

2 (1) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

「日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象」計画推進部会長 松澤 暢
(東北大学大学院理学研究科)

地震・火山現象に関する予測システムを構築するためには、まず何よりも全体の枠組みを明確にしなければならない。日本列島で地震や火山噴火が発生するのは、日本列島がプレート沈み込み帯に位置しているためであるが、プレート沈み込みによって地震・火山噴火が生じる機構は完全には解明されていない。その基本的な仕組みを解明し、長期的に見たときに日本列島はどのような場にあるのかを明らかにすることが、本部会の目標である。

具体的には、日本列島及びその周辺域で、長期的なプレート運動とそれに伴う応力場を明らかにし、上部マントルにおける水の供給・輸送過程とマグマの生成・上昇機構を明らかにして、これらの流体と地震発生との関係を解明することが重要である。このためには、マグマ等の地殻流体の分布を含む広域の地殻・上部マントル構造を明らかにし、また、地震活動と火山活動の相互作用に関する研究を推進する必要がある。さらに、地震現象の予測精度向上に不可欠な地震発生サイクルに関する理解を深めるために、アスペリティやセグメントの破壊様式についての過去の活動履歴を明らかにすると同時に、長期的な内陸の地殻ひずみの時空間分布を解明する必要がある。

このような観点から、本部会においては、下記の5項目について観測研究が実施されている。

- ア．列島及び周辺域のプレート運動、広域応力場
- イ．上部マントルのマグマの発生場
- ウ．広域の地殻構造と地殻流体の分布
- エ．地震活動と火山活動の相互作用
- オ．地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

以下では、これらの項目順に従って、平成 22 年度の成果の概略について述べる。

ア．列島及び周辺域のプレート運動、広域応力場

本研究項目では、VLBI (国土地理院 [課題番号: 6013])、SLR (海上保安庁 [課題番号: 8005])、GPS (北海道大学 [課題番号: 1002]; 東京大学地震研究所 [課題番号: 1410]) といった宇宙技術を用いた広域のプレート運動の実測と、地震のメカニズム解を用いた広域の応力場 (高知大学 [課題番号: 2102]、九州大学 [課題番号: 2201]) についての観測研究を実施した。

VLBI 国内観測をほぼ毎月 1 回、国際観測を毎週 1 回の割合で実施し、得られたデータを解析することで日本列島及び周辺地域のプレート運動の速さと方向を求めた。その結果を図 1 に示す (国土地理院 [課題番号: 6013])。

モンゴルでの GPS 観測を前年度に引き続き実施し、さらにキャンペーン観測も実施して、周囲の GPS 観測データも取り込んで統合変位速度ベクトル場を推定することにより、ユーラシアプレートに対するアムールプレートのオイラーベクトルを推定したところ、Kreemer et al. (2003) に近い値である ($60.945 \pm 0.683\text{N}$, $-103.617 \pm 1.667\text{E}$, $0.282 \pm 0.002 \text{ deg/Myr}$) という結果が得られた (東京大学地震研究所 [課題番号: 1410])。

また、ロシア沿海州において GPS 観測を実施し、これまでのデータを統合解析し現時点で最良の東北アジア地域の速度場を求めた (北海道大学 [課題番号: 1002]; Shestakov et al, 2010)。これによると、アムールプレートの運動は当初予想よりもかなり小さいことが示唆され、シホテリア

ン断層帯ではほとんどひずみの蓄積が見られないことが明らかになった(図2)。しかしながら、サハリンや北海道北部と沿海州の間には明瞭な収束運動が見られており、アムールプレート運動以外の要因を考える必要がある。展開している広帯域地震観測網のデータを用いて推定した上部マントル構造の検討を行ったところ、日本海東縁部から北海道北部にかけての地震の帯の最上部マントルで特に低速度異常が強いことが明らかになった。この知見は、日本海東縁部にひずみが集中する機構を考える上で重要な情報である(北海道大学[課題番号:1002])。

一方、応力に関しては、四国から九州にかけて、地震のメカニズム解を用いて広域の応力場の推定を行った。四国地方西部(高知大学[課題番号:2101, 2012])から九州地方にかけての広い領域で南北張力の正断層型の応力場になっている可能性が高く、これを詳細に調べるために、応力場モデル化の手法を開発した(九州大学[課題番号:2201])。図3に示しているのは空間的に分布させたグリッドポイントの位置図(左)および推定された広域応力場と各グリッドポイントにおけるモーメントテンソルである。グリッドポイントは火山および断層、別府島原地溝に分布させて、2次元問題として解いており、その結果、別府島原地溝帯東部においては大きなせん断応力変化を起こすモーメントテンソルが得られた。これはこの領域が非弾性的に変形している状態を反映していると考えられる。国土地理院が展開するGEONET観測点のF3座標値を使って九州地域のひずみ変化を求めた結果でも、別府-島原地溝帯を含む九州中部で南北伸長が卓越するという従来の知見に加え、別府湾から阿蘇カルデラにかけて最大せん断ひずみが大きい領域が存在することが明らかになった(九州大学[課題番号:2201])。

イ．上部マントルとマグマの発生場

日本列島下の構造はこれまで詳細に推定されてきたが、日本列島のデータのみを用いていると日本列島下の構造はよくわからず、グローバルなデータを用いた場合には全体的に分解能が上がらないという問題があった。本年度、大量の近地・遠地地震データを用いて日本列島下の深さ700 kmまでの3次元P波速度構造を推定した結果、西南日本下のフィリピン海スラブは深さ300-500 kmまで沈み込んでいることが明瞭にイメージされ、また、東北地方のマントル上昇流は日本海下の深部でも存在することが明らかになった(図4; 東北大学[課題番号:1203]; 築田, 2010)。このような背弧側深部から火山フロント直下へのマグマの供給の様子は、地震波速度のみならず電気比抵抗構造からも北海道(東京大学地震研究所[課題番号:1411])や、九州(京都大学防災研究所[課題番号:1805])でも明らかになってきており、また、長期地震観測データの解析から伊豆弧下火山フロント直下50-100 kmの深さでは北部と南部に低速度域が存在し、そこでは地震波の散乱強度も高いことが明らかになった(海洋研究開発機構[課題番号:4002]; Obana et al., 2010; Takahashi et al., 2011)。今後、地震波速度構造や地震波散乱構造と電気比抵抗の分布を相互に比較することにより、マグマの発生場の解明が進むものと期待される。

また、日本海溝から日本海東縁までのP波速度異方性トモグラフィーを推定した結果、速いP波速度方向はマントルウェッジでは東西あるいは北東-南西であり、太平洋スラブの中はほぼ南北方向であることがわかった(東北大学[課題番号:1203]; Huang et al., 2010; Wang and Zhao, 2010)。さらに、深さの異なる地震(地殻内地震、深部低周波地震、スラブ内地震)の波形を用いて、S波スプリッティング解析を行い、深さ方向の異方性構造の分離に成功した。その結果、南北の異方性があると考えられてきた前弧側のマントルウェッジでは、異方性が非常に弱いことが明らかになった(図5; 東北大学[課題番号:1203]; Huang et al., 2011)。その他の領域の結果は、P波方位異方性の結果と非常に調和的である。

第四紀火山岩の研究については、北海道や西南日本の試料について同位体分析を行い、より明確にスラブ由来流体の組成と分布が明らかになりつつある（東京工業大学[課題番号：1603]；中村・岩森，2010）。また、海洋玄武岩の同位体を独立成分分析法で統計解析した結果、二つの独立成分が検出され、これらはそれぞれ溶融と水溶液の関与する元素分別作用に対応すると推定される（東京工業大学[課題番号：1603]；Iwamori et al., 2010）。

ウ．広域の地殻構造と地殻流体の分布

短波長の不均質構造を理解するうえで、散乱波の解析は極めて重要である。強い不均質場におけるモード変換・P/S エネルギー分配の遷移過程を差分法によりモデル化し、多重等方散乱の輻射伝達理論解との比較を行った結果、浅間火山における強い短波長不均質によって震源からのP波エネルギーがS波エネルギーに変換され多重散乱していることが明らかになった（図6；Yamamoto and Sato, 2010）。さらに、桜島人工地震探査において捉えられたエネルギー分配の時間変化も平均自由行程約1 kmの短波長不均質によるP-S変換で定量的に解釈可能であることを明らかにした（東北大学[課題番号：1204]）。また、北部伊豆小笠原弧において、地下の速度ゆらぎの空間分布を解析した結果、火山フロントの第四紀火山群下では、スペクトルの勾配が緩やかで短波長の速度ゆらぎが大きく、古い島弧が存在すると考えられている火山フロント前弧側の Frontal Arc High 付近で比較的長波長の速度ゆらぎが大きいことがわかった（図7；東北大学[課題番号：1204]；海洋研究開発機構[課題番号：4002]；Takahashi et al., 2011）。

一方、トモグラフィーにより日本列島の3次元構造を推定し、それに基づき震源を再決定することによって地震発生層の下限の深さ（D90）を詳細に求めた結果を図8に示す（東北大学[課題番号：1204]；Omuralieva, 2010）。四国の中央構造線に沿って下限が浅くなっているのは、スラブの脱水に伴って水が浅部に供給されたためと考えられ、実際、水と関係すると考えられている低周波地震の分布と下限が浅い領域はよく対応している。それ以外については、この下限の深さは東北日本の太平洋沿岸や関東で深く、火山地域で浅いという特徴があり、前者は太平洋プレートの沈み込みに伴って地殻が冷やされたために深くなり、逆に後者は火山活動によって地殻が熱せられているために浅くなったと考えれば説明可能であり、実際、Tanaka et al. (2004) が求めた地殻熱流量と良い対応がある。

この図で北海道日高山脈の西では、プレート等深線から期待されるよりもさらに下限が深くなっているように見え、そこでは地殻熱流量も低いように見える。この北海道の温度分布について、既存の温度検層データとHi-net坑井の検層データから求めた地殻熱流量から推定した結果を図9に示す（防災科研[課題番号：3009]）。日高山脈の南西側には深さ30 kmにおける推定温度が約200程度と極めて低温な領域があることが明確となり、この付近で地震発生層の下限が深くなるのは基本的に温度場が効いていることがわかった。この異常に温度が低い領域は、太平洋スラブ直上に地殻物質が厚く分布している領域（東北大学[課題番号：1208]；Kita et al., 2010；「地震準備過程」の図20参照）と一致しており、この異常構造が温度分布を規定し、この温度分布が地震活動を規定していることが明らかになった。

同様の地殻熱流量の解析を東北地方でも行った結果、大局的には火山フロントおよびホットフィングアーに沿って高温域が分布するのに対して、前弧側には有意に低温の領域が分布することが分かった（防災科研[課題番号：3009]）。この高温の領域では地殻の強度が低下し、図8で示したように地震発生層の厚さが薄くなって、大きな地震は起こしにくいと考えられる。実際、1885-2008年の期間に発生した164個の地殻内地震（M5.7-8.0）と、地殻・マントル最上部内の地震波低速度異

常域との関係を詳細に調べたところ、大きな地震はこの低速度異常域の内部では発生せず、それを縁取るように分布していることが明らかになった(東北大学[課題番号:1204]; Zhao et al., 2010)。

さらに詳細に速度構造と地震発生の関係を調べるために、1995-2008年に日本列島で発生した地殻内大地震の発生域における3次元地震波速度構造を詳細に検討したところ、いずれの大地震においても本震の震源域の下地殻とマントル最上部において明瞭な地震波低速度・高ポアソン比の領域が存在することが明らかになった(東北大学[課題番号:1204]; Zhao et al., 2010)。このことは、地震発生層が厚い領域の下で局所的な流体の存在によって地殻の強度が低下することで応力が集中し、大地震発生に至ることを示唆している。

このような地下の流体については電気比抵抗が敏感であるため、北海道(東京大学地震研究所[課題番号:1411])、宮城県の蔵王・長町利府断層近傍(東京工業大学[課題番号:1601])、和歌山地域(東京大学地震研究所[課題番号:1412])、鳥取-島根県境付近(鳥取大学[課題番号:2001])、九州(京都大学防災研究所[課題番号:1805])等、様々な地域で電気比抵抗の分布が精力的に調べられている。このうち秋田県南部では、測線西部(日本海側)の地下5 kmより浅い部分は低比抵抗を示し、上部地殻中部に相当する地下10 km前後で低比抵抗、下部地殻が高比抵抗、最上部マントルが低比抵抗といった特徴が見られる(図10; 秋田大学[課題番号:1301])。地震活動はこの上部地殻中部の低比抵抗域の上または下で生じ、低比抵抗域の中心では地震は発生していない。同様の特徴は和歌山地域(東京大学地震研究所[課題番号:1412]; Kato et al., 2010a)や鳥取県や島根県東部(鳥取大学[課題番号:2001])でも見られる。

このような地殻流体と地震発生の関係をさらに詳細に調べるために、長野県西部地域において、応力場の空間的な不均質性を高分解能でマッピングした(京都大学防災研究所[課題番号:1806])。大局的な傾向としては、応力比 $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ は北部で小さく南部で大きい。また、Yukutake et al. (2010)が指摘したように、北部を中心に逆断層型の応力場が卓越するが、震源断層沿いにおいては横ずれ型の応力場が見られ、そこで応力比が大きくなっている。より詳しく見ると、ところどころに応力比の小さな異常点があり、その点においては、最大圧縮応力軸が水平から外れたり、その方位が周囲と大きく異なっていたりする傾向がある。 $R < 0.4$ でかつ最大圧縮応力軸の傾斜が20度より大きいものについて、周囲の地震波速度構造(平成21年度報告書参照)との関係を調べてみた。昨年度の研究により、大規模な低速度域においては地震活動が低く、非弾性的な変形が起こっていることが推定されるのに対して、地震は高速度域内の局所的な低速度域の近傍で発生する傾向にある。応力場の異常点は、低速度異常域の端付近で地震活動が少し存在するところに対応していることから、図11に模式的に示すような可能性が考えられる。低速度異常域の中央部では水が豊富に存在し、水の効果により、色々な向きを持った多数の小さな断層面で非地震性すべりが起こり、領域全体として非弾性変形が進行する。大局的な応力場は逆断層型であるので、これは水平方向には短縮し上下方向に伸びる変形であり、そのため、水平に隣接する領域では水平面内応力が緩和、鉛直に隣接する領域では水平面内応力が増加すると考えられる。一方、低速度異常域の端付近では、異常域の中央部に比べて水の量が少ないので、非地震性すべりは限られたところでしか発生しない。断層の一部で発生した非地震性すべりはその延長にある固着した部分に応力集中を起こし、そこで小さな地震が発生する。これらの地震を発生させる応力場は、異常域中央部の応力緩和により、応力比の小さなものとなっていると考えられる。

和歌山地域においても、地殻流体と地震の関係を解明するための観測研究が続けられている(東京大学地震研究所[課題番号:1412])。平成22年度は、和歌山地域を横断する長さ約90 kmの南北測線上に、計86点からなる稠密地震計アレイを11月下旬に展開した。詳細なデータ解析はこれ

からであるが、先行研究として実施された和歌山地域における 2006 年小規模・稠密地震観測データの統合解析が完了し (Kato et al., 2010a) その結果によれば、非火山性群発地震の多くは、ポアッソン比が 1.66 と低い領域で発生しており、また群発地震の直下には、貫入岩を示唆する顕著な高速度体が存在している (図 12c)。このため、貫入岩が引き起こす熱水循環による流体圧の変化が、広域応力場に調和的な断層面を滑らせることで、非火山性地震が誘発されるというモデルを提案した。平成 21 年度に実施した比抵抗構造探査から得られた比抵抗分布 (図 12b) も、このような流体の存在を示唆している。

さらに、2008 年に東海地域で実施した稠密地震アレイ観測のデータ解析が完了し、沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻内や上盤内の流体分布の推定に成功した (東京大学地震研究所 [課題番号: 1412]); Kato et al., 2010b)。長期的ゆっくり滑りによるモーメント解放量の最も大きな領域は、海洋性地殻内に顕著な低速度・高ポアッソン比の異常域と一致する (図 13)。この異常域の弾性波速度は、通常の海洋性地殻の速度に比べて有意に低く、高压流体、もしくは大量の流体の存在が示唆される。長期的ゆっくり滑りの多くは、前弧側の上盤プレートと沈み込む海洋性地殻が接する境界で発生する。一方、低周波地震・微動は、蛇紋岩化したマントルウェッジと海洋性地殻が接する境界で発生する。このように、長期的ゆっくり滑りと低周波地震・微動の発生域は、同じプレート境界面上に位置するものの、上盤側物質の構成岩石種が大きく異なることが明らかとなった。

このフィリピン海プレートは紀伊水道周辺でその沈み込み方向が急変することが知られており、紀伊水道下でスラブが不連続となるようなモデル (Ide et al., 2010) を許容できるかどうかをレシーバ関数解析から検討した (防災科研 [課題番号: 3009])。その結果、従来のモデルにおいて大陸モホ面に分類した変換面の一部を海洋モホ面であると解釈することにより、新たなスラブ内海洋モホ面形状が提案可能であることが明らかになった (図 14)。一方、兵庫県南部周辺では、海洋モホ面深度に相当する明瞭な変換波は確認出来なかった。このことは、当該地域付近でスラブ断裂、スラブウィンドウの存在、あるいはスラブ傾斜の急変等の周辺域と大きく異なる構造的特徴を有していることを意味する。

また、房総半島沖ではフィリピン海プレートの火山性碎屑物・火山岩層 (VCR 層) が上盤側プレートに底付けされていることが明らかになっている (Kimura et al., 2010)。この VCR 層を詳しく調べるために、房総半島下で発生する地震の中感度地震観測網 (MeSO-net) による記録波形を解析した結果、プレート上面の地震では P 波と S 波の間に 1 つ (x_1)、これより深い地震で 2 つの明瞭な位相 (x_2 , x_1) が上下動成分の記録に見られることが分かった (図 15)。前者は堆積層基盤 (x_1)、後者は堆積層基盤 (x_1) およびプレート境界からの S P 変換波 (x_2) として説明可能である。さらに、よく見ると x_2 は 2 つのパルスを含み (x_2 , x_2)、火山性碎屑物・火山岩層の上面と下面での変換波にそれぞれ対応すると考えられる。変換波走時の予備的な解析の結果、火山性碎屑物・火山岩層下面からの SP 変換波とみられる位相の走時を説明するには、西に傾斜する変換面となっているらしいことが明らかとなった。

エ．地震活動と火山活動の相互作用

地震活動と火山活動の相互作用を理解するためには、地震と火山の両方の活動が活発な地域で観測研究を行う必要がある。このような観点から、この相互作用の研究については、主としてフィリピン海プレート北端部と九州周辺がフィールドとして実施されている。

2009 年に実施した伊豆大島及び周辺海域の構造探査実験の解析を進め、現在のところ図 16 のよ

うな構造が得られている（東京大学地震研究所〔課題番号：1413〕）。火山の基盤を形成している第4層の地震波速度は5.8-6.2 km/sと推定され、伊豆大島の西南西側に基盤の張り出しが顕著に見え、一方、島の東北東側では急激に深くなる。2004年以降、伊豆大島ではマグマ貫入によるとみられる間欠的山体膨張が3回観測されており、この時期にカルデラ内と周辺部で地震活動が高まる。しかしながら、地震活動のパターンが異なっており、カルデラ内の活動は漸増漸減するのに対し、周辺部の活動はバースト的である。このときの圧力源の位置は第4層内で深さ5~7 kmに位置しており、周辺部の地震活動はこの圧力源の西南西の第4層内で生じているのに対して、カルデラ内地震は圧力源直上の第3層以浅で発生している。このことは、第4層の非対称な形状も含めて、地震発生が地下構造によって規定されていることを強く示唆する。つまり、第3層以浅が基盤層（第4層）に比べて破壊強度が低いと考えると、カルデラ内地震は(1) バースト的な活動をせず、(2) 周辺部の地震活動度の高まりに先行して、山体膨張に同期して発生する、という地震活動パターンを説明できる。カルデラ直下の基盤層内で地震が発生しないのは、マグマ貫入により高温域が広がっているためと考えられる。

伊豆半島東方沖で発生する群発地震については、これまでの系統的な解析により、マグマの貫入した先端で地震が発生しており、マグマの貫入量と群発地震の活動度が比例することが明らかにされていた。この様な火山噴火予知研究で得た成果に基づき、地震調査本部で「伊豆東部の地震活動の予測手法」を取りまとめ、気象庁では「地震活動予測情報」を発表する準備をしている。これは、伊豆東部での地震活動と火山活動の相互作用についての理解が進み、火山噴火予知研究の成果が群発地震活動の予測に応用されたことを示している。更に、静岡県危機管理部では、伊豆東部火山群噴火警戒レベル導入に際して、地域防災計画を策定しているが、その中でこれまでの研究成果を取り入れて、伊豆火山群の噴火シナリオ（噴火事象系統樹；図17a）を作成し、行政機関に提供した。この打ち合わせの中で、噴火シナリオの考え方が浸透していない現状では、群発地震発生時に想定される今後の火山活動の発生頻度の目安を示す図17bの方が実用的であるとの示唆に富んだ指摘も得られ、今後、地震と火山の相互作用の研究を進めることにより、この確率評価がさらに信頼度の高いものになり、また行政担当者との意見交換により、防災に一層役立てやすい情報発信ができるようになることが期待される（東京大学地震研究所〔課題番号：1413〕）。

また現在、地下水の回復が著しい三宅島でハイブリッド重力測定を実施した（東京大学地震研究所〔課題番号：1413〕）。このような地下水の回復現象は終息期の火山活動を理解する上で重要である。測定の結果、2006年~2010年の4年間の間に、火口を中心として20~40マイクロガルに及ぶ同心円状の重力増加を見出した。この変動は海水準付近の地下水層の回復としてモデル化でき、SO₂放出量の漸減とも整合した結果が得られた。

東海地震と連動した富士山の噴火可能性評価のため、東海地震によるフィリピン海プレートの運動に伴う富士山地下周辺の静的応力変化を定量的に評価する有限要素法コードの開発を進めた（防災科研〔課題番号：3010〕）。これをもとに、フィリピン海プレートの運動に伴う富士山のマグマ溜りにかかる応力変化・分布を求め、また、火道内における気液二相マグマの上昇過程の数値的・解析的研究を実施した。特に非爆発的噴火から爆発的噴火への遷移過程を再現する時間発展モデルを開発し、地球物理学的観測データとの比較が可能な、火道内圧力変動プロセスなどの数値シミュレーションに成功した。また、間欠泉のアナログ実験、および過冷却炭酸水の振動→発泡実験を行い、数値シミュレーションの基礎となるデータを取得した。

九州地域では、霧島山新燃岳が2011年1月26日に噴火活動が活発になり、その北西約18 kmの伊佐観測点において、噴火活動の推移に対応した地殻変動が捉えられた（図18；京都大学防災研究

所 [課題番号 : 1805])。このような九州中南部地域下における火山活動の駆動力となるマグマの生成に関するモデルを構築するためには、フィリピン海プレートからの脱水やマントルウェッジ内の流体の挙動を解明する必要がある。そのような観点から、稠密アレイ観測を実施し、レシーバ関数解析から 3 次元速度構造を推定した (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1805])。南九州ではフィリピン海スラブの傾斜角が大きく、急激に深度を増すため、単純な水平成層構造モデルではスラブの位置を正しくイメージできない。そこで、傾斜層を有する速度構造モデルに対して波面法を用いた波線追跡 (de Kool et al. , 2006) を行い、傾斜境界に対してスネルの法則が成り立つような P_s 変換点にレシーバ関数の振幅を投影するように手法を改良した。具体的には図 19 に示すように、まず (a) 水平成層構造を仮定してレシーバ関数をマッピングし、 (b) ここで推定された海洋モホ面を組み込んだモデルでマッピングをなおし、 (c) さらにこの作業をもう一度行った。図 19d は、稍深発地震の深さ分布形状をもとに推定した海洋モホ面を組み込んだモデルを用いたイメージングの結果である。図 19c と図 19d で共通してみられる特徴は、深発地震面が折れ曲がる深さ 90 km 以深では、海洋モホ面に対応する赤いイメージがみられなくなるという点である。このことは、海洋地殻が周辺部に比べて低速度ではないことを意味し、海洋地殻に含まれていた「水」が脱水作用により解放されたことを示唆する。さらに、九州地域でのネットワーク MT 観測データの再解析によって大規模比抵抗構造の推定を行った結果、上記の深発地震面が折れ曲がる位置の西側の深部から活動的火山の直下につながる低比抵抗領域が存在することがほぼ確認できた (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1805])。今後、これらの地震波速度構造と比抵抗構造をさらに詳細に解析することにより、九州におけるマグマ生成・供給過程の解明に繋がるものと期待される。

別府 - 島原地溝帯の地殻構造についてもレシーバ関数解析を実施して、当該地域のモホ面を推定した (九州大学 [課題番号 : 2201])。別府 - 島原地溝帯がリフトバレーであるとする研究 (多田 , 1993) では、この地溝帯がその西側に存在する沖縄トラフの延長であると推測されているため、今年度は沖縄トラフに近い地溝帯西部の地殻構造を推定した。レシーバ関数から遺伝的アルゴリズム (GA) インバージョンを用いて、観測点直下の S 波速度構造を推定した結果を図 20 に示す。この結果からは、昨年度の別府 - 島原地溝帯中部 (阿蘇周辺) における結果と同様、別府 - 島原地溝帯に対応する地殻の薄化は見いだせず、この領域がリフトバレーであるという証拠は得られなかった。しかし、解析領域の西端でモホ面がそれよりも浅くなっており、沖縄トラフの拡大の影響が別府 - 島原地溝帯の西縁部にのみ及んでいる可能性を示唆する。

また、始良カルデラ周辺で 17 点の臨時地震観測点を設置し、2008 年桜島火山構造探査で得られた P 波初動到達時刻データを加えて、始良カルデラ周辺の 3 次元 P 波速度構造の解析を行った (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1805])。その結果、深さ 8 km 断面の始良カルデラ中心部において低速度領域、その東側に高速度領域が推定された。この低速度領域は始良カルデラ下のマグマ溜りと考えられる位置と調和的である。また、始良カルデラで発生する地震の多くは高速度領域内およびその周辺部で発生していることが明らかになった。

さらに、桜島火山を含む南九州地域の ALOS/PALSAR 画像の収集を継続し SAR 干渉解析を行った (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1805])。2007 年 ~ 2010 年の期間における干渉性のよい画像についてスタッキングと 2.5 次元解析を行い、準上下方向の地盤変動を計算したところ、桜島北部で地盤隆起、桜島東部から南部にかけては地盤沈降が検出された。これらの変動は、同期間に行われた水準測量結果ともよい一致が見られた。桜島北部の地盤隆起は、始良カルデラ地下のマグマ溜りにおける増圧を反映した変動を捉えたものと考えられる。

オ．地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

近代の地球物理観測でわかっている地震は最近 100 年程度にすぎず、それよりも長いサイクルの地震活動については地球物理学的研究では限界があり、地質学的情報が重要となる。特に過去の津波堆積物の研究は重要であり、その津波を再現するうえで、地球物理学的研究が有効となる。このように長期の地震発生過程においては、地質学と地球物理学の共同作業が重要となる。

沈み込みに伴う山脈形成において、背弧域における地殻水平短縮が重要な役割を果たしていることが最近の研究によって分かってきている。このような観点から昨年度に引き続き、反射法地震探査から得られる地下の地質構造をもとに、東北日本弧の背弧域(羽越褶曲帯～北部フォッサマグナ)における地殻変形過程を検討した。昨年度の研究により、当該地域には中新世の日本海拡大時において非対称リフトが形成され、その構造が鮮新世～現在に至るこの地域の変形様式を強く支配していることが分かった。鮮新世以降の圧縮変形を引き戻す事によってこの非対称リフトの形状を復元した結果、この構造は羽越～北部フォッサマグナ堆積盆西縁から盆地下へ西傾斜で延びるリストリック断層とその深部延長に存在すると推定される水平な detachment 断層上でのすべりによって生じたと解釈された。屈折法地震探査のデータによれば東北日本背弧側では広範囲に下部地殻の薄化が起こっているため、上記 detachment 断層を介して上部地殻と下部地殻とで全く異なる様式の変形が生じていると推定される(東京工業大学[課題番号:1603])。

このような長期地殻ひずみ蓄積過程を解明するためには、島弧スケールでの広域の地下構造を明らかにする必要がある。このような観点から、奥羽山脈から太平洋側の活断層帯までの調査を行う一環として、会津盆地西縁の活断層帯において、高精度浅層反射法地震探査を行った。共通反射点重合法による反射法解析の結果、会津盆地および同西縁断層帯の上盤側に発達する非対称背斜構造の、往復走時 1.5-2.0 秒までのイメージが取得できた。会津盆地の地下には、ほぼ水平で連続的な反射面群が往復走時約 1.5 秒まで分布しており、盆地を埋積する鮮新・更新統に対応するとみられる。一方、断層の上盤側では更新統に対比される反射面群が東側に傾斜している。両者の間に存在する西傾斜の向斜軸の地表延長は、完新世段丘の分布位置におおよそ対応している。今後は、地下構造断面を作成し、地表地質・ボーリングとの対比を行い、会津盆地西縁断層帯により形成された褶曲構造の詳細を明らかにすると共に、断層関連褶曲の構造形態と地層の堆積年代から断層帯の長期的なひずみ速度を明らかにする予定である(東京大学地震研究所[課題番号:1414])。

地理空間情報活用推進基本法(2007 年)の制定以降、航空レーザー測量や空中写真測量によって得られた情報をもとにした詳細な数値標高モデル(DEM)が急速に整備・公開されるようになった。国土地理院が整備している 5 m および 2 m メッシュのすべての数値標高モデルデータを用いて、ステレオペア画像を作成し、地理情報システム(GIS)上で活断層地形判読を行い、断層線を書き入れることで直ちに正確な地理情報データとして管理できるようにした。都市の立地する平野では、市街化による土地改変や建物等の人工構造物が多いために、空中写真による地形判読が困難な場合が多い。また、平野の地形は数千年前に形成されたものが多いために断層変位の累積性に乏しく、変位地形を見いだすことは容易でない。そのため、建物等を取り除いた地形のみの情報(DEM)から、空中写真以上に過高感が大きくなるステレオ画像を作成して、これまで見落とされてきた可能性のある活断層を探し出す試みを行った結果、京都盆地、濃尾平野、富山平野、新潟平野などで、活断層による地形を新たに見いだすことができた(名古屋大学[課題番号:1704])。

石狩低地東縁断層帯の変動地形学的知見は最近蓄積されつつあり、従来指摘されていた西上がりの逆向き低断層崖が、主として海成段丘からなる地形面を西へ撓み下げ沖積面に没せさせる東傾斜の低角断層のバックスラストであることが指摘されている(例えば池田・他, 2002)。断層帯北部

末端、岩見沢市周辺の断層変位地形に注目し、断層帯末端での地表形状とずれ量分布の詳細な解明を試みた結果、最北部、美唄川以南の山麓線付近(美唄駐屯地～専修大学短大)の高位段丘面上に、北東～南西走向で延長 4 km の西向き・比高約 3～5 m の撓曲崖を認定するなど新たな知見が得られた(名古屋大学[課題番号:1704])。

横手盆地東縁断層帯は奥羽山脈西縁を限る東傾斜の逆断層であり、1896 年陸羽地震の際には、横手盆地東縁部北部において延長約 35 km に地震断層が現れた。池田・他(2002)などの従来の研究において横手盆地東縁断層帯は、角館から横手に至る約 60 km を活断層として認定してきたが、最近の研究では、横手盆地南部において、北北西-南南東走向の活断層トレースが新たに見いだされている。この活断層の存在を地質学的に裏付け、その活動度を確認するために、横手市赤川において、5 本の群列ボーリングを実施した。地層は上位からⅠ層、Ⅱ層、Ⅲ層に大別され、年代はⅠ層が約 5,000 年前以降、Ⅱ層(扇状地面構成層)は約 20,000 年前以降、Ⅲ層は 3 万数千年前より古い。Ⅲ層上面の高度は撓曲崖(No.3)を挟んで東上がり約 4 m の高度差を示し、Ⅱ層上面では東上がり約 1 m である。このことから、最近の数万年間に断層変位が累積していることが確認された(名古屋大学[課題番号:1704])。

都市域周辺にあたる群馬県太田市龍舞において撓曲崖を横切るトレンチ掘削調査を行った結果、壁面からは傾斜する地層とそれらをアバットする地層が認められた。断層面は確認できなかったものの、地層の変形と傾斜不整合から西傾斜の低角な逆断層が想定される。最新イベントは、緩く傾斜した腐植層(C 層)の堆積後、水平層(B 層)堆積以前であると考えられ、現在、サンプルについて放射性炭素年代測定を依頼中である。また、C 層上面が当初水平であったと考えると、最新活動において、少なくとも 1.4 m の垂直変位が生じたことが明らかになった(名古屋大学[課題番号:1704])。

1847 年善光寺地震を引き起こしたことで知られる長野盆地西縁断層帯では、最近 4 回の活動時期が推定されている。平均的な活動間隔は 800～1000 年程度とされているが、1847 年に先立つ地震のうち、2 回前の活動は 2000～2150 cal BP に限定されているものの、1 回前の活動時期には約 500 年の推定年代幅がある。地震時変位量の繰り返し方や活動間隔の再現性を厳密に検討するためには、この推定年代幅をより狭くする必要があるため、断層帯中部の中野市草間において、ハンディジオスライサーとパーカッション式コアサンプラーを用いた群列ボーリング調査を実施した。その結果、ジオスライサーのコアにおいて、1 回前の活動に対応する可能性が高い傾斜不整合を観察することができた。傾斜不整合の下位は腐植質砂礫混じりシルト層であり、これを覆って腐植質シルト層・泥炭層が堆積している。現在、放射性炭素年代測定を実施中であり、今後、最近 3 回程度の活動について、地震時変位量と活動間隔を詳しく議論できる可能性がある(名古屋大学[課題番号:1704])。

「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測」においては、航測システムや LiDAR 計測を導入し、活断層分布や変位量等に関する高密度・高精度の情報を網羅的に取得するとともに、地形面編年等の現地調査を実施し、平均変位速度・地震時変位量を見積もった。得られたデータセットは、地震規模やアスペリティの予測、地震発生の繰り返しパターンの検討を可能にするものである。今回、断層帯北部について、 $M_0 = \mu \cdot D \cdot L \cdot W$ 、 $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ の関係式を用い、他の手法によるデータも参照しつつ地下構造を仮定して M_w を試算した(図 21)。その結果、横ずれがないと仮定した場合(Case 1)には M_w は 7.46、最大せん断応力の方向にすべると仮定した場合(Case 2)には M_w は 7.55、という結果が得られた。気象庁マグニチュードに換算すると 8.2～8.3 となる。今後、平均変位速度分布と地震時変位量分布、地表変位量と地下のすべり量の相関の程度を解明し、地下のすべり量分布や破壊領域の予測精度をさらに向上させる必要がある(名古屋大学[課題番

号：1704])

以上の変動地形学的研究は内陸の地震を理解するうえで重要であるが、海底下で発生する地震については、過去の津波の解析が極めて重要である。

最近スラブ内地震であったとされている 1958 年択捉沖地震について津波波形解析を実施した。1958 年択捉島沖地震により発生した津波は太平洋を伝播しハワイやグアムでも観測され、津波の最大波高は色丹島で 4-5 m であった。本研究では太平洋沿岸の検潮所で観測された 13 の津波波形を用いて、この地震がプレート境界型地震であるかスラブ内地震であるかの推定を試みた。破壊域は 3 日以内の余震分布より 150 km × 80 km と仮定した。傾斜と断層の深さを変化させたプレート境界型地震とスラブ内地震のモデルを用いて津波数値計算をおこなった結果、 $dip = 40^\circ$ 、 $depth = 37.5$ km とするスラブ内地震モデルから計算された津波波形が観測波形をより良く説明することがわかった。剛性率を 6.5×10^{10} N/m² と仮定すると、このモデルから求められる地震モーメントは 1.5×10^{21} Nm (Mw 8.1) となる (北海道大学 [課題番号：1002])

次に昨年度津波波形インバージョン解析による震源過程解析を実施した 1963 年ウルップ島沖巨大地震 (Mw 8.5, Mt 8.1) の最大余震 (Mw 7.2, Mt 7.9) の津波波形解析を実施した。この最大余震は本震の破壊域の南西側で発生したプレート境界型地震で、地震の規模のわりに大きな津波を発生させた津波地震と考えられている。津波の高さはウルップ島で 10~15 m、択捉島で 7~8 m、津波の高さは大局的に本震による津波の高さの約 0.4 倍であった。太平洋沿岸の 7 つの観測点における津波の観測波形と計算波形を比較し、インバージョンによりすべり量分布を求めた結果、千島海溝付近の海溝よりのプレート境界で、最大すべりが推定された。剛性率を 4×10^{10} N/m² と仮定すると地震モーメントは 1.0×10^{21} Nm (Mw 7.9) と地震学的に求めた値より大きくなるため、1963 年ウルップ島沖巨大地震の最大余震は、やはり津波地震と考えられる (北海道大学 [課題番号：1002])

津波堆積物分布から巨大津波を発生させた地震の震源過程を評価するためには、津波遡上数値計算だけでなく、その津波による砂移動をモデル化する必要がある。本年度は昨年度開発した 1 次元の津波の砂移動の数値計算を用いて、単純な地形に対する砂の浸食・堆積過程の解析を実施した (Gusman, 2010; 北海道大学 [課題番号：1002])。さらに上記の砂移動のモデルを 2 次元に拡張し、実際のデータとの比較を行った。既存の断層モデルから津波遡上数値計算を実施し、調査地域での津波遡上高が再現できることを確認してから、この津波遡上数値計算結果を用いて、砂の移動を 2 次元的に数値計算した。津波の堆積物分布は調査結果が計算結果に比べると滑らかではあるが、厚さはほぼ同程度であり、ある程度再現できていることが分かった。さらに単純な 1 枚の断層モデルを固定し、すべり量を変化させて津波堆積物分布を計算し、実際のデータと比較したところ、津波堆積物分布データからある程度すべり量を推定できることが示された (図 22)。今後は、さらに砂移動の数値計算手法の改善を行うと同時に、他の津波堆積物データの再現を行う必要がある (北海道大学 [課題番号：1002])

千島海溝沿いでは昨年度、十勝、根室、色丹島の臨海低地において野外調査をおこない、過去約 3000 年の津波堆積物層序を検討した。浦幌では 20m 間隔で 15 地点、根室では同様に 14 地点において、ハンディジオスライサー (全長 100cm および 150cm) により掘削した。色丹島ではピートサンプラーを用いた。従来の研究では、層厚や粒径、堆積構造などにより、津波堆積物が対比されているが、これらの諸特性は、微地形の影響が大きいため、距離数十 m 以上にわたる津波堆積物の対比には利用できない。そこで本研究では、津波堆積物の地点ごとの対比をより確実にこなうために、1/16 φ 精度の高精度粒度組成や、構成物 (鉱物組成、微化石組成、含有する火山ガラスおよび鉱物の化学組成) を記載することで、津波堆積物の対比を試みた。浦幌では樽前 b テフラ (1667 年: Ta-b)

と樽前 c テフラ (約 2700 年前 : Ta-c) の間に最大で 8 層の津波砂層が認められた。Ta-b の直下に 1 層、白頭山苦小牧テフラ (約 1000 年前 : B-Tm) の上位に 1 層、B-Tm と Ta-c の間に 6 層である。根室においては、地表面と樽前 a テフラ (西暦 1739 年 : Ta-a) の間に 1 層、駒ヶ岳 c2 テフラ (1694 年 : Ko-c2) と Ta-c の間に 7 層の津波砂層が認められた。色丹島イネモシリでは、Ta-c より上位に、6 枚の砂層を確認した。最上位の砂層は 1994 年北海道東方沖地震津波による堆積物の可能性がある。以上の調査結果から、津波堆積物調査により確認された過去 3000 年間の津波発生回数は、浦幌で 8 回、根室で 7 回、色丹島で 6 回であったことが分かった (図 23 ; 北海道大学 [課題番号 : 1002])。

日本海溝沿いでは、貞観型津波の浸水範囲を広域で解明するため、茨城県日立市においてハンディジオスライサーやハンドコアラを用いた津波堆積物調査を行った。採取した柱状試料から 869 年貞観津波より後に堆積した津波堆積物を少なくとも 2 層検出した。そのうちの低位の層は 13-15 世紀頃の年代を示し、宮城県石巻市や山元町で見ついている津波堆積物の年代に近い、広域に影響を及ぼす津波がこの時期に発生していた可能性がある (図 24)。この地域では貞観津波のように広域に影響する津波が 450 ~ 800 年間隔で発生していたと考えられる (産総研 [課題番号 : 5006])。またこれまでの津波堆積物調査で解明された貞観津波の浸水域に基づいて断層モデルの改良を行い、宮城県沖から福島県沖にかけてのプレート境界で少なくとも長さ 200 km、幅 100 km の断層が 7m 滑ったとするモデルが最適であると推定した (図 25 ; 産総研 [課題番号 : 5006] ; 行谷・他, 2010)。

相模トラフ沿いでは三浦半島で離水海岸地形の調査を行い、標高 4m 付近に 4200 年前頃の年代を示す隆起ノッチを発見した (産総研 [課題番号 : 5006])。

駿河湾から四国にかけての南海トラフ沿いでは、各地で津波と地殻変動の履歴を解明するため、掘削調査やコア試料の解析、隆起海岸の調査等を行った。まず静岡県富士市では、沈降の痕跡を検出して発生履歴の詳細な検討を行うため、ボーリング調査を行った。三重県志摩市で昨年度までに得られたコア試料についてはより詳細な年代の分析を行い、過去 4500 年間に 9 層の津波堆積物を検出した。特に上位 3 層は 1498 年、1196 年、684 年の歴史地震にそれぞれ対応する可能性が指摘された。和歌山県串本町では津波石と隆起海岸の調査を行い、1707 年宝永地震と 12-14 世紀頃の年代を示す津波と隆起の痕跡が見つかった。徳島県伊島では、ハンドコアラによる掘削調査で新たに複数枚の津波堆積物を発見した (産総研 [課題番号 : 5006])。

インドネシアではスマトラ島北部、アチェ州において津波浸水履歴を明らかにするための堆積物調査を継続して行った (産総研 [課題番号 : 5006])。

課題と展望

列島及び周辺域のプレート運動、広域応力場については、ユーラシアプレートに対するアムールプレートの相対運動速度がそれほど大きくないことが本年度の成果として示されており、ユーラシアプレートからあえて独立させて取り扱う必要はなくなるかもしれない。この問題は、日本海東縁のテクトニクスのみならず、日本の内陸の地震活動のモデル化においても重要であり、東北日本弧と千島弧の帰属先がオホーツクプレートなのか北米プレートなのかという問題もあわせて、日本列島周辺のプレートモデルについて、近い将来には決着をつける必要がある。

上部マントルとマグマの発生場の問題については、スラブ直上のマントルウエッジ内における低地震波速度・低電気比抵抗域が日本列島全域で明らかになりつつある。今後、この低地震波速度・低電気比抵抗域を定量的に説明するモデルの構築が重要であり、そのためには、スラブの脱水モデルの信頼度をあげ、また、海洋性プレートへの加水過程についても明確にする必要がある。

広域の地殻構造と地殻流体の分布に関しては、地震は低地震波速度・低電気比抵抗域を避けて、

その近傍の高速・高比抵抗域中で発生している、という事例が増えてきている。また、大地震の震源の直下には局所的に低速・低比抵抗域が存在する観測事例も増えている。また、地震波速度構造・温度構造・地震発生域下限の深さの三者間に良い相関があり、地震の発生は温度に強く依存していることがより明瞭となった。これらをあわせて考えれば、水や高温の影響で塑性変形している場所の周囲の脆性的領域で応力集中を起こして地震発生に至る、というモデルが最も考えやすい。ただし、たとえば V_p/V_s が大きい場合も小さい場合も流体に結び付けられており、今後は、散乱や異方性といった別の情報も利用して流体の分布と形態について明確にしていく必要がある。

また、流体が与える影響の整理も必要である。一般に、間隙水圧が増加すれば、有効法線応力が減少して ΔCFF が増加し、地震活動が活発化すると考えられるが、摩擦構成則の立場から言えば、有効法線応力があまりに減少すれば、不安定領域が条件付き安定領域になってしまって地震を起こしにくくなる。また、水の存在は塑性変形を加速するはずで、これもまた地震を起こしにくくする。ただし、塑性変形が加速している領域の近傍に脆性領域があれば、そこでは応力集中を起こして地震を発生しやすくなる。今後、流体と地震発生の関係を明確にするためには、低速・低比抵抗域と地震活動域との相対位置関係についてより高精度に推定する必要がある。

地震活動と火山活動の相互作用については、テクトニックな応力とマグマ貫入の両方の影響で火山周辺の起震応力場が作られ、地震の起こしやすさや活動の特徴は構造に規定されることが明らかになってきた。逆にこれを利用して、群発地震活動に基づく火山活動予測が実用の域に達してきたことは極めて重要な成果である。また、火山浅部のマグマ近傍の地震活動は、高温・低圧の条件下で生じている。フィリピン海プレートの低周波微動が生じているあたりは、通常地震を起こしにくいくらい温度も高く、また高間隙水圧となって有効法線応力が低くなっていると推定されている。つまり、火山で生じる群発的な活動や浅部の微動活動の理解が、プレート境界深部の低周波微動の理解に役立ち、その逆もありうることになる。今後、そのような観点から、両方の研究者の交流を進めることも有意義であると考えられる。

地震発生サイクルと長期地殻ひずみの問題については、津波堆積物の調査により、過去の巨大地震の地震像が次第に明らかになってきたことが大きな成果である。貞観の津波についての調査結果を、これから東北地方の防災に役立てようとしていた矢先に今回の東北地方太平洋沖地震が発生してしまったのは、極めて残念である。地震が起こるのが 10 年後であれば、状況はかなり違っていたらと思う。ともあれ、過去の履歴でわかったことは必ず起こることが明らかになった以上、今後、同じく発生が危惧されている北海道の巨大地震について、十分な研究を推進し、防災に一刻も早く生かしていくことが必要となっている。また、日本海溝中央部から南部にかけては M8 相当のアスペリティの存在は知られていなかったもので、東北地方太平洋沖地震を単純な M8 のアスペリティの複合破壊では説明することは困難である。巨大なアスペリティを仮定するか、階層構造を持ったアスペリティといった、いずれにしてもこれまでのアスペリティモデルの拡張が必要とされており、今後、この方面の研究を推進する必要がある。その際には、地球物理学の知見だけに頼るのではなく、地質学的情報も十分に考慮し、内陸の長期ひずみ場もすべて説明できるような包括的なモデルを構築することが重要である。

参考文献

- de Kool, M., N. Rawlinson, and M. Sambridge, 2006, A practical grid based method for tracking multiple refraction and reflection phases in 3D heterogeneous media, *Geophys. J. Int.*, 167, 253–270, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03078.x.
- Gusman, A, 2010, Source process determinations of recent and historical tsunamigenic earthquakes using tsunami

- waveforms, tsunami inundation data, tsunami deposits, and InSAR data., PhD dissertation, Graduate School of Science Hokkaido University.
- Huang, Z., D. Zhao, N. Umino, L. Wang, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and T. Yoshida, 2010, P-wave tomography, anisotropy and seismotectonics in the eastern margin of Japan Sea. *Tectonophysics* 489, 177-188.
- Huang, Z., D. Zhao, and L. Wang, 2011, Shear wave anisotropy in the crust, mantle wedge, and subducting Pacific slab under northeast Japan. *Geochem. Geophys. Geostst.* 12, doi:10.1029/2010GC003343.
- Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, 2010, Split Philippine Sea plate beneath Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL044585.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 2002, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254pp.
- Iwamori, H., F. Albarede, and H. Nakamura, 2010, Global structure of mantle isotopic heterogeneity and its implications for mantle differentiation and convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2010.09.014.
- Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, and N. Hirata, 2010a, Non-volcanic seismic swarms triggered by circulating fluids and pressure fluctuations above a solidified diorite intrusion, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL043887.
- Kato, A., T. Iidaka, R. Ikuta, Y. Yoshida, K. Katsumata, T. Iwasaki, S. Sakai, C. Thurber, N. Tsumura, K. Yamaoka, T. Watanabe, T. Kunitomo, F. Yamazaki, M. Okubo, S. Suzuki, N. Hirata, 2010b, Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL043723.
- Kimura, H., T. Takeda, K. Obara, and K. Kasahara, 2010, Seismic Evidence for Active Underplating Below the Megathrust Earthquake Zone in Japan, *Science*, 329, 210-212, doi:10.1126/science.1187115.
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima, and T. Matsuzawa, 2010, Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner : Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 290, 415-426.
- Kreemer, C., W. E. Holt and A. J. Haines, 2003, An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154, 8-34.
- 中村仁美・岩森光, 2010, スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成, *地学雑誌*, 119, 1054-1062.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木滋, 2010, 石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, *活断層・古地震研究報告*, 10, 1-21.
- Obana, K., S. Kamiya, S. Kodaira, D. Suetsugu, N. Takahashi, T. Takahashi, and Y. Tamura, 2010, Along-arc variation in seismic velocity structure related to variable growth of arc crust in northern Izu-Bonin intraoceanic arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, doi:10.1029/2010GC003146.
- Omuralieva, A. M., 2010, Lateral variation of the cutoff depth of shallow inland seismicity beneath the Japanese Islands and its implications for seismogenesis, Doctoral thesis, Graduate School of Science, Tohoku University, .
- Shestakov, N. V., M. D. Gerasimenko, H. Takahashi, M. Kasahara, V. A. Bormotov, V. G. Bykov, A. G. Kolomiets, G. N. Gerasimov, N. F. Vasilenko, A. S. Prytkov, V. Yu. Timofeev, D. G. Ardyukov and T. Kato, 2010, Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS Observations, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x.
- 鈴木康弘・杉戸信彦・隈元崇・澤祥・渡辺満久・松多信尚・廣内大助・谷口薫・田力正好・石黒聡士・佐藤善輝, 2010, 平均変位速度分布に基づく糸魚川 - 静岡構造線断層帯北部の地震発生予測, *活断層研究*, 33, 1-14.
- 多田堯, 1993, 九州中部地方の地殻変動とテクトニクス - 別府 - 島原地溝の分裂拡大 -, *地質学論集*, 41,

- Takahashi T., K. Obana, S. Kodaira, D. Suetsugu, N. Takahashi, S. Kamiya, Y. Tamura, 2011, Random inhomogeneities in the northern Izu-Bonin arc estimated by tomographic inversion of peak delay times of S-wave seismograms, *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2010JB007691,
- Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano, and M. Sasada, 2004, Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, *Earth Planets Space*, 56, 1191-1194.
- Wang, J., and D. Zhao, 2010, Mapping P-wave anisotropy of the Honshu arc from Japan Trench to the back-arc. *J. Asian Earth Sci.* 39, 396-407.
- Yamamoto, M., and H. Sato, 2010, Multiple scattering and mode conversion revealed by an active seismic experiment at Asama volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JB007109.
- 築田高広 , 2010, 遠地地震トモグラフィーによる日本列島下のマントル構造 , 東北大学大学院理学研究科修士論文 .
- Yukutake, Y., Y. Iio, and S. Horiuchi, 2010, Detailed spatial changes in the stress field of the 1984 western Nagano earthquake region, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2008JB006111.
- Zhao, D., M. Santosh, A. Yamada, 2010, Dissecting large earthquakes in Japan: Role of arc magma and fluids. *Island Arc* 19, 4-16.

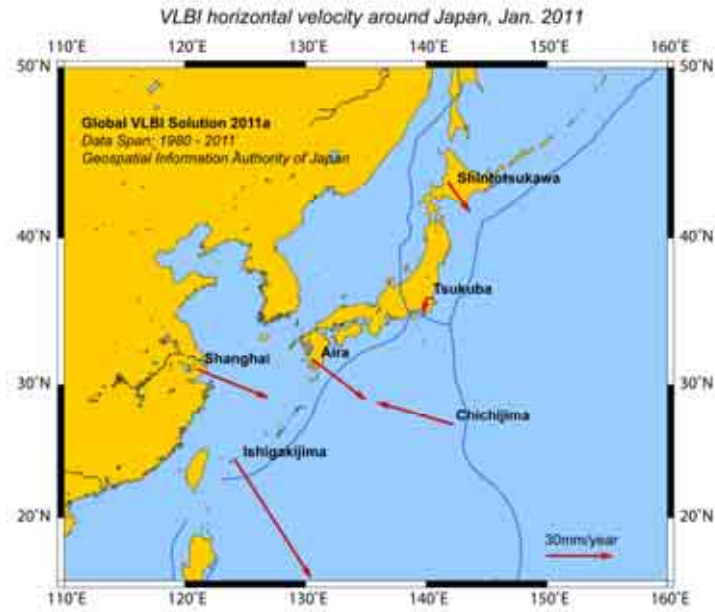


図1 .VLBI によって推定された日本列島及び周辺地域のプレート運動(国土地理院 課題番号:6013)。

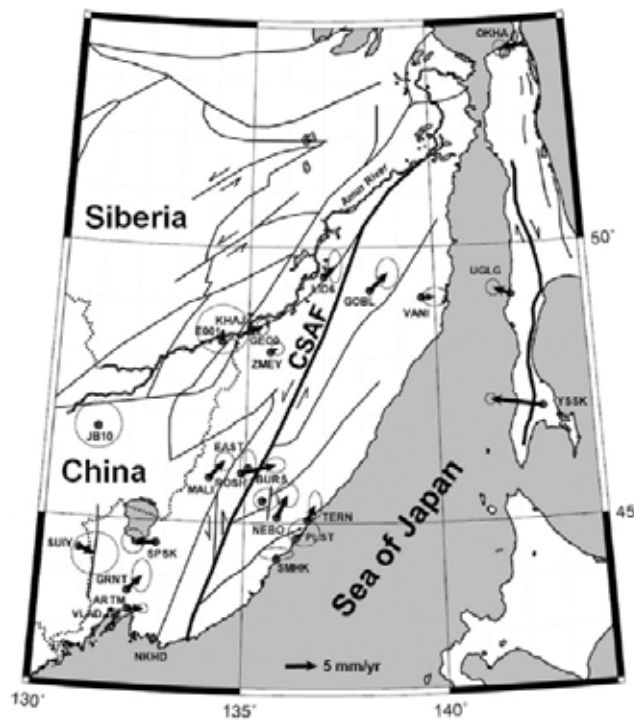


図2 .ユーラシアプレートを固定した沿海州およびサハリンの速度場 (Shestakov et al. , 2010; 北海道大学 [課題番号 : 1002]) 。年間変位量は 5mm/yr 以下となっており、当初予想よりも小さい。

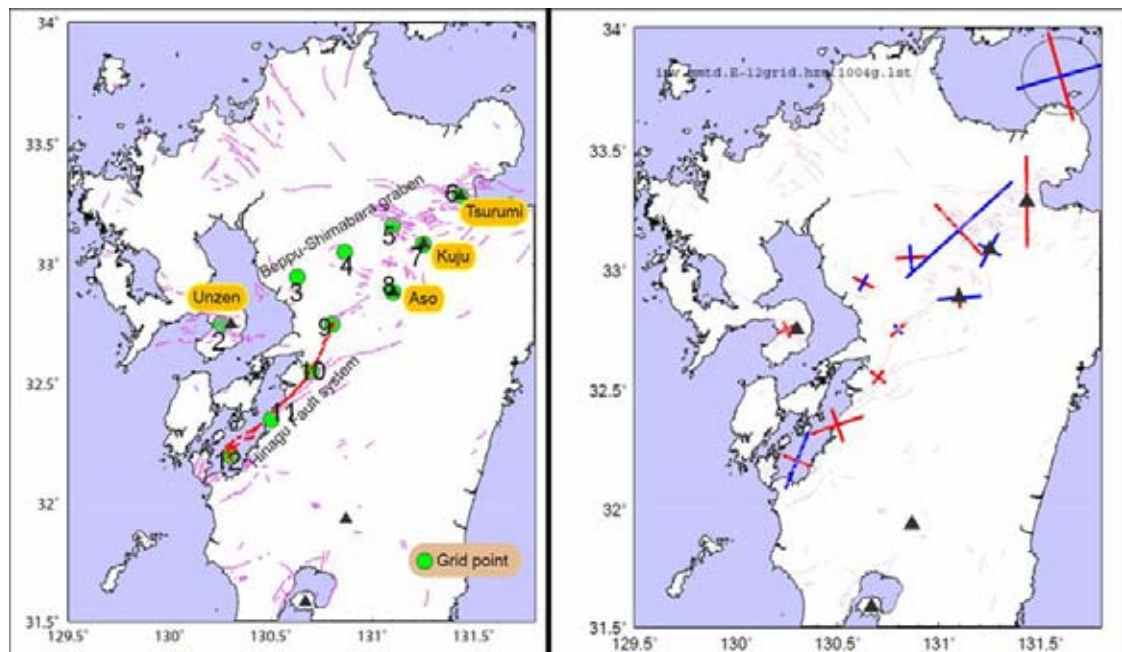


図 3 . 九州における応力場のモデル（九州大学 [課題番号 : 2201] ）。空間的に分布させたグリッドポイント（左図）におけるモーメントテンソルと広域応力場(右図)を示す。実線は主軸を表し、青が圧縮、赤が引張を意味する。

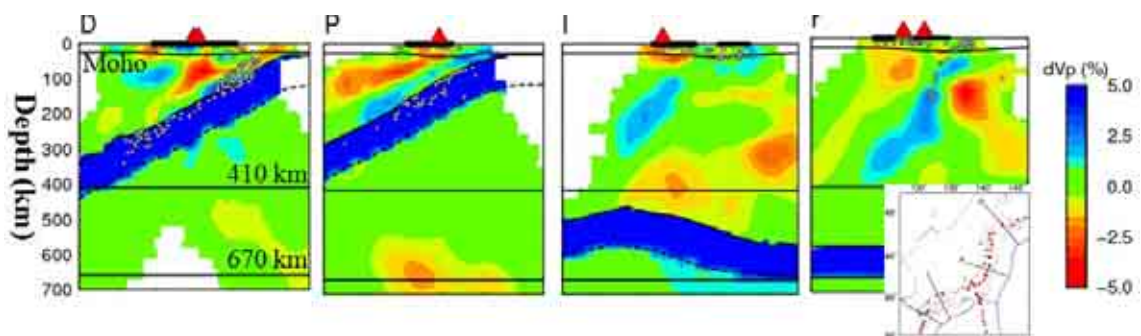


図 4 . 遠地震のデータも用いて推定された P 波速度構造と島弧横断断面（東北大学 [課題番号 : 1203] ；築田 , 2010 ）。

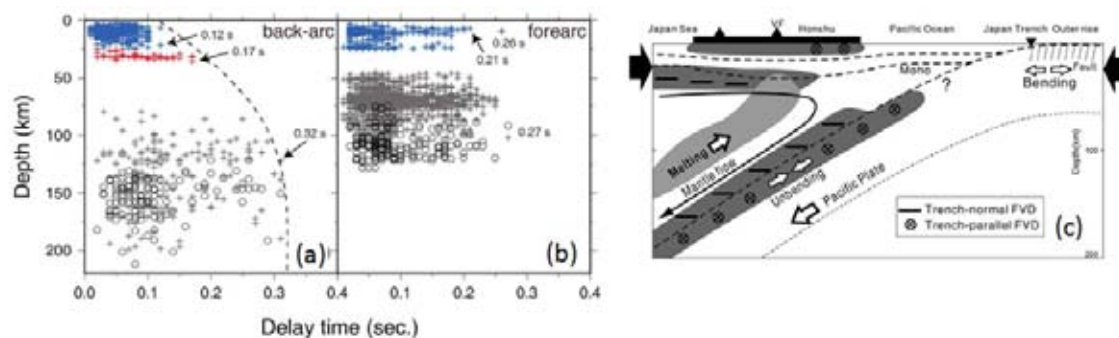


図5．東北地方のS波スプリットングの解析結果（東北大学〔課題番号：1203〕；Huang et al., 2011）。(a) 東北地方の背弧側、および (b) 前弧側を通過する波線から得られた時間差と深さの関係。(c) 東北地方のマントルウェッジの異方性の模式図。

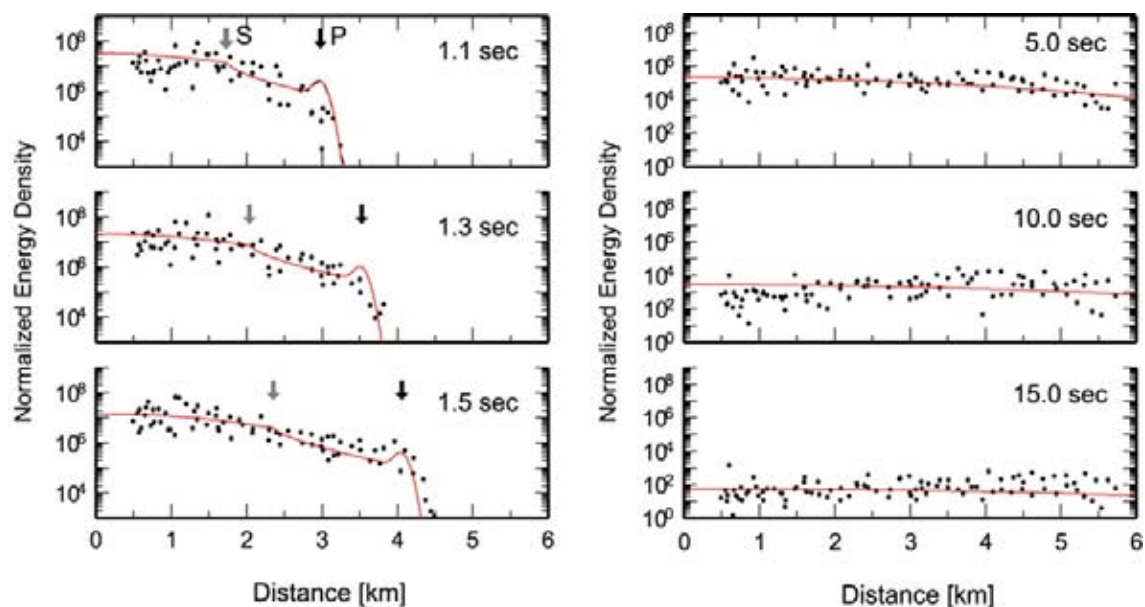
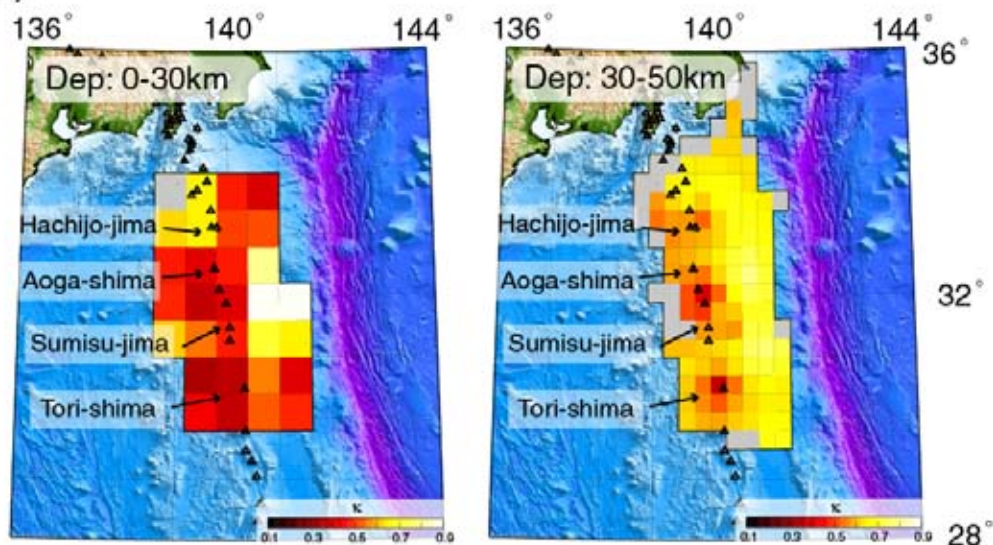


図6．浅間火山人工地震探査において観測されたエネルギー密度空間分布のスナップショットと多重等方散乱モデルにより得られた空間分布の比較（東北大学〔課題番号：1204〕；Yamamoto and Sato, 2010）。震源からのP波エネルギーが火山浅部の短波長不均質によりS波エネルギーに変換され多重散乱していることを示している。

(1) κ



(2) $\varepsilon^{2/(p(\kappa)-1)} a^{-1}$

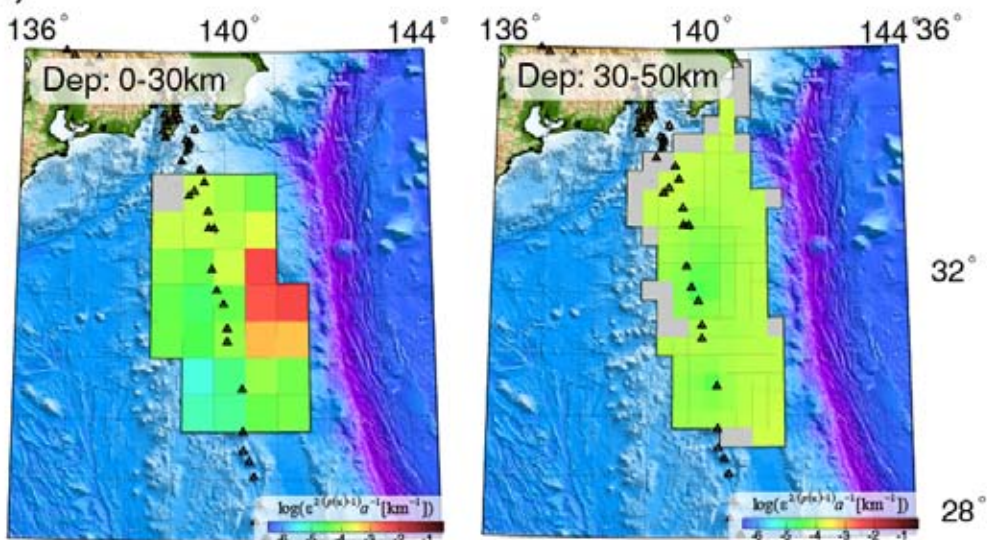


図 7 . 北部伊豆小笠原弧における深さ 0-30 km および深さ 30-50 km における速度ゆらぎのパワースペクトル密度関数の空間分布（東北大学〔課題番号：1204〕；海洋研究開発機構〔課題番号：4002〕；Takahashi et al., 2011）。(1) 短波長域におけるスペクトルの勾配を決めるパラメータの分布。赤いところほどスペクトルの勾配が緩い。(2) パワースペクトル密度関数の平均的な振幅を決めるパラメータの分布。赤いところほど振幅が大きい。

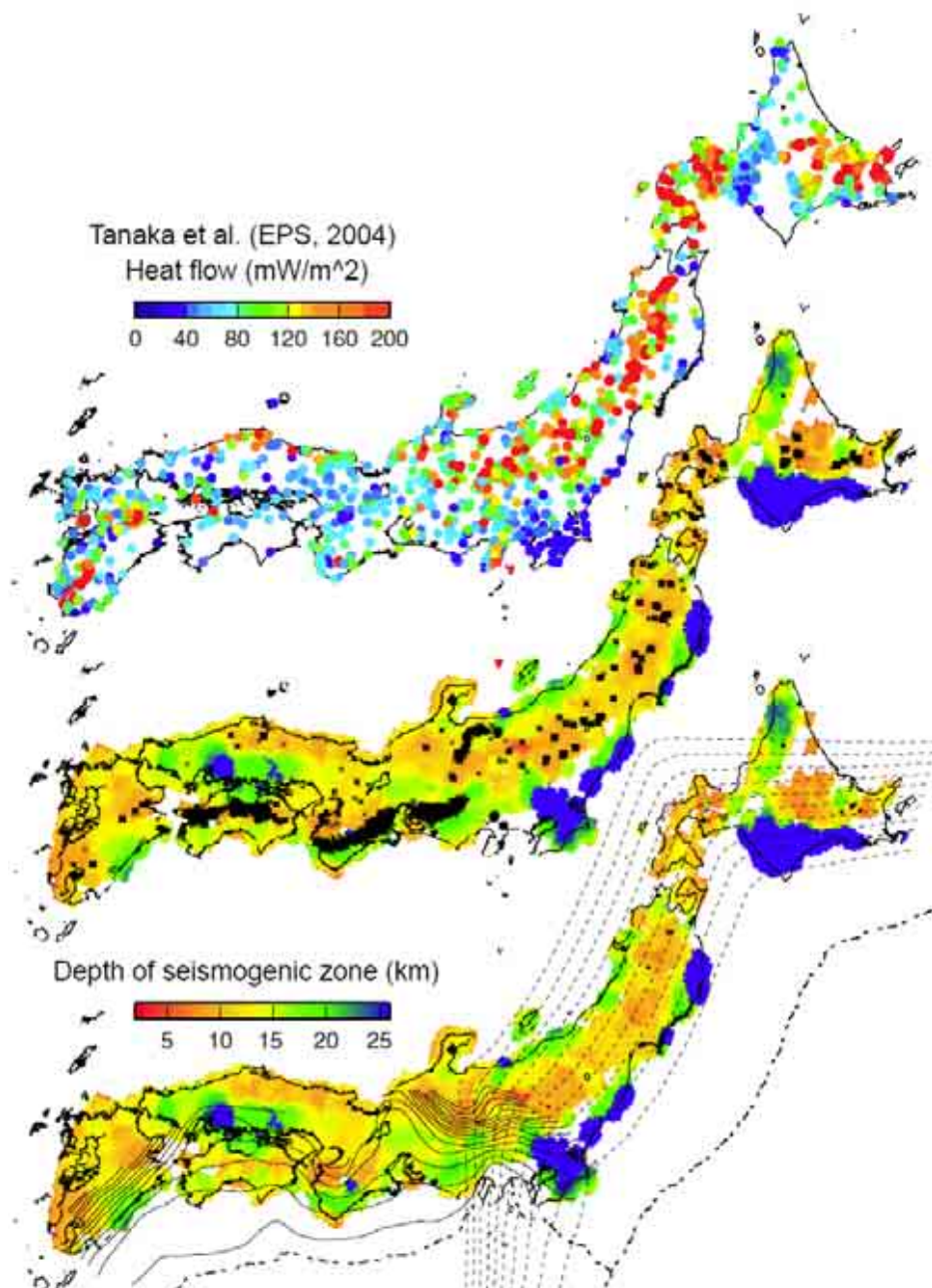


図 8 . 地震発生層下限の深さ (D90) の分布 (東北大学 [課題番号 : 1204] ; Omuralieva, 2010)。
 (上図) Tanaka et al. (2004) による地殻熱流量の分布。(中図) D90 と低周波地震 (× 印)
 との関係。(下図) D90 と沈み込んだ海洋性プレートの深さ (コンター) との関係。

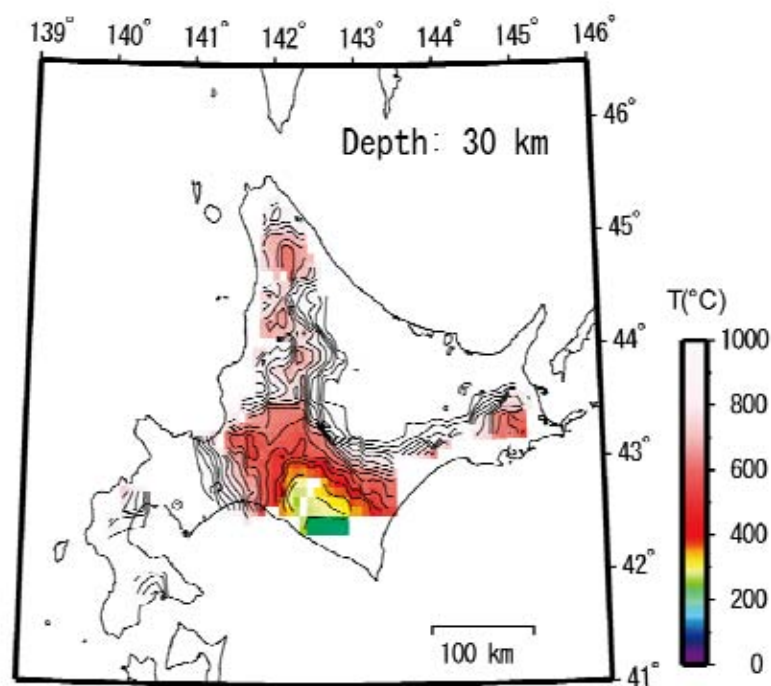


図 9 . 地殻熱流量データから推定された北海道の深さ 30 km における温度分布（防災科研 [課題番号：3009] ）。既存の温度検層データと Hi-net 坑井の検層データから地殻熱流量の空間分布を推定し、この地殻熱流量から一次元熱伝導モデルの仮定のもとで求めた温度分布を示す。

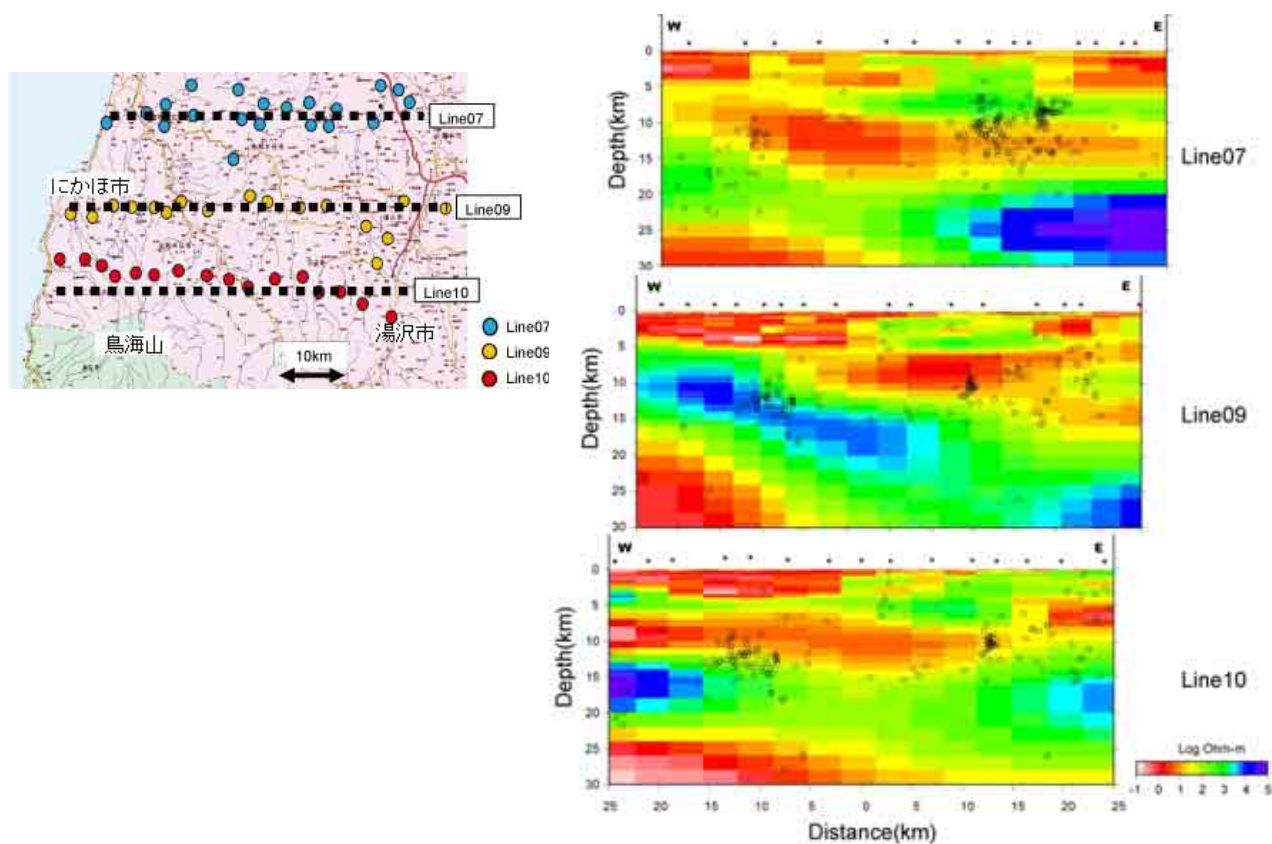


図 10 . 秋田県南部における 3 本の東西測線（左図）での 2 次元比抵抗構造断面と地震活動（右図）（秋田大学 [課題番号：1301] ）。

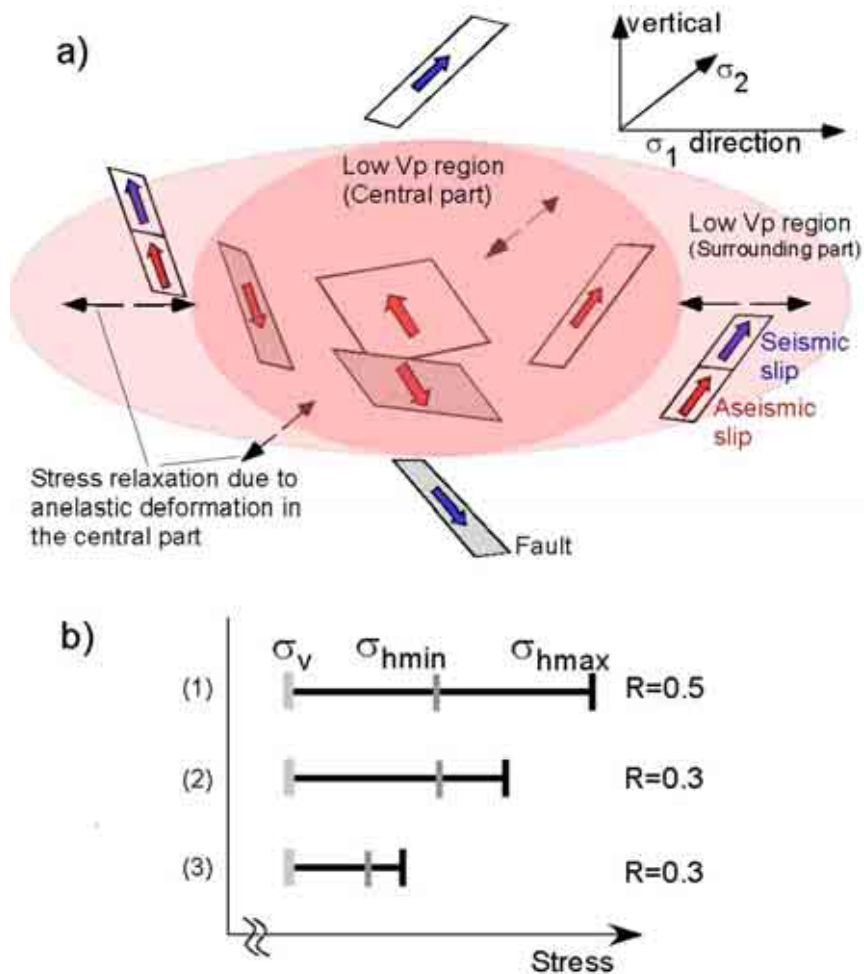


図 11 a) 長野県西部地域における低速度異常域とその周辺で生起している現象の解釈の模式図(京都大学防災研究所 [課題番号 : 1806])。 ピンク色が低速度異常域。四角は小さな地震の断層面、赤矢印は非地震性すべり、青矢印は地震すべり、ペアになった矢印は低速度異常域における非弾性変形による応力緩和。b) 推定される応力状態。(1)通常の領域。(2) および (3)低速度異常域の端付近。

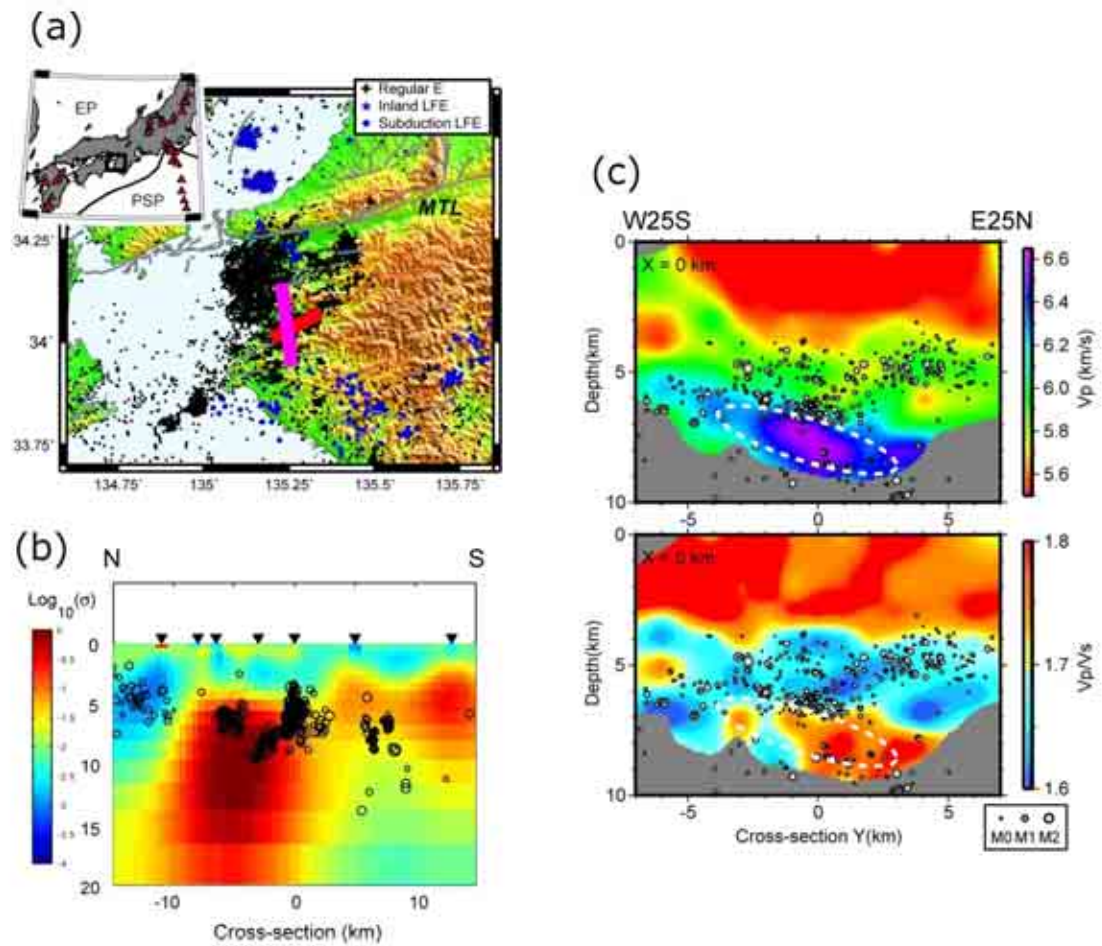


図 12．和歌山地域における構造探査の結果（東京大学地震研究所〔課題番号：1412〕）。(a)2009 年比抵抗構造探査（紫色太線）と 2006 年稠密地震観測の測線（赤色太線）。(b)比抵抗構造の深度断面図（NS 走向）。○は気象庁一元化处理震源を表す。(c) 地震波速度構造（ V_p , V_p/V_s 比）の深度断面（W25S-E25N 走向）。灰色○は再決定震源を表す（Kato et al., 2010a）。

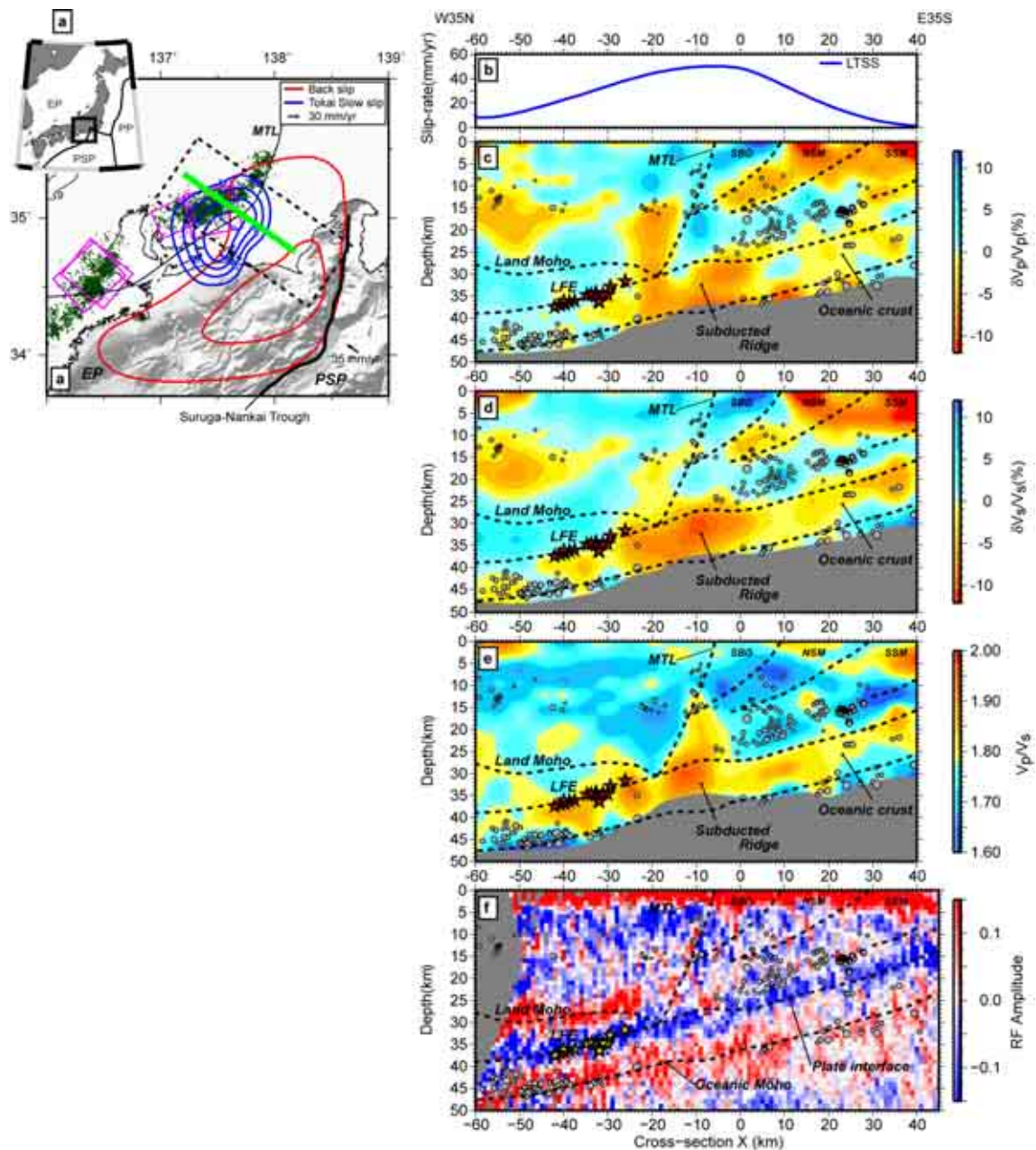


図 13 東海地方における構造探査結果(東京大学地震研究所[課題番号:1412];Kato et al., 2010b)
 (a) アレイ地震観測点の分布 (緑色太線)、すべり欠損速度分布 (赤実線)、長期的 SSE のすべり速度分布 (青実線)、気象庁一元化処理震源による深部低周波地震の震央分布 (点)、および短期的 SSE の震源断層 (紫色)。 (b) 測線に沿った長期的 SSE のすべり速度分布。 (c) - (f) 地震波速度構造とレシーバ関数の深度断面。灰色の丸印は、再決定された通常地震の震源、赤色の星印は、高精度に推定された低周波地震の震源を表す。

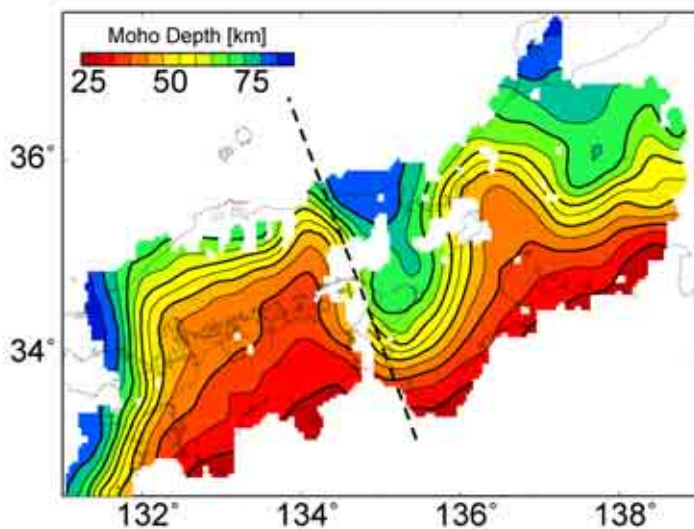


図 14 . レシーバ関数から推定された海洋モホ面深度分布 (防災科研 [課題番号 : 3009])。カラースケールおよびコンターは海洋モホ面の深さを表す。点線は想定されるスラブ断裂線の位置を表す。

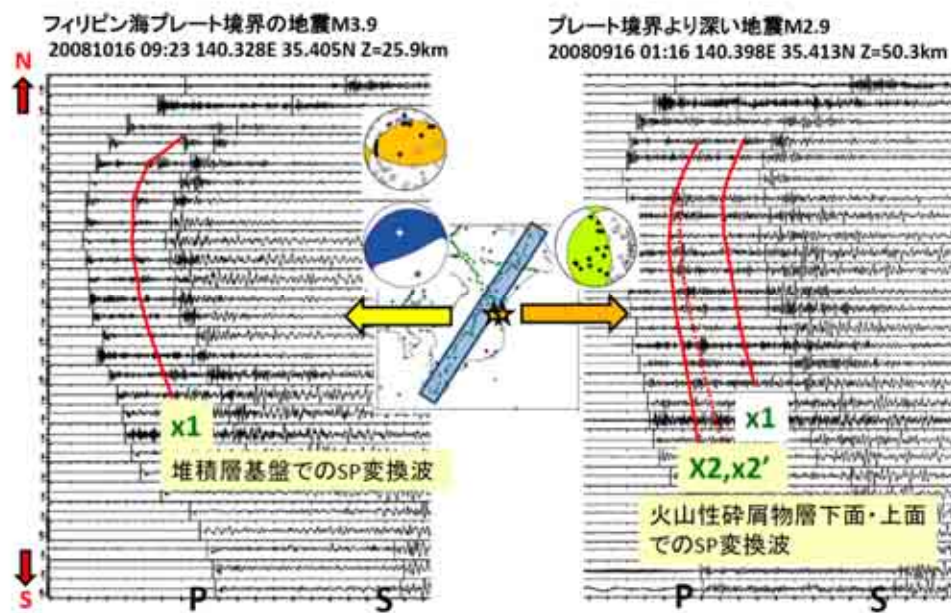


図 15 . 房総半島下で発生した地震の MeSO-net による記録波形の例 (防災科研 [課題番号 : 3009])。挿入図中の矩形領域内に位置する観測点の記録波形を 2 つの地震についてそれぞれ示す。地震の震央位置と発震機構解と挿入図中に併せて示す。赤線は顕著な後続位相の到達時刻を表す。

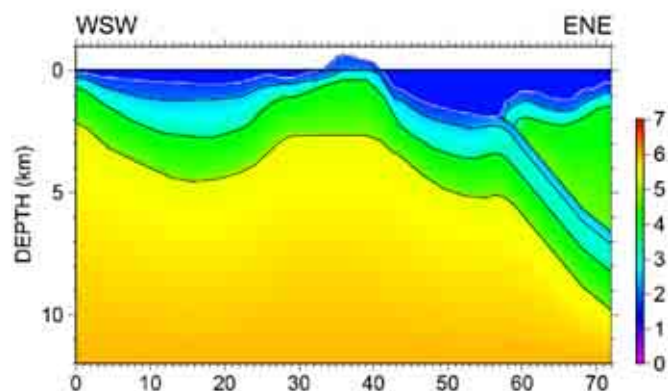


図 16. 2009 年に実施した伊豆大島及びその周辺で実施した人工地震構造探査実験より得られた速度構造(暫定解;東京大学地震研究所[課題番号:1413])。カラスケールの単位は km/s。

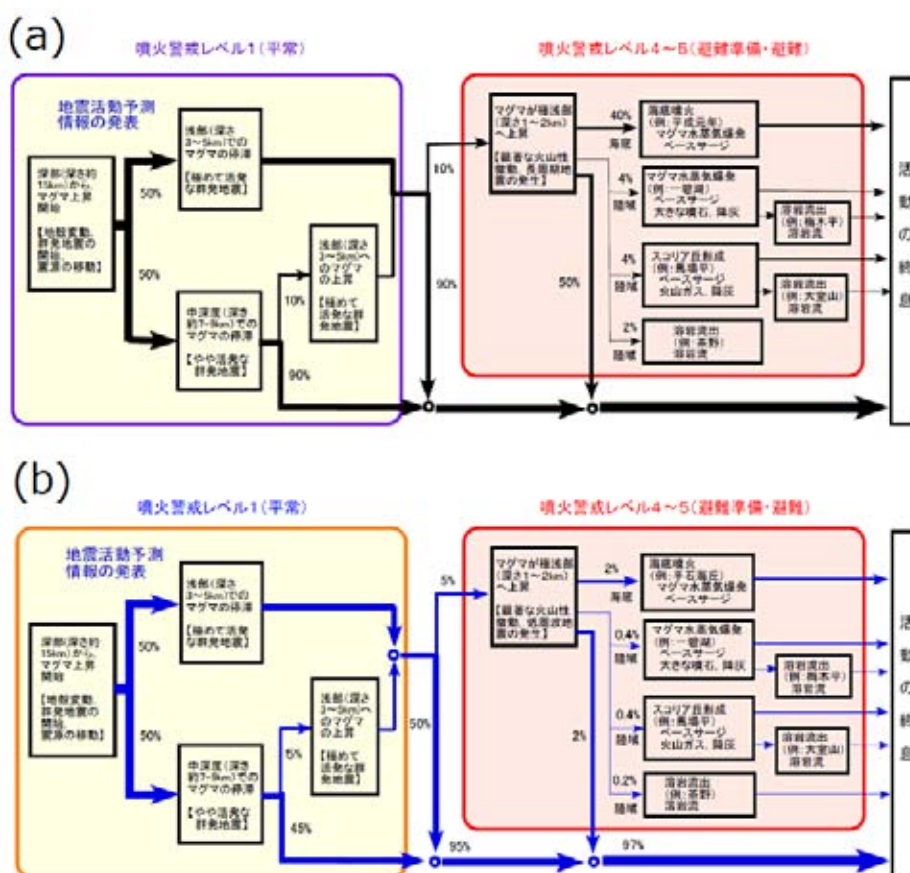


図 17. 伊豆東部火山群の噴火シナリオと確率。(a) 伊豆東部火山群の噴火事象系統樹。(b) 群発地震発生時の噴火事象分岐確率の推定値(東京大学地震研究所[課題番号: 1413])。

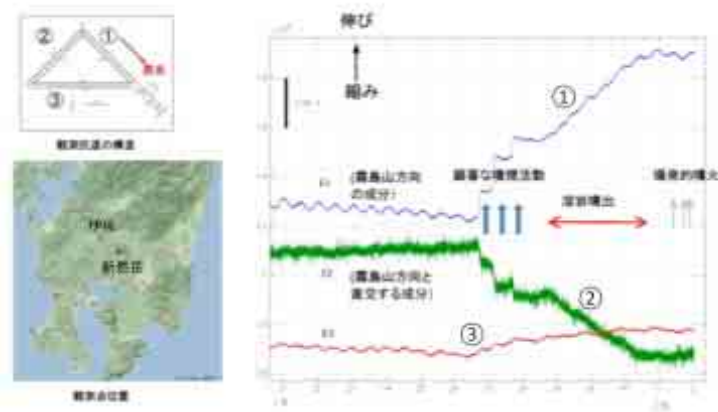


図 18 . 伊佐（吉松）観測点における 2011 年 1 月 21 日から 2 月 2 日までのひずみ変化。（左上）ひずみ計の配置図。 が E1、 が E2、 が E3。1 月 26 日の噴火活動開始以降、霧島山方向（観測点から見て南東方向）に伸び、これに直交する北東・南西方向に縮みが観測された。顕著な噴煙活動に伴ってステップ状の変化が見られる(京都大学防災研究所[課題番号 : 1805])。

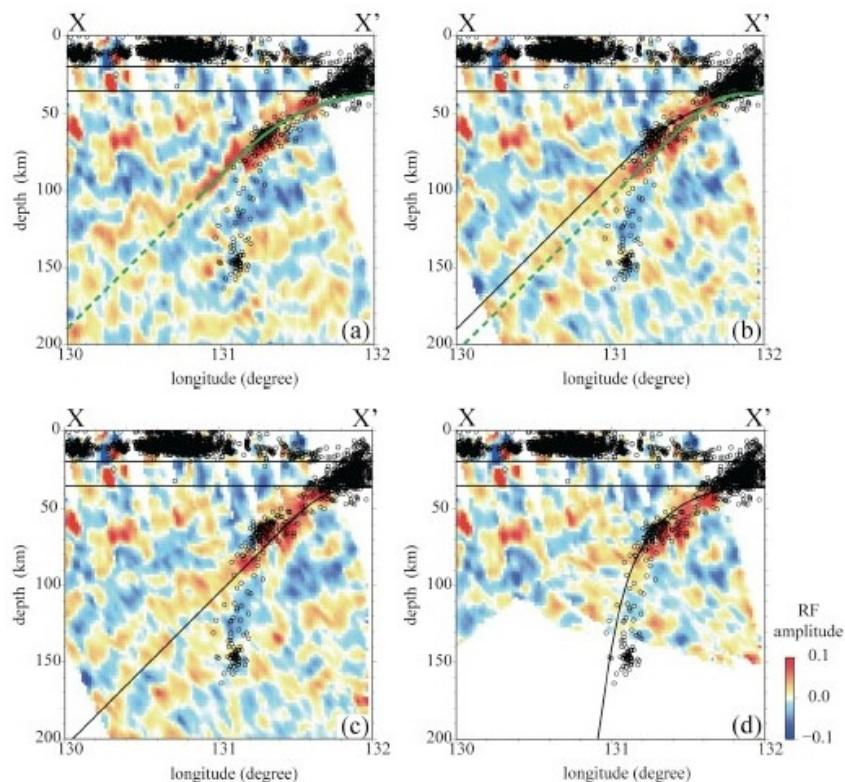


図 19 . 定常観測網のデータを用いた九州中部の東南東 - 西北西の断面におけるレーバ関数イメージ。暖色はレーバ関数の正の振幅、寒色は負の振幅を表す。黒の実線は仮定した不連続面を、緑の実線と破線は推定された不連続面を示す。丸は地震の深さ分布を表す。(a) 水平成層モデルに対する結果。(b) と (c) それぞれ (a) と (b) で推定された海洋モホ面を組み込んだモデルに対する結果。(d) 稍深発地震の深さ分布から推定された海洋モホ面を組み込んだモデルに対する結果 (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1805])。

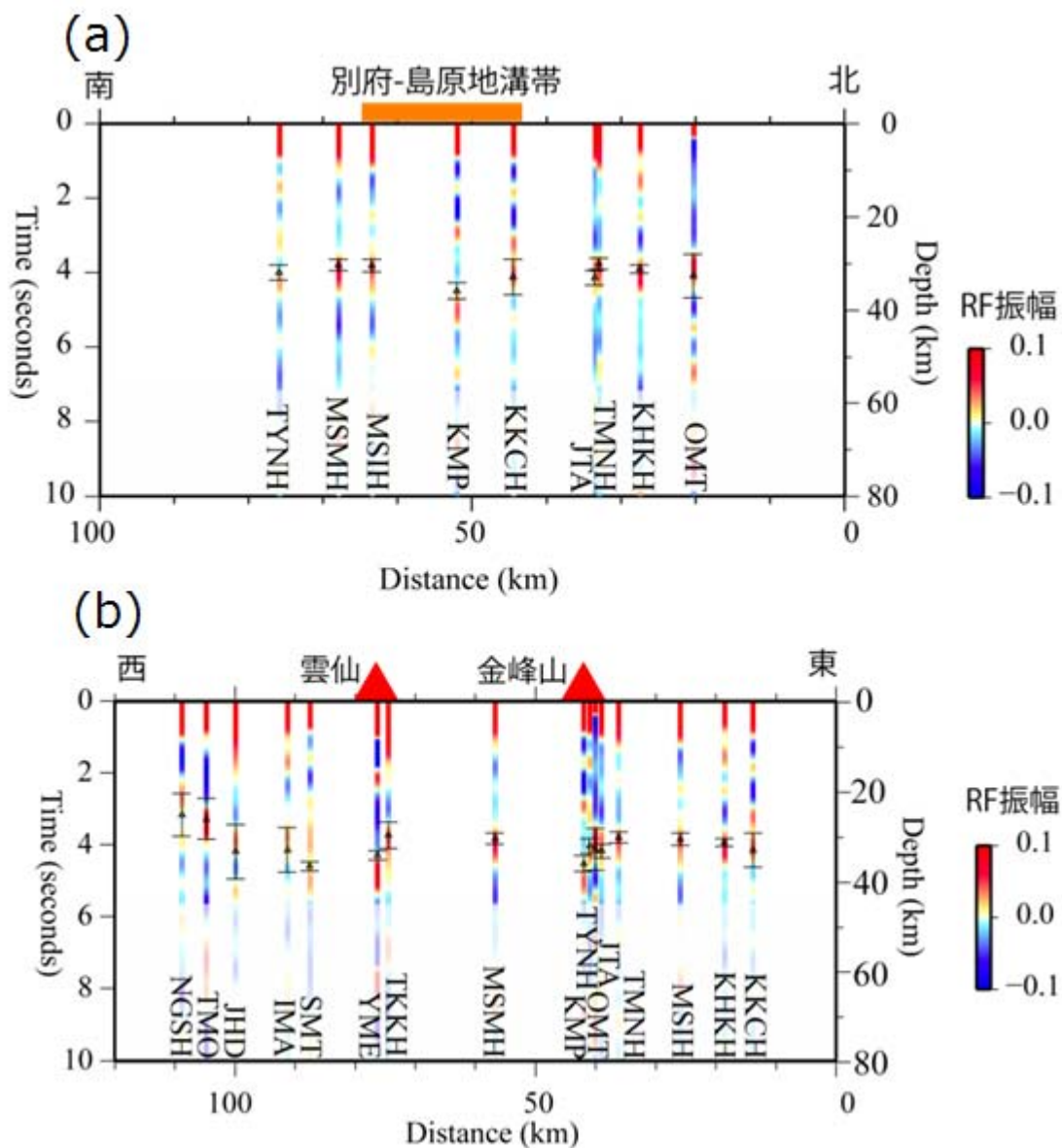


図 20．島原地溝帯周辺のレシーバ関数（RF）によるイメージング。（a）別府-島原地溝帯を横切る断面への投影図。（b）別府-島原地溝帯に沿う断面への投影図。三角形とバーは遺伝子アルゴリズム（GA）インバージョンにより推定された、モホ面深度とその推定精度を示す。左側の縦軸はレシーバ関数の時間、右側の縦軸はモホ面深度にそれぞれ対応する（九州大学[課題番号：2201]）。

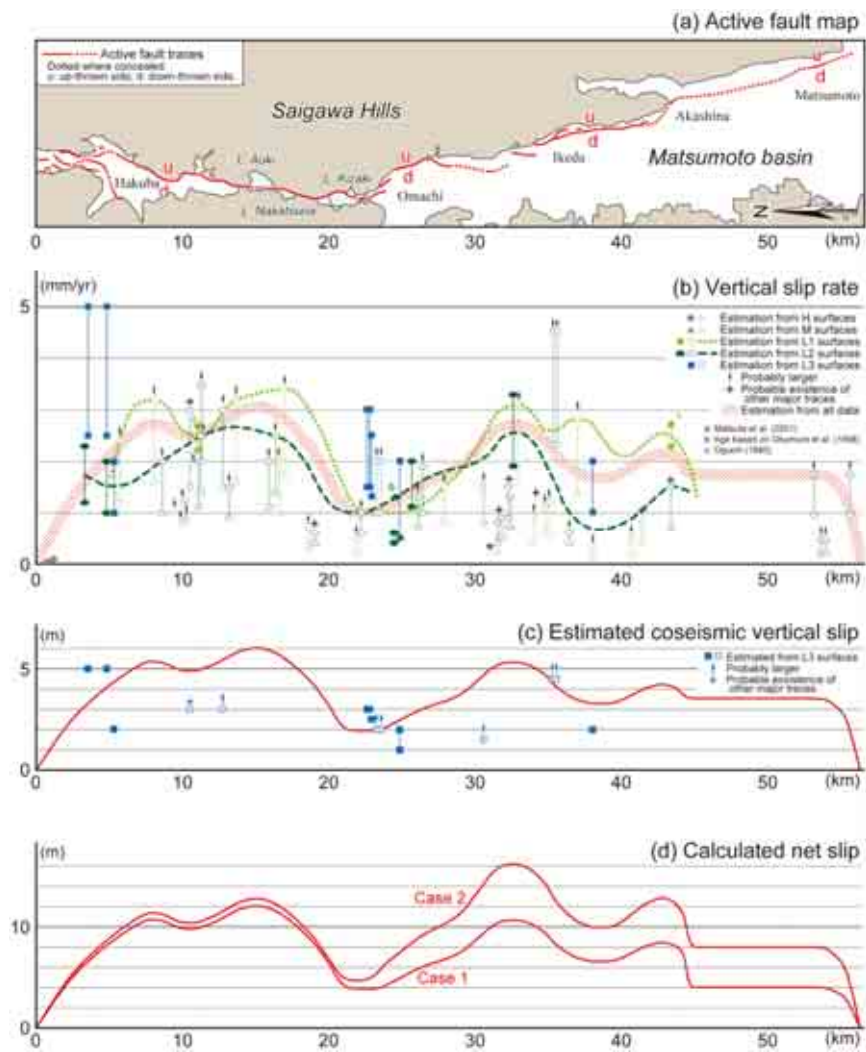


図 21 .糸静線断層帯北部の平均鉛直変位速度・地震時鉛直変位量・地震時ネットスリップの分布(名古屋大学 [課題番号 : 1704] ; 鈴木・他 , 2010) 。

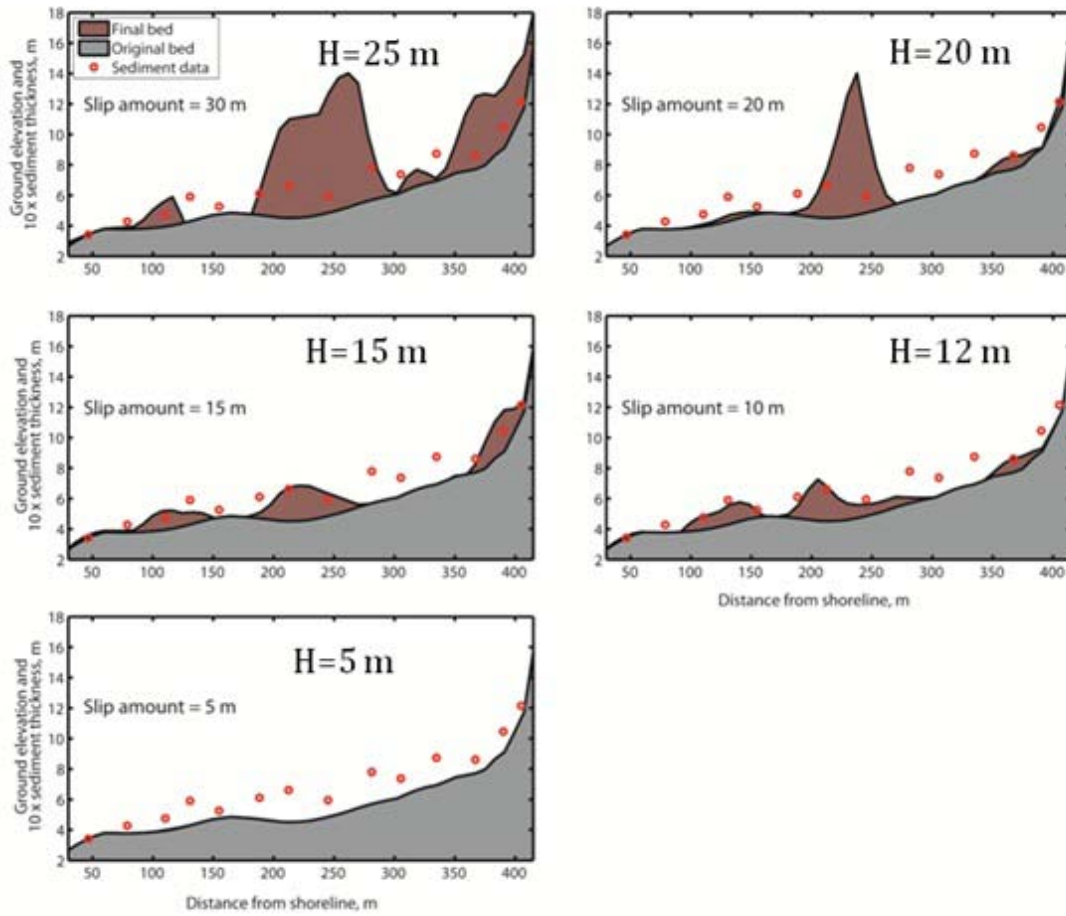


図 22 . 2004 年スマトラ地震の調査により得られた津波堆積物の部分（赤点）と、断層モデルを固定してすべり量（ H ）を変化させた場合に数値計算により推定された津波堆積物の分布（茶色部）との比較（Gusman, 2010; 北海道大学 [課題番号 : 1002] ）。津波堆積物の分布からすべり量を推定する可能性が示された。

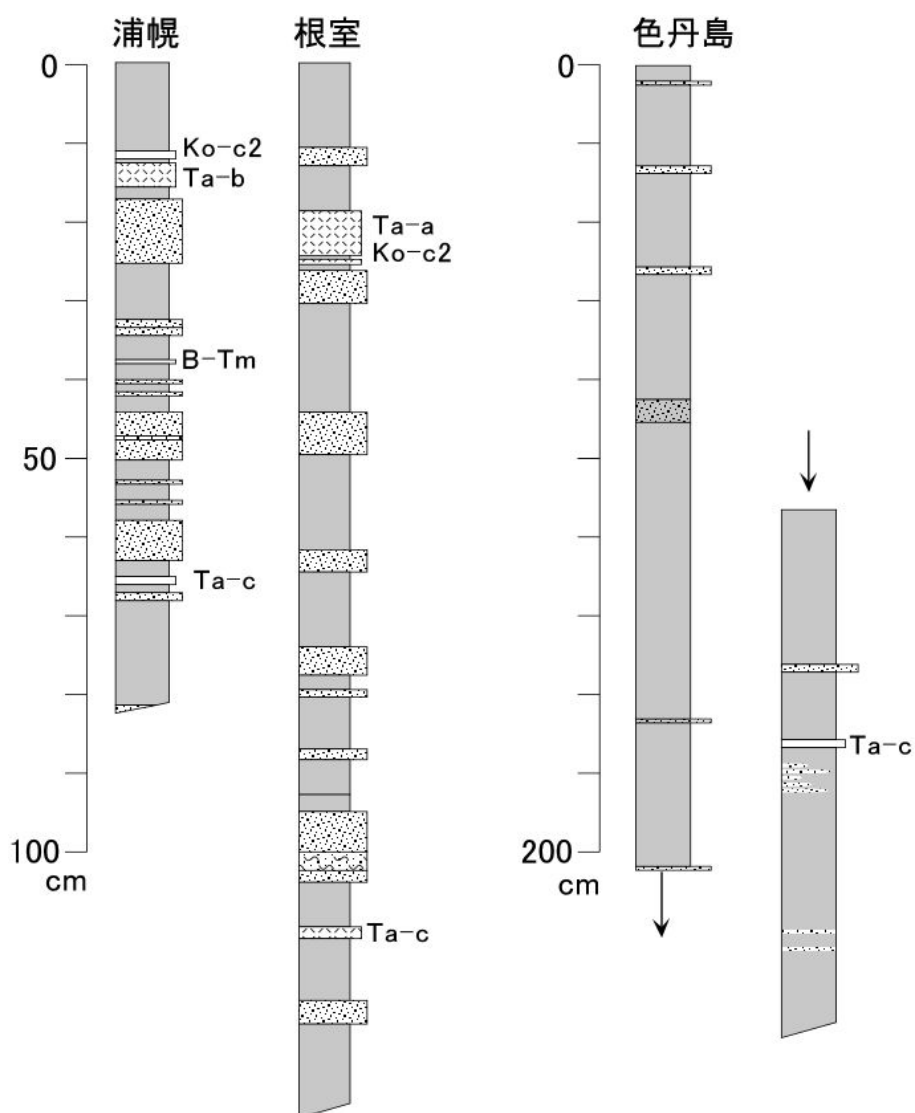
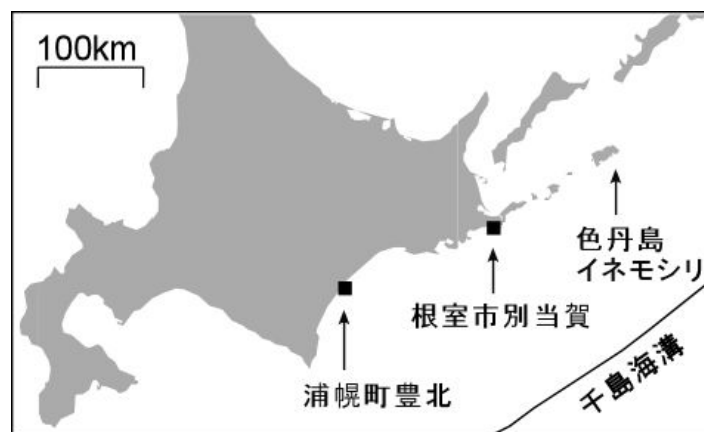


図 23 浦幌・根室・色丹島の調査地点での津波堆積物とテフラの層序(北海道大学[課題番号:1002])。

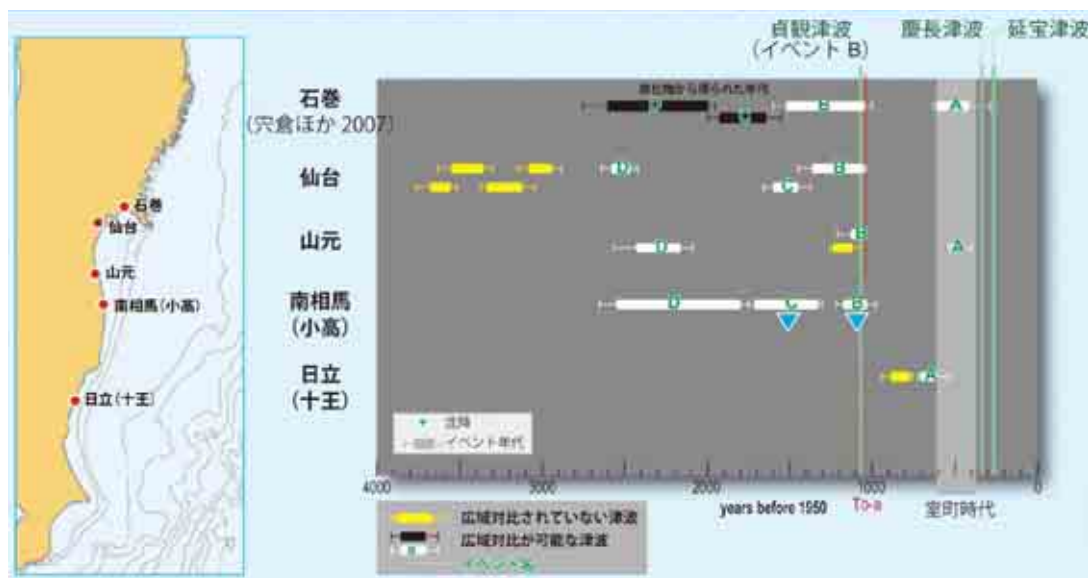


図 24．東北才地方南部における津波堆積物の広域対比（産総研〔課題番号：5006〕）。

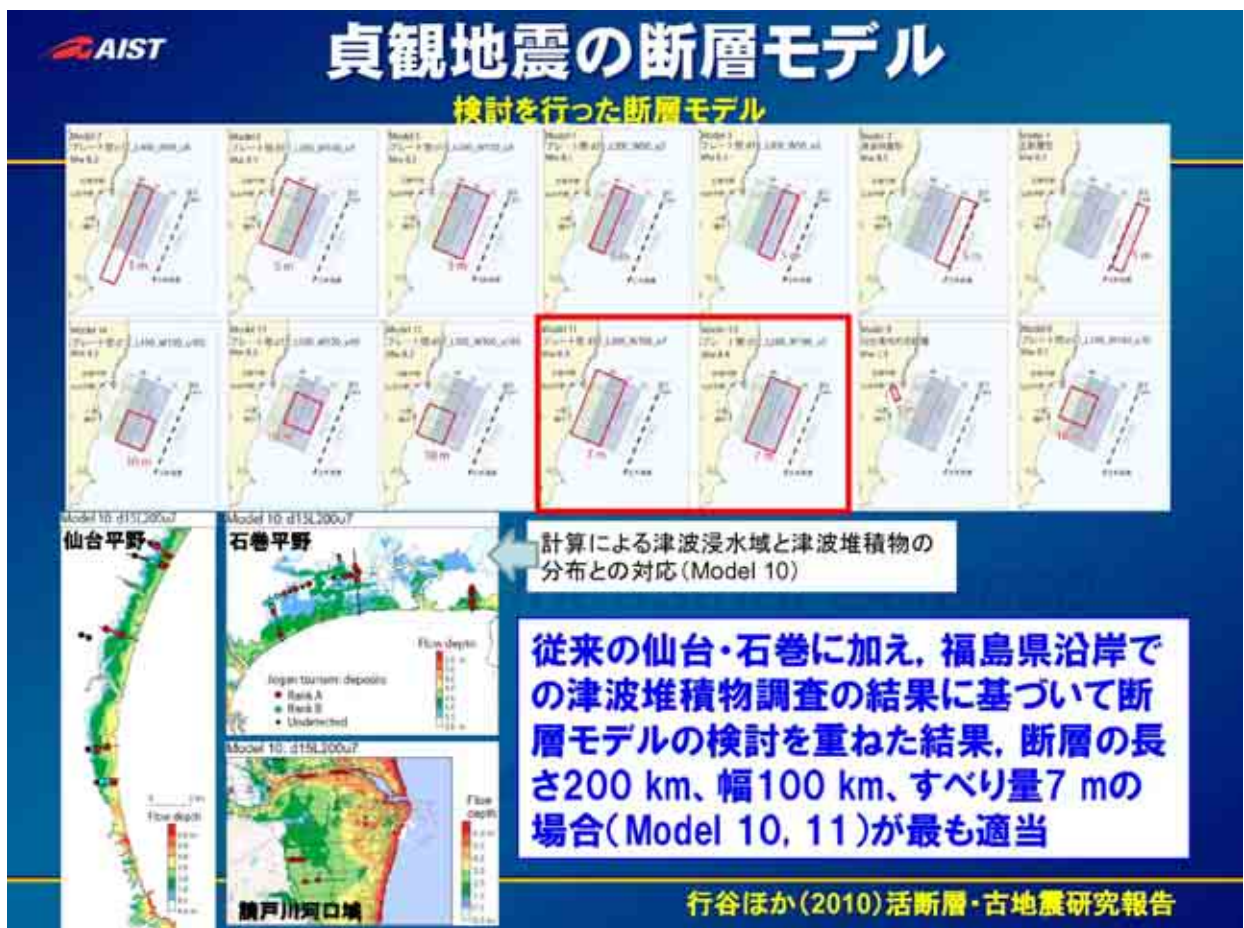


図 25．福島県沿岸のデータも加えて検討した貞観地震の断層モデル（産総研〔課題番号：5006〕；行谷・他，2010）。