

3. 2. 5. 3 構成岩石モデルの構築

目 次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）
 - 1) 平成25年度
 - 2) 平成26年度
 - 3) 平成27年度
 - 4) 平成28年度
 - 5) 平成29年度
 - 6) 平成30年度
 - 7) 平成31年度
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成28年度業務目的

(2) 平成28年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
 - 1) 地殻構成モデルと地震発生層の下限
 - 2) 弾性波速度実験
 - 3) 高温変形実験
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成29年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

2.5.3 構成岩石モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
横浜国立大学大学院環境情報研究院	教授	石川 正弘
	技術補佐員	坪川祐美子
	技術補佐員	高橋 宏和

(c) 業務の目的

岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する既存データを整理する。主要造岩鉱物の多結晶焼結体を作成する。岩石の弾性波速度測定実験を行なう。万能試験機による高温変形実験の準備段階として予備実験を行う。

海陸地殻構造探査などの制御震源による速度構造や自然地震による速度構造などと、高温高圧下での岩石の弾性波速度の室内計測実験に基づいて、日本海沿岸域から陸域の構成岩石を推定する。推定した構成岩石をもとにレオロジー特性を求め、それによって地震発生層の下限を推定する。

(d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成25年度：

岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する既存データを整理した。日本海東縁周辺部の地殻構成岩石に関する初期モデル（プロトタイプ）を作成した。翌年度以降の高温変形実験にむけて万能試験機を導入した。

2) 平成26年度：

地震発生層の下限モデルを検討した。また、地殻構成岩石モデルを改善するために、地殻マントル境界付近に由来する捕獲岩の弾性波速度測定実験を行ない、岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する既存データを整理した。また、主要造岩鉱物の一つである単斜輝石の多結晶焼結体を作成し、万能試験機による高温変形実験の準備段階として予備実験を行った。

3) 平成27年度：

平成25年度及び26年度に引き続き地殻構成岩石モデルを検討した。基礎データとして地殻マントル境界付近に由来する捕獲岩の弾性波速度を高温高圧下で測定した。地殻やマントルの主要造岩鉱物である単斜輝石や斜長石の多結晶体を焼結し、万能試験機による高温変形実験を行った。

4) 平成28年度：

引き続き弾性波速度測定実験を実施。多結晶体の焼結実験。多結晶焼結体の高温変形実験。弾性波速度およびレオロジーに関する既存データを再度整理。日本海および日本海東縁陸上の地殻構造探査結果を踏まえて地殻構成岩石モデルを更新。

5) 平成29年度：

地殻深部を構成する岩石の弾性波速度測定実験。主要造岩鉱物の多結晶体の焼結実験。多結晶焼結体の高温変形実験。

6) 平成30年度：

地殻深部を構成する岩石の弾性波速度測定実験。主要造岩鉱物の多結晶体の焼結実験。多結晶焼結体の高温変形実験。

7) 平成31年度：

地殻深部を構成する岩石の弾性波速度測定実験。主要造岩鉱物の多結晶体の焼結実験。多結晶焼結体の高温変形実験。平成29年度から平成31年度に得られた弾性波速度実験結果を加えて、岩石と鉱物の弾性波速度に関する既存データを再度整理する。地殻構成岩石モデルを更新。

8) 平成32年度：

平成30年度に引き続き、地殻深部を構成する岩石の弾性波速度測定実験、主要造岩鉱物の多結晶体の焼結実験、多結晶焼結体の高温変形実験を実施する。また、これまで8年間の弾性波速度測定実験で得られた弾性波速度データと、他のサブテーマ等で得られた地殻構造探査結果を踏まえて、東北日本沖と東北日本の沿岸域の地殻マンツルの構成岩石モデルをとりまとめる。

(e) 平成28年度業務目的

地殻深部を構成する岩石とその主要造岩鉱物の弾性波速度測定実験を行う。主要造岩鉱物の多結晶体の焼結実験を行う。なお、焼結実験対象については、前年度までの弾性波速度測定実験の進捗状況も踏まえて決定する。多結晶焼結体の高温変形実験を行う。実験対象については、前年度までの実験結果の進捗状況も踏まえて決定する。また、平成26年度から平成28年度に得られた弾性波速度実験結果を加えて、岩石と鉱物の弾性波速度に関する既存データを再度整理する。他のサブテーマ等で得られた日本海沿岸、大和海盆、富山海盆、日本海盆、新潟平野などの地殻構造探査結果を踏まえて日本海東縁を含む東北本州弧の地殻構成岩石モデルとレオロジーモデルを更新する。

(2) 平成28年度の成果

(a) 業務の要約

本震の深さや余震分布が明瞭で、滑り分布が明らかにされている断層について、強度プロファイルを計算して、地震発生層の下限と地殻構成の関係について比較検討した。また、

主要造岩鉱物の一つである斜長石と単斜輝石の多結晶焼結体を作成し、弾性波速度測定実験と高温変形実験を行ない、岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する基礎データを得た。

(b) 業務の成果

1) 地殻構成モデルと地震発生層の下限

本研究では、地震波トモグラフィ¹⁾を用いて上部地殻構成岩石と下部地殻の境界の深度分布を推定した。図1は東北本州弧の日本海沿岸から太平洋沿岸までの地震波トモグラフィである。ほぼ同じ測線で地殻構造探査²⁾が行われており、図1の $V_p = 6.5\text{-}7.0\text{ km/s}$ の分布域は、地殻構造探査²⁾から得られた下部地殻の分布と整合的である。秋田県一ノ目湯産捕獲岩の弾性波速度と地震波速度の比較から、東北本州弧の下部地殻は主に角閃石はんれい岩と角閃石輝石はんれい岩から構成されていることが推定されている^{3,4)}。東北本州弧の上部地殻に関しては、北上山地から脊梁山地及び男鹿半島では V_p/V_s が低く、石英を主要鉱物とする岩石（地表地質から花崗岩類が有力候補）が主要構成岩石であると推定される。一方、日本海側の新生代中新世のリフト活動域の上部地殻は北上山地・脊梁山地・男鹿半島と比べて相対的に高い V_p/V_s で特徴づけられ、中新世リフト活動に伴って形成した苦鉄質地殻であると推定される。

本震の深さや余震分布が明瞭で、滑り分布が明らかにされている断層について、地震発生層の下限と地殻構成の関係を比較するために、2000年鳥取県西部地震、2004年新潟県中越地震、2007年能登半島地震、2007年新潟県中越沖地震の震源域の地殻構成モデルを検討した。

図2は2004年新潟県中越地震と2007年新潟県中越沖地震の震源を横断する地震波トモグラフィである。中越沖から中越にかけての下部地殻は佐渡や福島と比較して厚い特徴を示す。特に、中越沖周辺では、上部地殻が薄く（ $V_p = 6.5\text{ km/s}$ の等速度線が比較的浅く）、下部地殻（特に $V_p = 6.75\text{-}7.0\text{ km/s}$ の部分）が浅部まで分布する特徴がある。佐渡や福島の上部地殻は低 V_p/V_s で特徴づけられ、花崗岩類が主要構成岩石であると推定される。一方、中越から中越沖の上部地殻は V_p/V_s が相対的に高く、中新世リフト活動に伴って形成した苦鉄岩質地殻であると推定される。つまり、2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震は中新世リフト活動に伴って形成した苦鉄岩質地殻内で発生した地震である。2007年新潟県中越沖地震の余震分布は深さ20 kmを超えており⁵⁾、脆性領域が深いことが特徴である。本研究では、まず、地温勾配を変化させながら地殻の強度プロファイルを計算し、次に、余震分布から推定された脆性領域下限を説明可能な温度構造を推定した（図3）。2007年新潟県中越沖の地殻は苦鉄質であると推定されるので、地殻全体の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。強度プロファイルを計算した結果、地温勾配（深さ20 kmまで）を約 19°C/km と仮定すると余震分布の下限深度が約20 kmとなることを説明することが可能である。

図4には2007年能登半島地震の震源断層にほぼ直行する方向の地震波トモグラフィを示した。震源断層の南側は、上部地殻が周囲より薄い特徴がある。2007年能登半島地震の本震（深さ11 km）と余震分布の下限は約11 kmであるが、滑り分布の下限深度は20 kmと推定されており⁶⁾、滑り領域が下部地殻に到達していると推定される。上部地殻に

関しては、震源断層の北側では V_p/V_s が低いのにに対して、震源断層南側では V_p/V_s が高い。つまり、震源断層を境に北側の上部地殻は石英を主要構成鉱物とする岩石（地表地質から花崗岩・片麻岩が有力候補）で構成される一方で、震源断層を境に南側の上部地殻は苦鉄岩質であると考えられる。したがって、断層南側の地殻全体の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。一方、断層北側の上部地殻の流動応力は石英のレオロジーパラメーターを用いて、下部地殻の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。地温勾配を変化させながら地殻の強度プロファイルを計算した結果、地温勾配（深さ 20 km まで）を約 $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ と仮定すると、本震（深さ 11 km）・余震分布の下限（深さ約 11 km）と滑り分布の下限深度（20 km）を説明することが可能である（図 5）。地温勾配が $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ のとき、断層南側の脆性領域は深さ 19 km まで続くが、断層北側の脆性領域は深さ 12 km までとなる。断層両側の地殻が脆性的に振る舞う深さ（12 km）までは脆性破壊（本震、余震）が発生すると考えられる。しかし、深さ 12-19 km では、断層南側は脆性領域である一方で、断層北側が塑性領域なので、脆性破壊（地震）を起こさずに塑性的に滑ったと解釈できる。つまり、能登半島地震の本震の深さ・余震分布下限と滑り下限深度が大きく異なるのは、断層を境に上部地殻の構成岩石が異なることが要因である。

図 6 は 2000 年鳥取県西部地震の震源断層にはほぼ直行する方向の V_p/V_s トモグラフィーと周辺の深さ 10 km の V_p/V_s トモグラフィーである。2000 年鳥取県西部地震の本震（深さ 6 km）と余震分布の下限は約 12 km であるが、滑り分布の下限深度は 17 km と推定されている。上部地殻に関しては、震源断層の西側では V_p/V_s が低く、一方、震源断層東側では V_p/V_s が高い。つまり、震源断層を境に西側の上部地殻は石英を主要構成鉱物とする岩石（地表地質から花崗岩が有力候補）で構成される一方で、震源断層を境に東側の上部地殻は苦鉄岩質（地表地質から後期白亜紀苦鉄質岩が有力候補）であると考えられる。断層東側の地殻は苦鉄岩質であることが推定されるので、地殻全体の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。一方、断層西側は上部地殻の流動応力は石英のレオロジーパラメーターを用いて、下部地殻の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。様々な地温勾配で強度プロファイルを計算した結果、地温勾配（深さ 20 km まで）を約 $22^{\circ}\text{C}/\text{km}$ と仮定すると、余震分布の下限（深さ約 12 km）と滑り分布の下限深度（17 km）のギャップを説明することができる（図 7）。地温勾配が $22^{\circ}\text{C}/\text{km}$ のとき、断層東側の脆性領域は深さ 19 km まで続くが、断層西側の脆性領域下限は深さ 12 km である。つまり、断層両側の地殻が脆性的に振る舞う深さ 12 km までは脆性破壊（本震、余震）を起こすが、深さ 12-19 km の間は脆性破壊（地震）を起こさずに塑性的に滑ったと解釈できる。つまり、2000 年鳥取県西部地震の本震の地震分布下限と滑り下限深度が大きく異なる要因は、2007 年能登半島地震同様に断層を境に上部地殻の構成岩石が違うことであると考えられる。

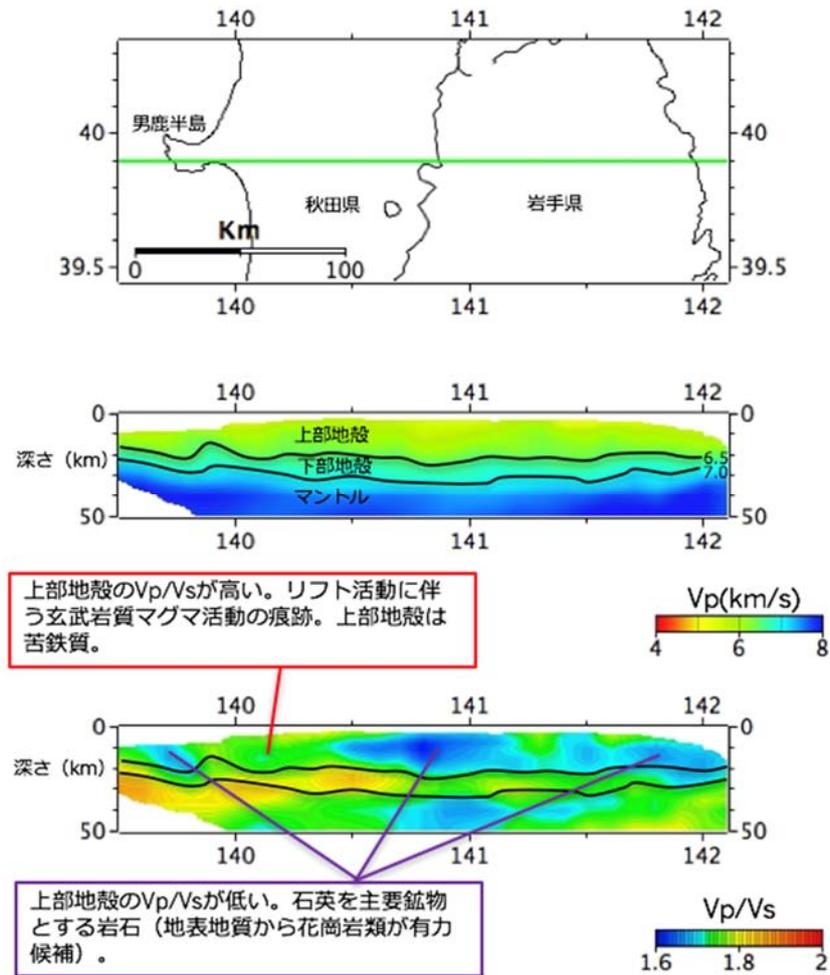


図 1 東北地方の日本海沿岸から太平洋沿岸の地震波トモグラフィ¹⁾を用いて地殻構成と下部地殻 ($V_p = 6.5 \sim 7.0$ km/s) の分布を推定。 V_p/V_s 図には V_p が 6.5 km/s と 7.0 km/s の等速度線を重ねている。

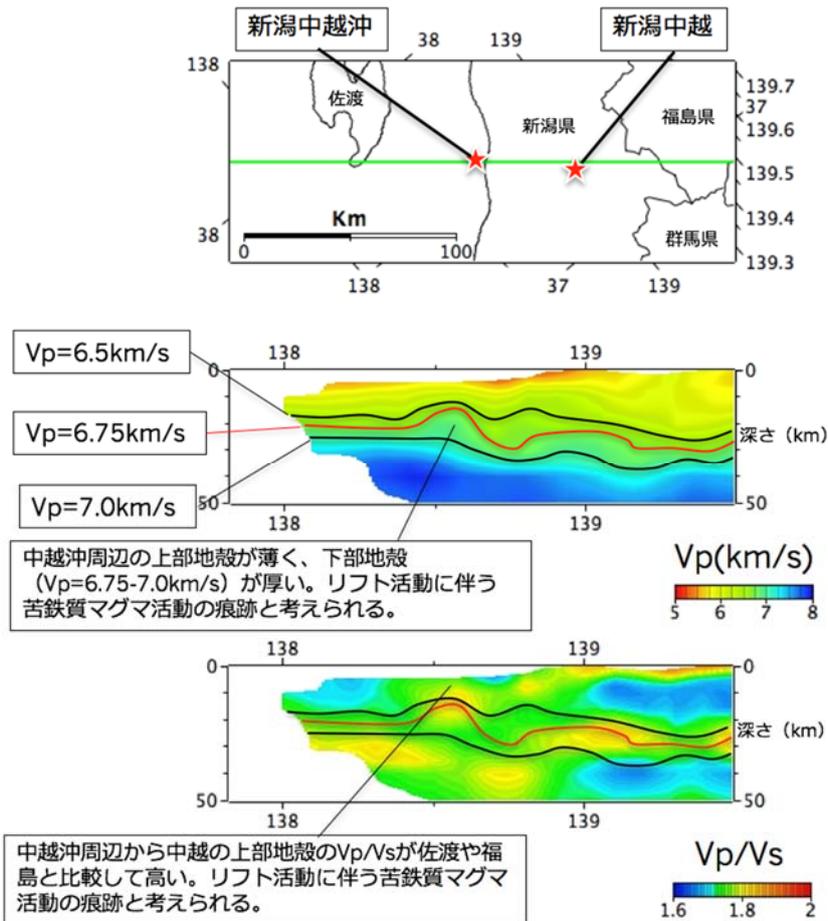


図 2 三次元地震波速度構造¹⁾を用いて新潟県周辺の地殻構成と上部地殻・下部地殻境界 ($V_p = 6.5 \text{ km/s}$) を推定。 V_p/V_s 図には V_p が 6.5 km/s と 7.0 km/s の等速度線を重ねている。図中の「新潟中越沖」および「新潟中越」の表記は「2007 年新潟県中越沖地震」と「2004 年新潟県中越地震」にそれぞれ対応する。

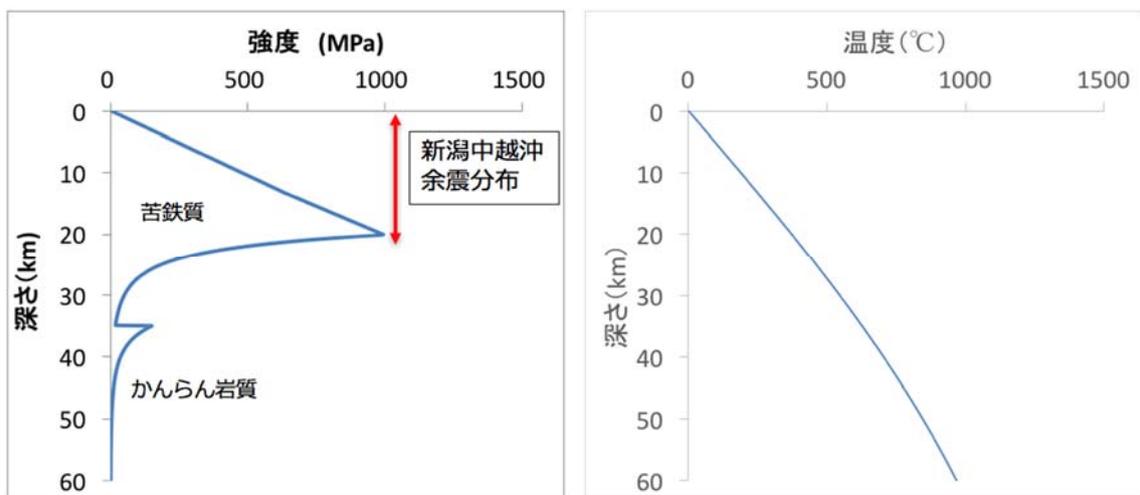


図 3 新潟県中越沖の地下強度プロファイルと温度構造の推定。地殻全体の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて、歪速度は $10^{-7}/\text{yr}$ として計算した。新潟中越沖地震余震分布から断層下限を約 20 km と仮定した。地温勾配（深さ 20 km まで）は $19^\circ\text{C}/\text{km}$ と仮定すると断層下限の温度は 374°C と推測される。

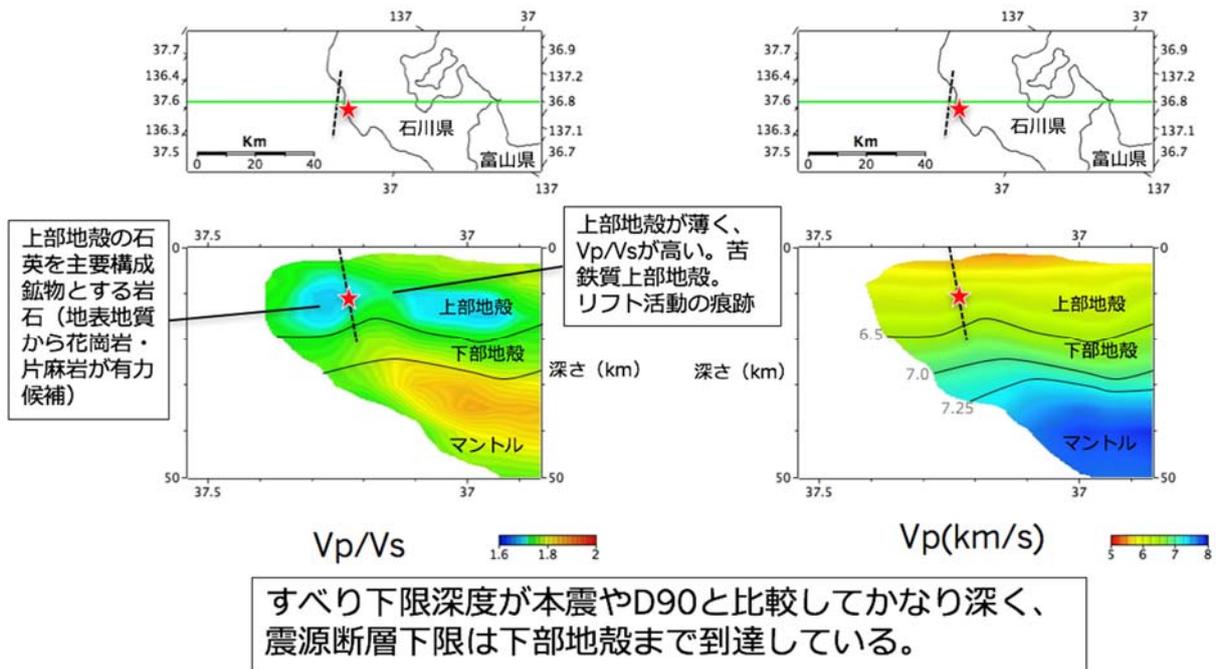


図 4 三次元地震波速度構造 1) を用いて能登半島の地殻構成と上部地殻・下部地殻境界 ($V_p = 6.5 \text{ km/s}$) を推定。 V_p/V_s 図には V_p の等速度線を重ねている。

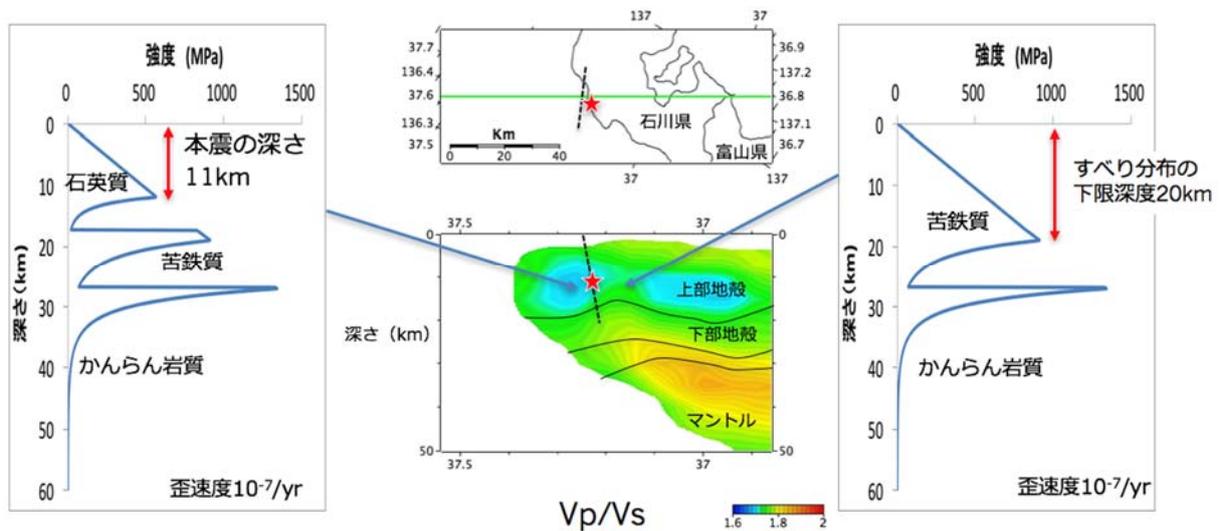


図 5 能登半島の地下強度プロファイルと温度構造の推定。断層南側の地殻全体の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。一方、断層北側の上部地殻の流動応力は石英のレオロジーパラメーターを用いて、下部地殻の流動応力はドレライト（粗粒玄武岩）のレオロジーパラメーターを用いて計算した。歪速度は $10^{-7}/\text{yr}$ とした。2007 年能登半島地震の本震（深さ 11 km）と余震分布の下限は約 11 km であるが、一方、滑り分布の下限深度は 20 km であると推定されている。地温勾配（深さ 20 km まで）は $20^\circ\text{C}/\text{km}$ と仮定した。 V_p/V_s 図には V_p の等速度線を重ねている。

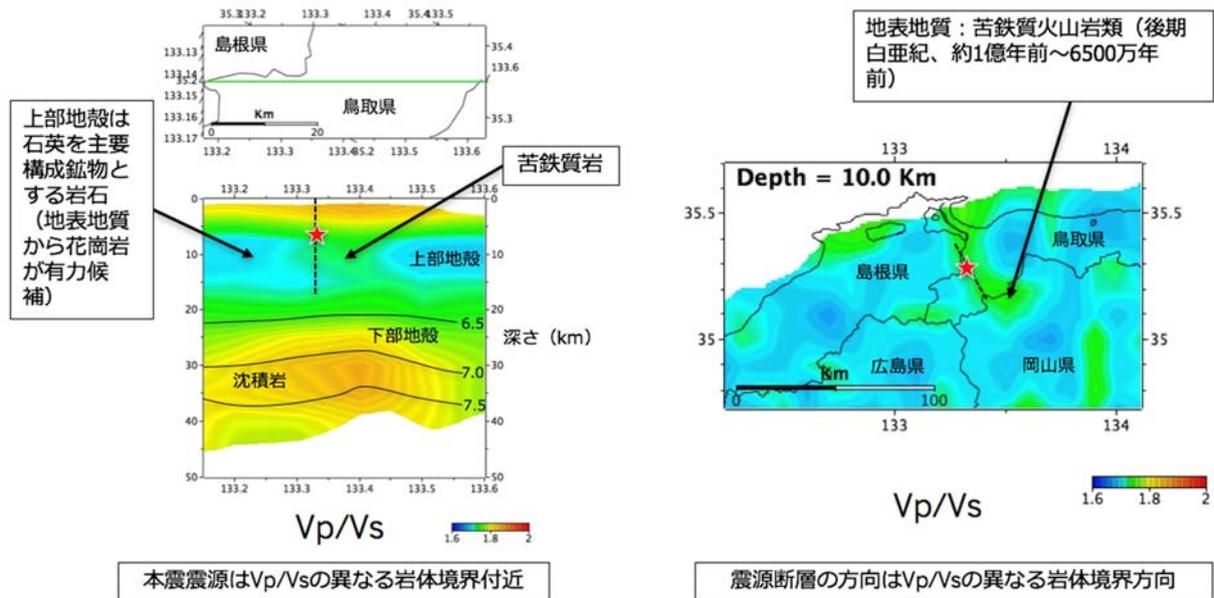


図 6 三次元地震波速度構造¹⁾を用いて鳥取県西部の地殻構成と上部地殻・下部地殻境界 ($V_p = 6.5 \text{ km/s}$) を推定。Vp/Vs 図には V_p の等速度線を重ねている。

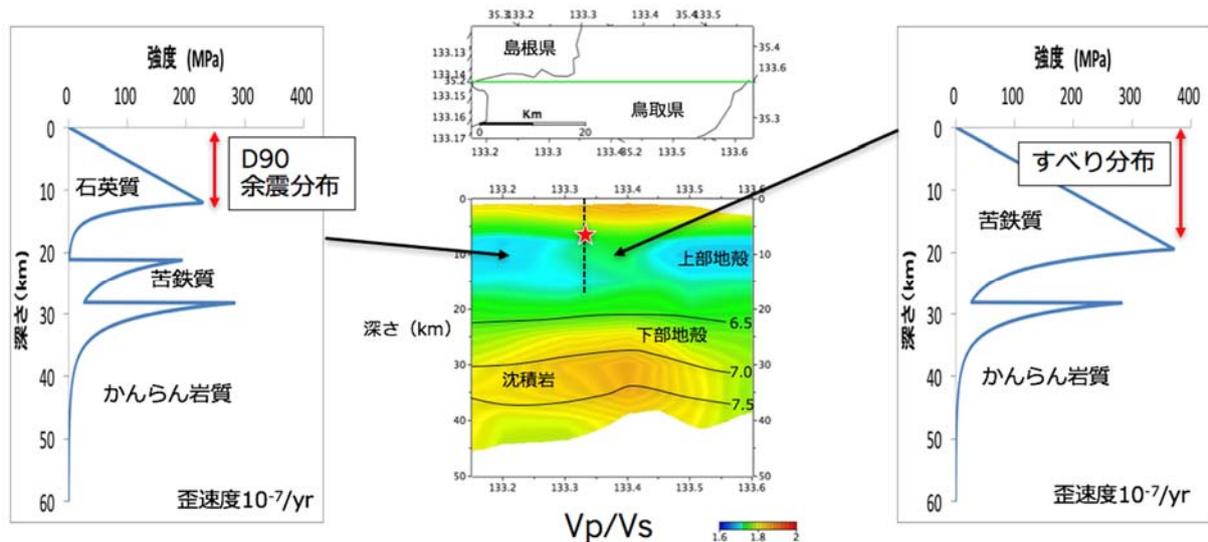


図 7 鳥取県西部の地下強度プロファイルと温度構造の推定。地殻全体の流動応力はドレライト (粗粒玄武岩) のレオロジーパラメータを用いて、歪速度は $10^{-7}/\text{yr}$ として計算した。地温勾配 (深さ 20 km まで) は $22^\circ\text{C}/\text{km}$ と仮定した。Vp/Vs 図には V_p の等速度線を重ねている。

2) 弾性波速度実験

海陸地殻構造探査などの制御震源による速度構造や自然地震による速度構造などと、高圧下での弾性波速度の室内計測実験を比較することにより日本海沿岸域から陸域の地殻構成岩石を推定することは、日本海沿岸周辺地域の地殻物性モデルに粘性等の拘束条件を与える上で重要であり、断層下限を推測する上でも必要不可欠である。本年度は、地殻構成

岩石モデルを検討するための基礎データを得るために、灰長石成分 65%の斜長石多結晶体を実験対象とした。横浜国立大学設置のピストンシリンダー高圧発生装置を用いて、最大圧力 1.0 GPa で P 波速度 (V_p) と S 波速度 (V_s) を測定した。今回の実験ではバッファローロッドを用いたパルス反射法測定法を採用し、P 波速度 (V_p) と S 波速度 (V_s) を同時に測定した。室温で圧力を 1.0 GPa まで昇圧した後、減圧しながら測定した。1.0 GPa での P 波速度は 6.89 km/s、S 波速度は 3.69 km/s、 V_p/V_s は 1.86 であった (図 8)。

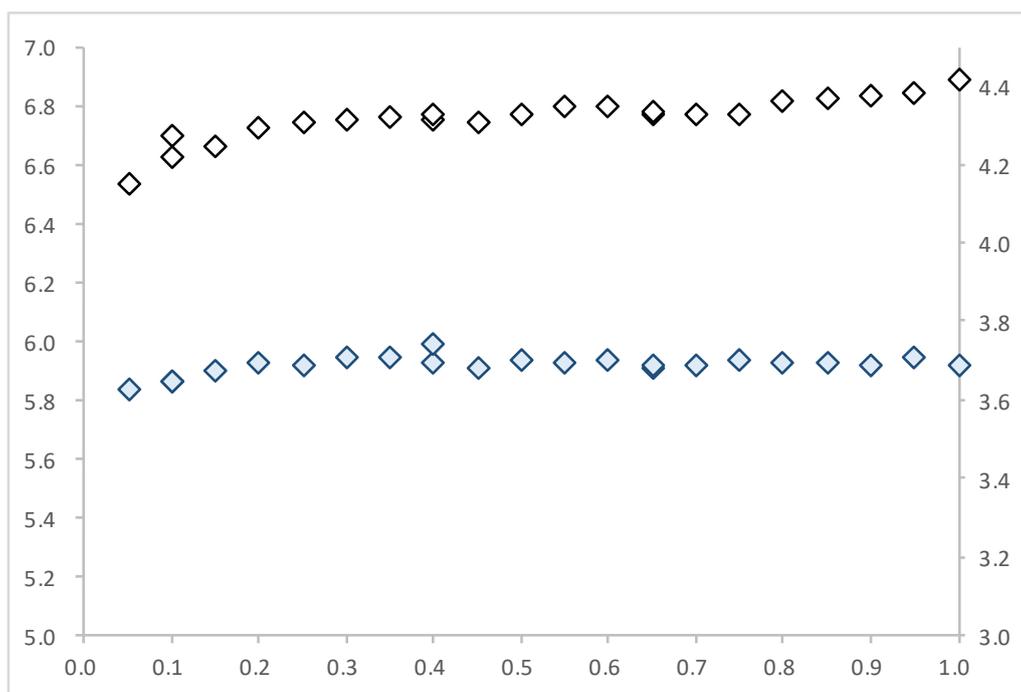


図 8 斜長石多結晶体の圧力を変化させた場合の P 波速度と S 波速度

黒◇は P 波速度 (左軸 : km/s)。青◇は S 波速度 (右軸 : km/s)。灰長石成分 65%の斜長石多結晶体の直径は約 5 cm。

3) 高温変形実験

断層下限深度は地殻構成岩石に敏感であるので、断層下限を説明する最も妥当なレオロジーパラメーターを検討するために、高温変形実験から地殻および上部マントルの主要造岩鉱物の高温レオロジー強度に関する基礎データを与えることが目的である。地殻マントルの主要造岩鉱物である単斜輝石を実験試料として用いて高温変形試験を行い、応力-歪速度関係を得た。実験試料は単斜輝石のナノ粉末をアルゴンガス雰囲気中で温度 1180°C で焼結することで、直径 4 mm・長さ 6 mm の円柱状の多結晶体を得た。この試料を用いてアルゴンガス雰囲気中において、一定温度下で、変位速度を段階的に変化させながら一軸圧縮変形実験を行った。図 9 は温度 1080°C と 1060°C における変形実験から得られた歪速度と応力との関係である。温度 1080°C の粘性は $1.00-1.25 \times 10^{11}$ Pa s である。

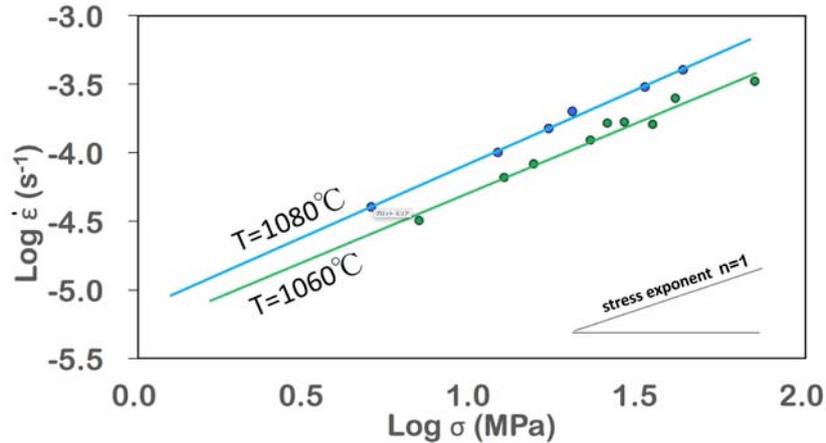


図9 ディオプサイド多結晶における応力-歪速度の関係 (1080°C、1060°C)。平均粒径 0.3 μm。

(c) 結論ならびに今後の課題

本研究では、地震波トモグラフィ¹⁾を用いて下部地殻の分布と上部地殻の構成岩石を推定した。V_p = 6.5 km/s を上部地殻と下部地殻の境界と仮定すると東北本州弧の地殻構造探査から得られた下部地殻分布と整合的であることがわかった。V_p/V_s トモグラフィから、北上山地・脊梁山地及び男鹿半島の上部地殻は石英を主要鉱物とする岩石(花崗岩)で主に構成されること、一方、日本海側の上部地殻は新生代中新世のリフト活動に伴って形成した苦鉄岩質地殻であることが推定された。類似した地殻構造は中越沖から中越にかけての地殻でも認められる。佐渡や福島の上部地殻は花崗岩が主要構成岩石であると推定されるが、新潟県中越から新潟県中越沖の上部地殻は新生代中新世リフト活動に伴う上部地殻の薄化と苦鉄岩質マグマ活動を反映していると解釈できる。特に、新潟県中越沖周辺では上部地殻が薄く、下部地殻が浅部まで分布する特徴がある。2007年能登半島地震の震源付近では、震源断層を境に北側の上部地殻は石英を主要構成鉱物とする岩石(花崗岩・片麻岩)で構成される一方、震源断層の南側の上部地殻は新潟県中越・中越沖の上部地殻同様の苦鉄岩質であると考えられる。断層を境にした同様の地殻構成は2000年鳥取県西部地震の震源断層でも認められる。震源断層を境に西側の上部地殻は石英を主要構成鉱物とする岩石(花崗岩)で構成される一方で、震源断層を境に東側の上部地殻は苦鉄岩質であると考えられる。

本震の深さや余震分布が明瞭で、滑り分布が明らかにされている断層について、地下の地温勾配を変化させながら、地下強度プロファイルを計算して、地震発生層の下限と地殻構成の関係について比較検討した。計算の結果、地温勾配を約 19°C/km と仮定すると、苦鉄岩質地殻の新潟県中越沖は脆性領域が深さ約 20 km のまで続くと推定され、2007年新潟県中越沖地震の余震分布の深さ(20 km 超)を説明可能である。2007年能登半島地震の震源域に関しては、地温勾配を約 20°C/km と仮定すると、本震(深さ 11 km)と余震分布の下限(深さ約 11 km)と滑り分布の下限深度(20 km)を説明することが可能である。断層南側の脆性領域は深さ 19 km まで続くが、断層北側の脆性領域は深さ 12 km までである。つまり、断層両側の地殻が脆性的に振る舞う深さ 12 km までは脆性破壊(本震、余

震)を起こすが、深さ 12-19 km の間は、南側の脆性領域であるが断層北側が塑性領域なので、脆性破壊(地震)を起こさずに塑性的に滑ったと解釈できる。つまり、2007 年能登半島地震の本震の深さ・余震分布下限と滑り下限深度が大きく異なる要因は、断層を境に上部地殻の構成岩石が違うことである。計算の結果、地温勾配(深さ 20 km まで)を約 22°C/km と仮定すると、余震分布の下限(深さ約 12 km)と滑り分布の下限深度(17 km)を説明することが可能である(図 7)。地温勾配が 22°C/km のとき、断層東側の脆性領域は深さ 19 km まで続くが、断層西側の脆性領域下限は深さ 12 km である。つまり、断層両側の地殻が脆性的に振る舞う深さ 12 km までは脆性破壊(本震、余震)を起こすが、深さ 12-19 km の間は脆性破壊(地震)を起こさずに塑性的に滑ったと解釈できる。2000 年鳥取県西部地震の本震の地震分布下限と滑り下限深度が大きくずれる要因も、2007 年能登半島地震同様に、断層を境に上部地殻の構成岩石が違うことである。今後は、本震の深さが明瞭で、滑り分布が明らかにされている他の断層(2005 年福岡県西方沖地震、2016 年熊本地震など)について、地震発生層の下限と地殻構成の関係について比較検討を計画している。

断層下限深度は地殻構成岩石に敏感であるので、断層下限を説明する最も妥当なレオロジーパラメーターを検討するために、既存のレオロジーパラメーターの中から最も妥当なものを選別する作業を進めていく。そのために、今後の課題として、捕獲岩産地と近い場所で発生した 2005 年福岡県西方沖地震を例として、捕獲岩のレオロジーパラメーターを室内実験で測定して、地震発生層の下限モデルを検討したいと考えている。本年度は、単斜輝石多結晶体の変形実験を行ったが、今後は、捕獲岩から単斜輝石多結晶体を焼結させて、引き続き変形実験を行なうことが次年度の課題となる。

地殻構成岩石モデルは、提唱した断層下限深度を定量的に見積もる際には欠かせない。次年度以降も継続して、地殻構成岩石モデルを更新する。また、地殻構成岩石モデルを改善するために、岩石の弾性波速度測定実験を行ない、本年度同様に局所的には正確な地殻構成岩石モデルを構築する必要がある。平成 28 年度は斜長石焼結多結晶体を対象に弾性波速度測定実験を行ない、弾性波速度データを取得できた。実験対象の岩石種を増やし、引き続き実験を継続する。

(d) 引用文献

- 1) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K.: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, Vol.454, pp.86-103, 2008.
- 2) Iwasaki, T., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Takeda, T., Sekine, S., Tashiro, K. and Miyamachi, H.: Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophysical Research Letters*, Vol.28, pp.2329-2333, 2001.
- 3) Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M. and Yoshida, T.: Laboratory measurement of P-wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc. *Tectonophysics*,

Vol.396, pp.245-259, 2005.

- 4) Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M., Yoshida, T., Nakajima, J. : Simultaneous high P-T measurements of ultrasonic compressional and shear wave velocities in Ichino-megata mafic xenoliths: Their bearings on seismic velocity perturbations in lower crust of northeast Japan arc. *Journal of Geophysical Research*, Vol.113, B12212, doi:10.1029/2008JB005587, 2008.
- 5) Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amamiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, and T. Iwasaki, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, 60, 1121--1126, 2008.
- 6) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田直: 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た 2007 年能登半島地震の特徴について. *地震研究所彙報*, Vol.82, pp.369-379, 2007.
- 7) Shibutani, T., Katao, H. & Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake *Earth Planet Sp*, Vol.57: 825. Doi :10.1186/BF03351861, 2005.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石川正弘・坪川 祐美子	単斜輝石ナノ多結晶体の高温変形実験（口頭発表）	日本地質学会 第 123 年学術大会, 日本大学	平成 28 年 9 月 12 日
石川正弘・坪川 祐美子	Deformation of sintered nanopolycrystalline diopside (ポスター発表)	AGU FALL MEETING, モスコーンセンター	平成 28 年 12 月 16 日

(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 29 年度業務計画案

下部地殻・マントル岩の弾性波速度と地震波速度構造を比較することで地殻構成岩石と上部地殻・下部地殻境界を推定する。断層について地震発生層の下限と地殻構成の関係について比較検討する。岩石物性の視点から地震発生層の下限モデルを検討する。本震の深さが明瞭で、滑り分布が明らかにされている断層を選別し、平成 29 年度以降の研究対象地域を検討する。

海陸地殻構造探査などの制御震源による速度構造や自然地震による速度構造などと、高温高压下での弾性波速度の室内計測実験に基づいて日本海沿岸域から陸域の構成岩石を推定し、構成岩石モデルを基にレオロジーモデルを求め、地震発生層の下限を推定することが本業務の最終目標である。平成 29 年度は、日本海および沿岸地域の地殻構成岩石のプロトタイプモデルを更新する。それと関連し、弾性波速度測定実験を引き続き計画する。さらに、日本海および沿岸地域の地殻マントルレオロジー強度のプロトタイプモデルを更新する。そのために、主要造岩鉱物の多結晶焼結体を主として焼結実験と高温変形実験を計画する。

(a) 高温高压弾性波速度測定実験

地殻深部・マントル由来の捕獲岩等の岩石と焼結多結晶体を対象に高温高压下の P 波・S 波速度を測定する。高温高压下における岩石の弾性波速度測定実験はピストンシリンダー型高温高压弾性波速度測定装置を用いる。地殻構成岩石モデルを改善するために、局所的に正確な地殻構成岩石モデルを構築する必要がある。日本海周辺域に産する捕獲岩を対象に弾性波速度測定実験を継続する。

(b) 焼結実験

弾性波速度測定および高温変形実験の実験試料の準備のために下部地殻・上部マントルの主要造岩鉱物の焼結実験を行なう。また、捕獲岩粉末を用いて複数の鉱物種からなる微粒多結晶体の焼結実験を行なうことを計画する。焼結実験はマッフル炉、ガス置換炉、真空炉 3 台を用いて行う予定である。微粒粉末作製のためにコンタミネーションを極力抑制可能な低温粉碎器をレンタルする。

(c) 高温変形実験

下部地殻・最上部マントルを構成する鉱物多結晶体を対象に高温変形実験を行い、応力-歪速度の関係を測定する。研究の進行状況によるが、複数の鉱物種からなる微粒多結晶体の変形実験も行なうことを計画する。

(d) 構成岩石モデルの構築

項目(a)～(c)を総括して、日本海および沿岸地域の地殻構成岩石のプロトタイプモデルを更新する。さらに、地殻マントルレオロジー強度のプロトタイプモデルを更新する。