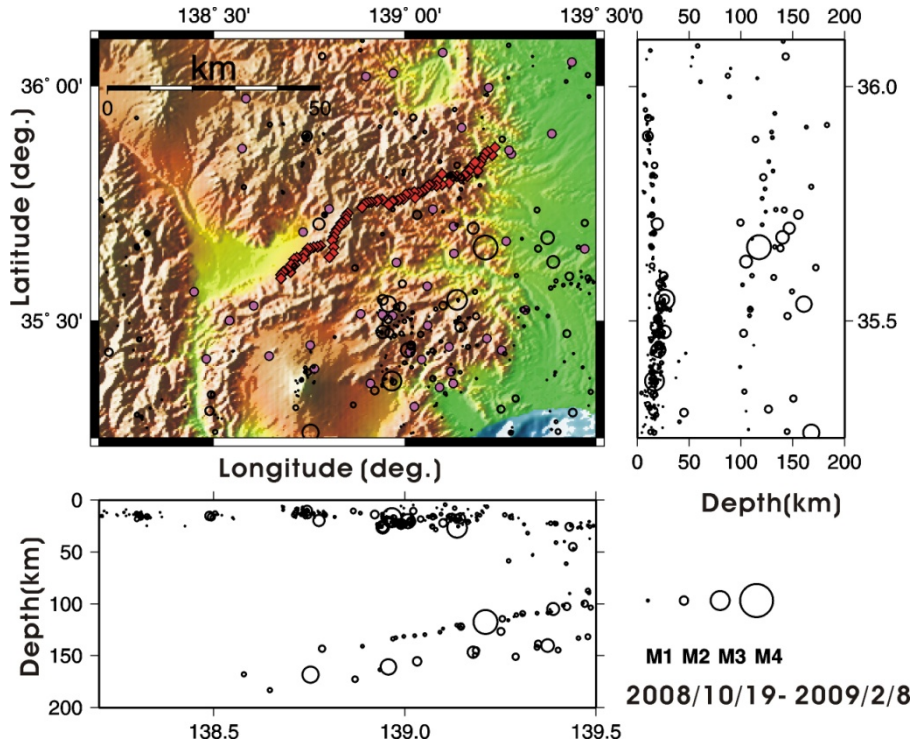


図 5 観測期間中 (2008 年 10 月 19 日-2009 年 2 月 8 日) における気象庁一元化震源分布と観測点配置図。○は震源位置を表し、その大きさがマグニチュードを表す。◆は稠密アレイ観測点、●は震源決定に使用したテレメータ観測点を示す。

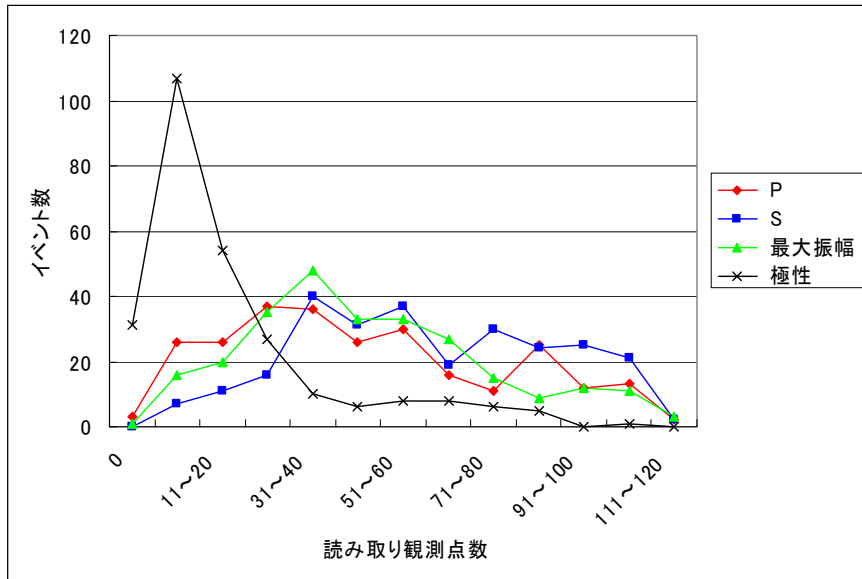


図 6 読み取り観測点数の集計

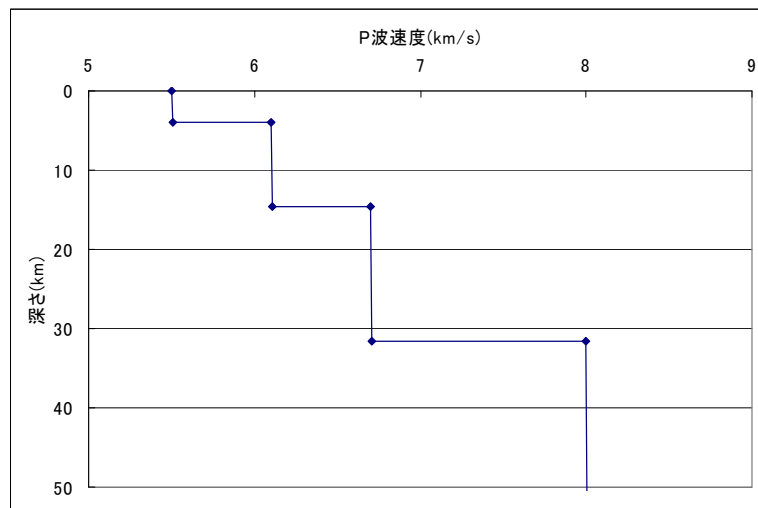


図 7 震源決定に使用した 1次元 P 波速度構造

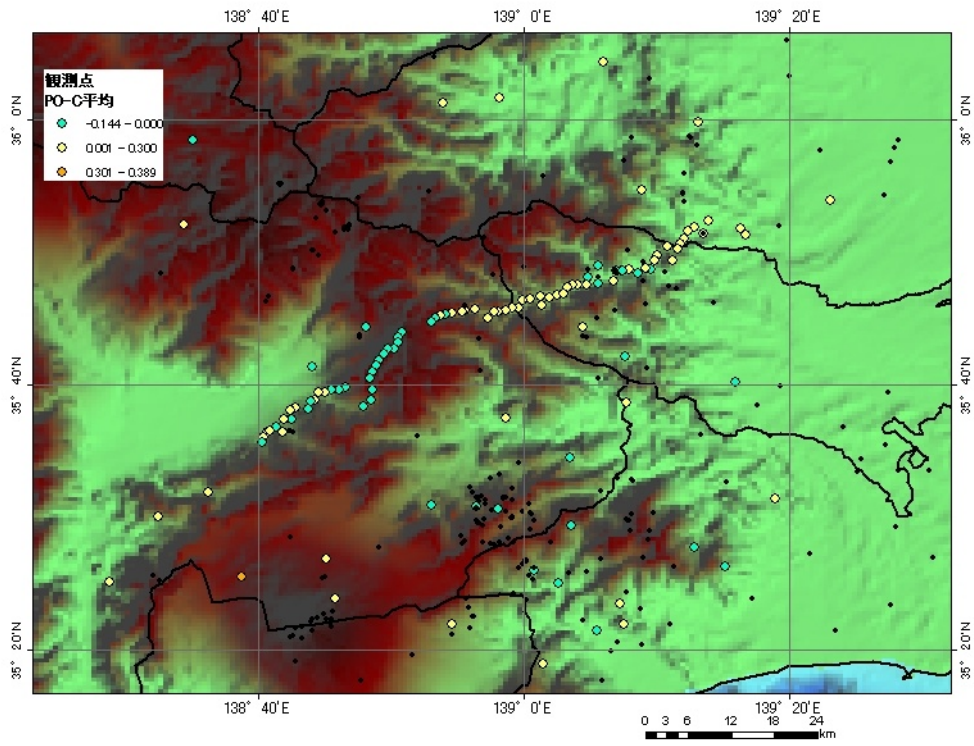


図 8 P波走時の O-C 分布

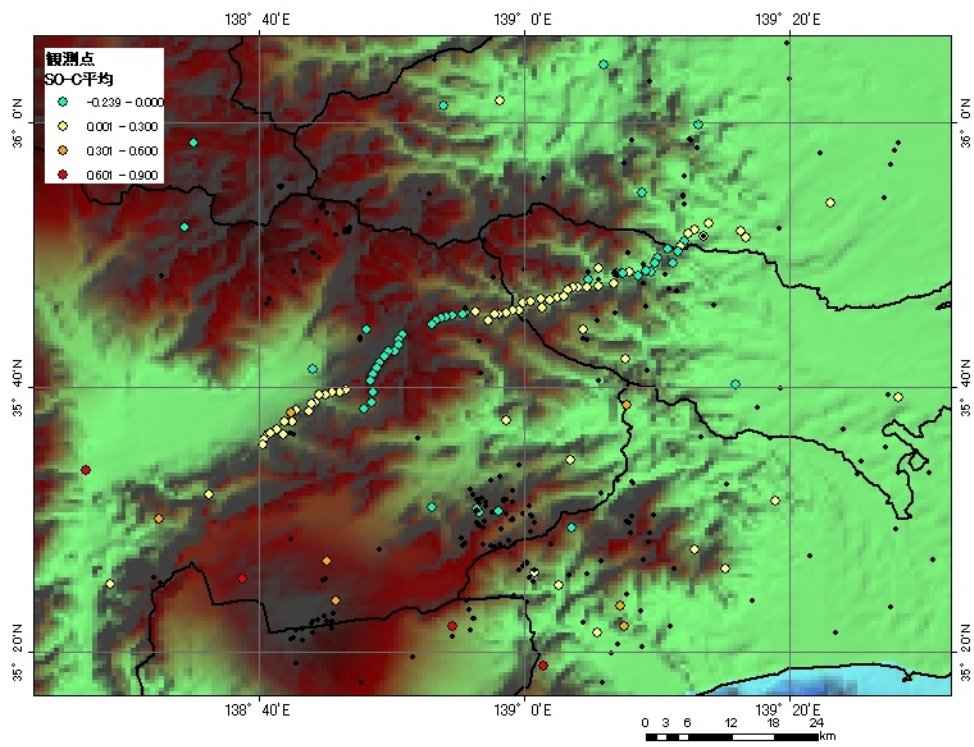


図 9 S波走時の O-C 分布

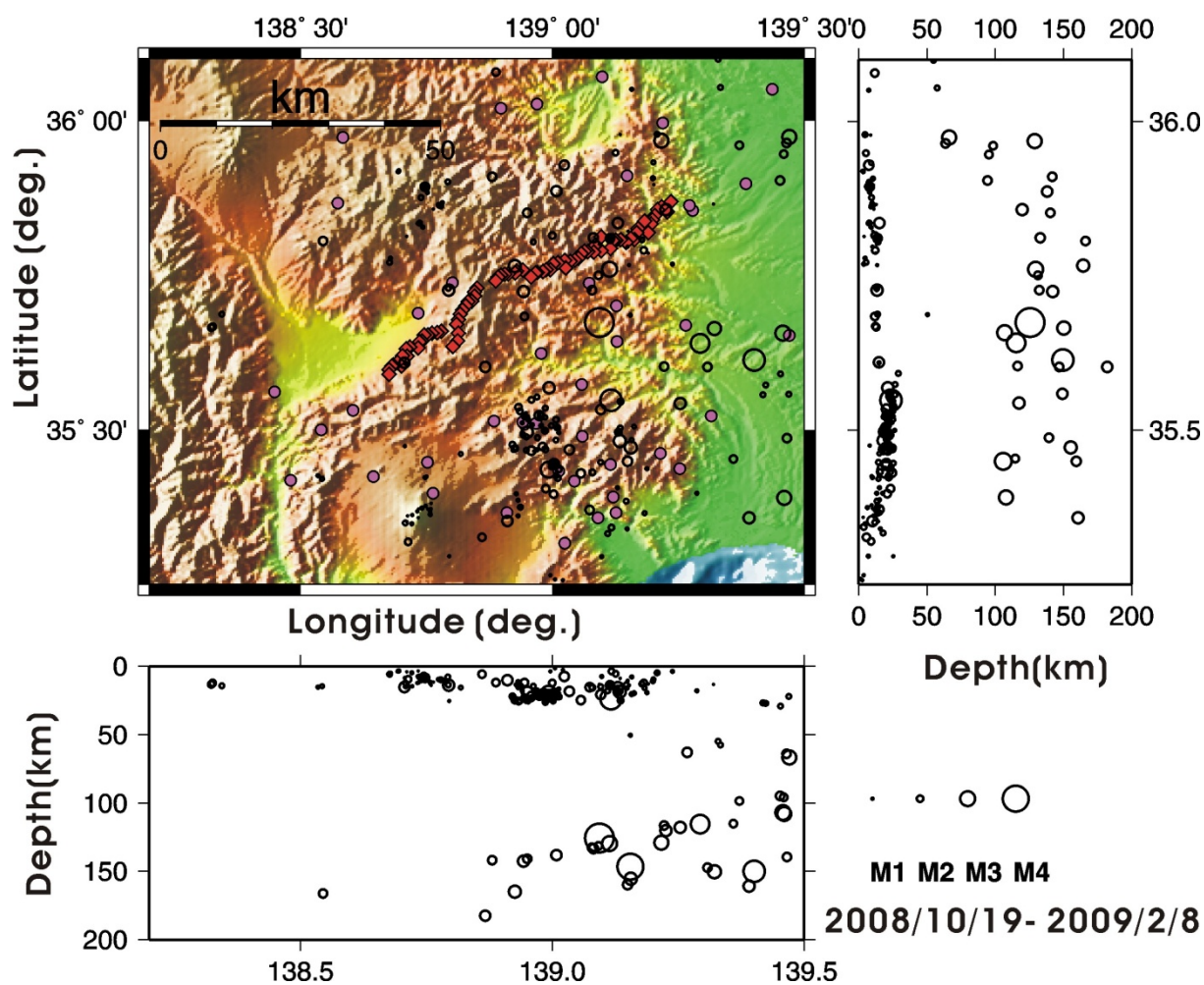


図 10 震源分布図。○は再決定した震源位置を表し、その大きさがマグニチュードを表す。
 ◆は稠密アレイ観測点、●は震源決定に使用したテレメータ観測点を示す。

Processing Sequences for RFM and ISI

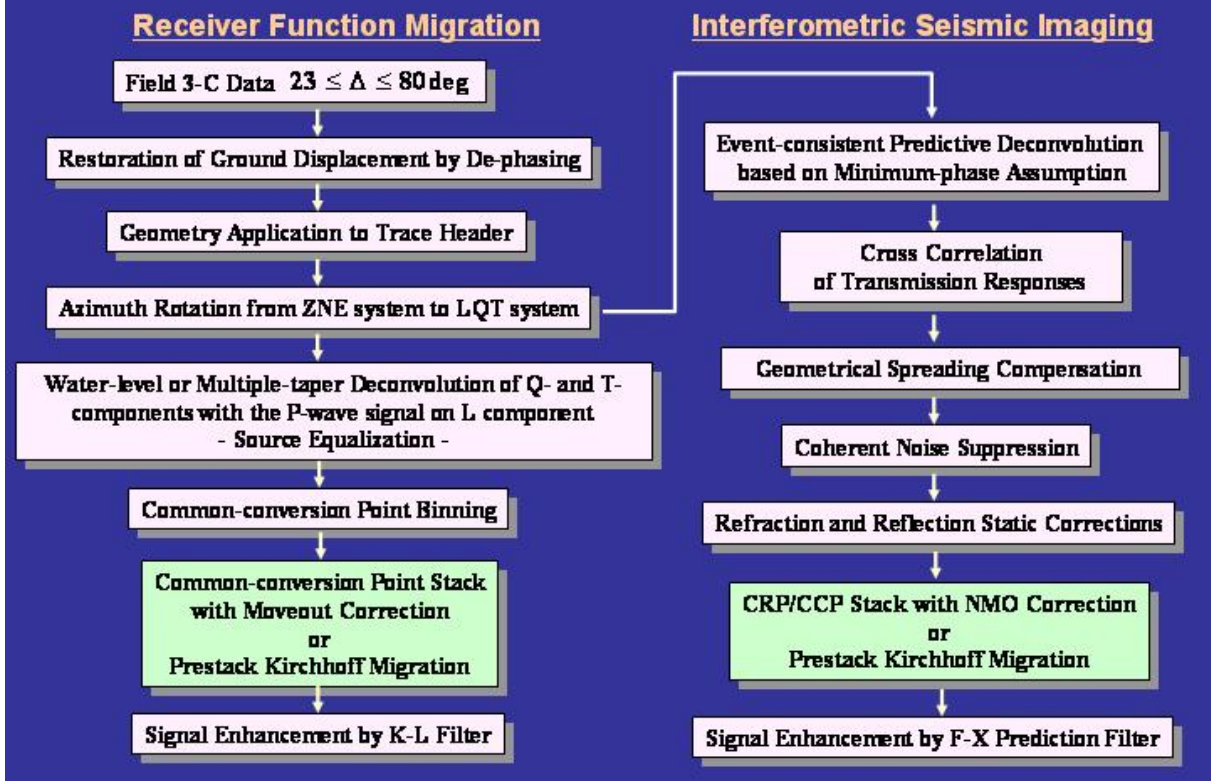


図 11 遠地地震データ解析手順

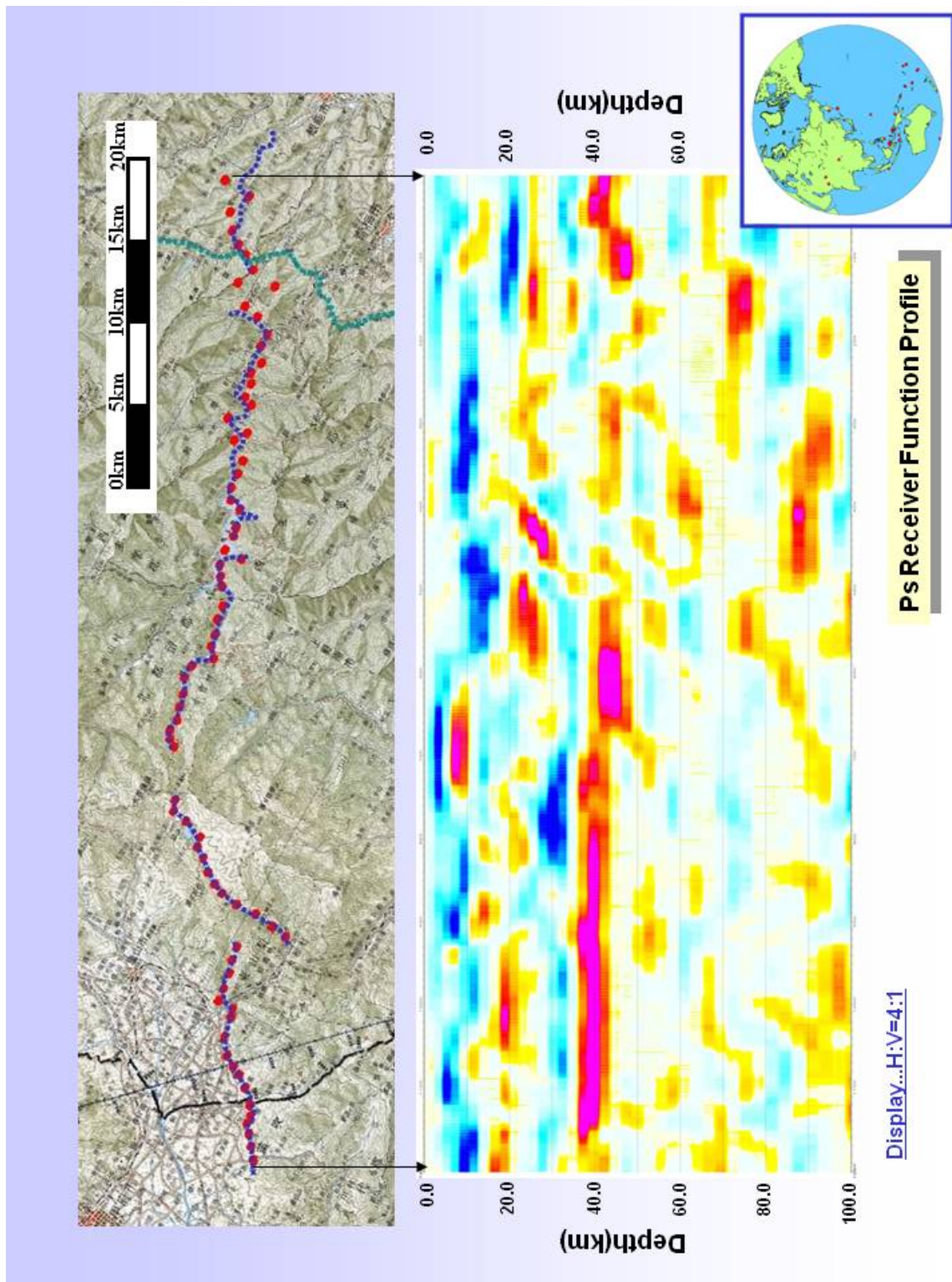


図 12 レシーバ関数プロファイル

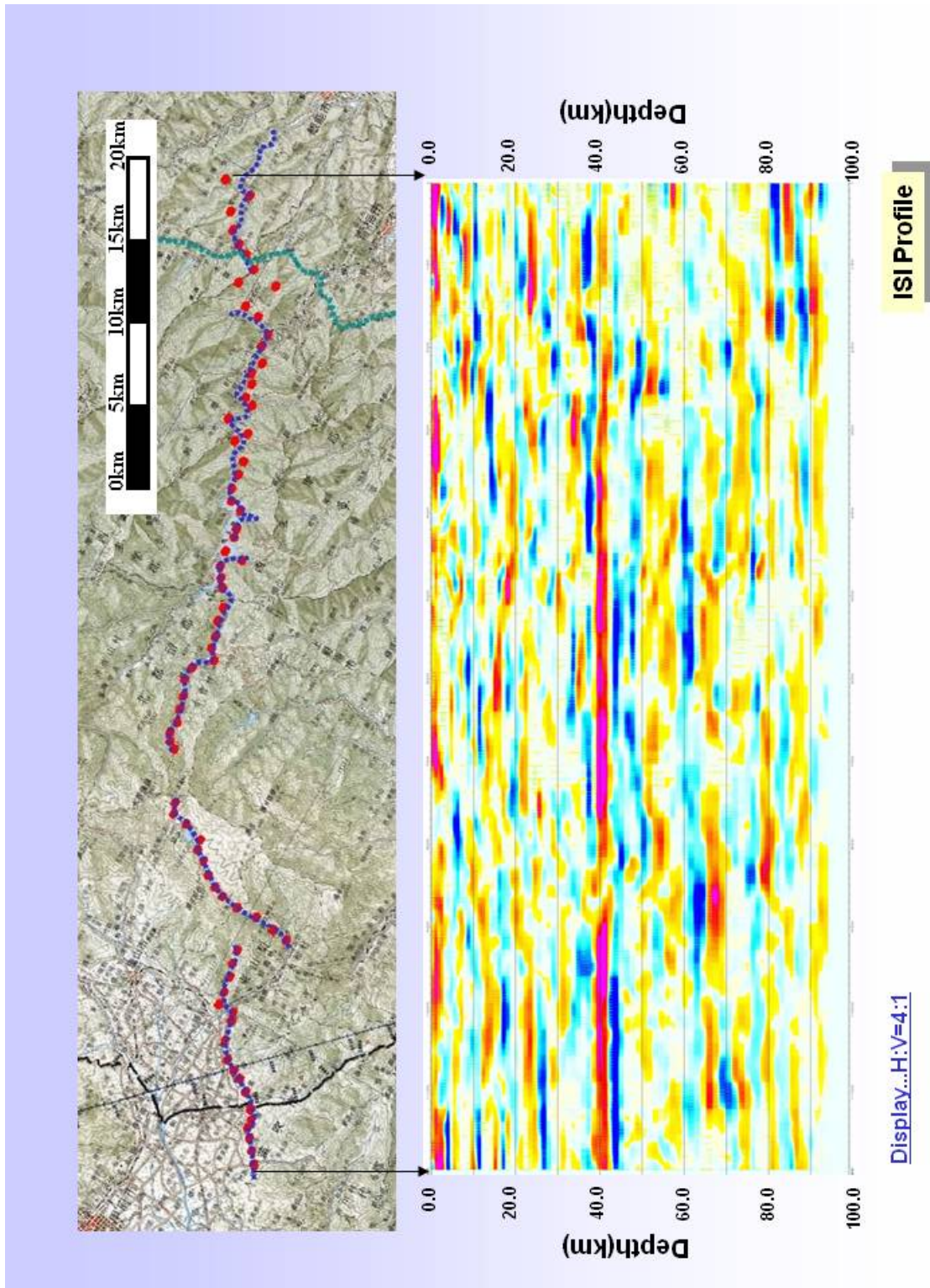


図 13 地震波干渉法プロフィール