東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面 Rheological profile across the northeastern Japan lithosphere toward precise modeling of the 2011 Tohoku Oki Earthquake

Abstract

武藤 潤* 大園真子**

Jun Muto* and Mako Ohzono**

2011年12月15日受付.

2012年4月9日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地学専攻
Department of Earth Sciences, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

** 北海道大学大学院理学研究院付属地震火山研究
観測センター
Institute of Seismology and Volcanology,
Hokkaido University, Kita-ku, Sapporo 060-
0810, Japan

Corresponding author; J. Muto,
muto@m.tohoku.ac.jp

A two-dimensional rheological profile crossing the northeastern Japan arc was created to evaluate and distinguish various styles of post-seismic deformation relating to the 2011 Tohoku-Oki earthquake. The calculated profile is based on recent rock-mechanics studies and geophysical observations that explain observed patterns of geodetic strain accumulation and shallow seismicity prior to the earthquake. Viscosities were then calculated assuming stress-change magnitudes commonly associated with interplate earthquakes. Recently derived flow laws for various rocks and minerals predict the presence of weak zones that developed via processes likely operating in the lithosphere (e.g., partial melting and shear zone development). Strain localization into weak zones explains low viscosity estimates (10^{18} – 10^{20} Pa s) from post-seismic creep after inland earthquake events. Our calculations reveal significant lateral variations in strengths and viscosities across the northeastern Japan arc. These viscoelastic lithospheric structures should be taken into account in order to differentiate viscous relaxation from other post-seismic deformation processes.

Keywords: Tohoku Oki Earthquake, post-seismic, deformation, rheological profile, viscoelastic relaxation, northeastern Japan arc, crustal structure

はじめに

3月11日に東日本を襲った M_w 9.0の東北地方太平洋沖地震は引き続く津波と共に、東日本に甚大な被害を及ぼした。半年以上経った現在でも、余効変動と呼ばれる地震後の地殻変動が東日本の広範囲で観測されている(国土地理院: <http://www.gsi.go.jp/>)。過去に起きた M_w 9程度の巨大地震後も、数十年の長期にわたって様々な余効変動が広範囲に観測されている(例えば、1960年チリ地震; Hu et al., 2004, 1964年アラスカ地震; Suito and Freymueller, 2009)。これらの余効変動は、余効すべりといった地震断層上で起こる現象から、粘性緩和と呼ばれるリソスフェアやアセノスフェアの広域で起こる現象まで様々な時空間スケールの地殻変動を含んでいる。沈み込み帯でのカップリング率を正確に見積もるためには、今後観測される余効変動において、余効すべりおよび粘性緩和の寄与を高精度で見積もり、両者を分離する必要がある。粘性緩和型の余効変動は地下のレオロジー構造に大きな影響を受けることから、余効すべりや固着の回復過程から沈み込み帯における地震サイクルを明らかにするためには、プレート境界の摩擦特性などと共に、リソスフェアやアセノスフェアの粘性構造も重要なパラメータの一つである。

近年の稠密な地震学的・測地学的観測網の発達に伴い、東北日本弧の構造や地殻変形活動が詳細に明らかにされてきている。制御震源を使った反射法地震探査は、島弧地殻の側方不均質性を明らかにし(例えば、Iwasaki et al., 2001)、自然地震を使った地震波トモグラフィは、現在の火山フロントである奥羽脊梁山脈に沿って地震波低速度および高減衰領域が存在することを示した(例えば、Hasegawa et al., 2005)。さらに測地学的研究からは、火山フロントに沿う歪みの局所化を明らかにした(例えば、Miura et al., 2004)。これらの地球物理学的観測に基づき、火山フロント直下に存在する低速度域は、部分溶融体(メルト)とそこから吐き出された流体(水)であり、これが島弧地殻の変形活動に影響を及ぼしている可能性が指摘されている(Hasegawa et al., 2005)。しかし、実際に地殻中に存在する水やメルトなどの流体の存在が、地殻のレオロジー(特に粘性率構造)にどの程度影響をおよぼすのかは定量的に明らかになっていない。

東北日本弧においても、地震後の余効変動が粘性緩和によるものと仮定し、下部地殻に深の粘性率の推定が行われている。1896年に発生した陸羽地震(M_j 7.2)および2008年の岩手・宮城内陸地震(M_j 7.2)の余効変動から、アセノスフェアの粘性率が推定されている(Thatcher et al., 1980; Suito and Hirahara, 1999; Ohzono et al., in press)。脊梁山脈

の東西で起きた2つの内陸地震後の余効変動の解析から、アセノスフェアの粘性率は $10^{18} \sim 10^{20}$ Pasと見積もられている(Thatcher et al., 1980; Suito and Hirahara, 1999; Ohzono et al., in press).

地球物理学的観測に加え、岩石力学実験に基づき導かれた構成則は、独自にリソスフェアやアセノスフェアの強度や粘性率に対して拘束を与えてきた(例えば, Goetze and Evans, 1979; Kirby, 1983; 嶋本, 1989; Shimamoto, 1993; Kohlstedt et al., 1995; 西川ほか 1999; Bürgmann and Dresen, 2008; Shibazaki et al., 2008). 嶋本(1989)は、当時報告されていた各種岩石の構成則と岩石学的に推定された地下温度構造を用いて、岩石の摩擦構成則と流動則から、東北日本弧のレオロジー構造を提唱した。得られた強度断面を用いて、見かけの粘性率を求めると、最も強度の低い領域においても、 10^{22} Pasほどの値を持つことが予想される。これはその後行われた東北日本弧を対象とした計算でも同様(西川ほか, 1999; Shibazaki et al., 2008)であり、内陸地震後の余効変動から見積もられた粘性率に比べ、2~4桁ほど高い。

近年、実験岩石力学においても様々な岩石・鉱物のレオロジー特性が詳細に決定されている(Karato and Jung, 2003; Rutter and Brodie, 2004; Rybacki et al., 2006; Bürgmann and Dresen, 2008; Katayama and Karato, 2008). 特に、鉱物組成、微細組織および化学条件をコントロールした合成試料を用いて行われた変形実験から、島孤地殻を構成する主要鉱物の変形特性に関して、流体(水やメルト)や微細組織(粒径など)といった重要な効果を明らかにした。したがって、東北日本弧を対象とした地球物理学的観測に加え、近年の岩石力学実験結果を援用することで、現在の東北日本弧のレオロジー構造を明らかにすることができると期待される。

本論文では、近年の地球物理学的観測および岩石力学実験の結果を使い、東北日本弧の不均質構造を取り入れたレオロジー強度断面を作成する。このことにより、今後の東北地方太平洋沖地震の余効変動解析において重要な余効すべりと粘性緩和を正しく評価し、両者を現実的かつ定量的に区分することが可能になる。はじめに、地震学的観測と岩石の超音波速度測定実験の比較から、東北日本弧の岩石学的構造を推定し、地質学的水平短縮歪み速度下での圧縮強度断面を計算する。次に、得られた断面を用いて、内陸地震後の余効変動から推定されている粘性率との比較を行い、地震後の余効変動(特に粘性緩和)に重要なリソスフェア・アセノスフェアの粘性構造に関して議論する。

岩石・鉱物の変形特性と構成則

1. 岩石・鉱物のレオロジーとリソスフェアのレオロジー

地殻やマントルの力学特性は、実験室における岩石・鉱物の変形実験によって経験的に決定されてきた。岩石の力学挙動は、温度、圧力、歪み速度や化学条件に応じて変化し、大局的には、地下浅部での低圧・低温下で卓越する脆性・摩擦挙動と高温・高圧下で卓越する塑性流動特性という2つの変形挙動によって表現できる(例えば, Kirby, 1983; Kohlstedt et al., 1995). 実際の岩石の力学的挙動は、広範な物理条件

にわたって準脆性-準塑性という脆性-塑性遷移領域が現れることが多くの実験によって確かめられている(例えば, Shimamoto, 1993)が、リソスフェアのレオロジー特性においては、単純な二元モデルでも、第一次近似的に有用であることが知られている(Kirby, 1983; Kohlstedt et al., 1985; Shimamoto, 1993; Shibazaki et al., 2008; Muto, 2011).

地下のどの部分がどのような力学挙動および強度を持っているのかを深さの関数として示したものがレオロジープロフィールと呼ばれ、様々な地質学・地球物理学的条件(岩石種類、歪み速度や温度勾配など)を仮定することで、地下のレオロジー層構造を明らかにしてきた(Kirby, 1983; Shimamoto, 1993; Kohlstedt et al., 1995; 西川ほか, 1999; Shibazaki et al., 2008; Muto, 2011). 今節では、岩石のレオロジー特性について簡単に紹介する。

2. 岩石の脆性挙動

地殻浅部での岩石の変形挙動は、脆性-摩擦挙動によって特徴付けられる。東北地方で発生する逆断層型の地震は、リフト期に形成された正断層の再活動によるものである(Sato et al., 2002)から、その再活動条件は、以下の摩擦構成則から与えられる(Sibson, 2007)：

$$\sigma = \left[\frac{\mu (\tan \theta + \cot \theta)}{1 - \mu \tan \theta} \right] \sigma'_v \quad (1)$$

$$\sigma'_v = \sigma_v - P_f = \rho g z (1 - \lambda)$$

ここで、 σ は差応力、 σ'_v は有効法線応力、 σ_v は法線応力、 μ は摩擦係数、 θ は断層面と最大圧縮応力方向である水平面とのなす角度、 P_f は間隙水圧、 ρ は岩石の密度、 g は重力加速度、 z は深さ、 μ は摩擦係数、 λ は間隙水圧係数を示す。岩石の摩擦係数は、粘土鉱物を含む岩石を除いた多くの岩石において、 $\mu = 0.6$ 程度の値をとる(Byerlee, 1978).

3. 岩石の塑性挙動

温度が上昇するにつれ、岩石の変形挙動は脆性-摩擦挙動から、粘性-塑性流動挙動へ遷移する。様々な岩石・鉱物を用いた室内岩石変形試験から、岩石試料が定常状態で流動変形しているときの構成則は、下記の経験則を取ることが知られている：

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n d^{-m} f_{\text{H}_2\text{O}}^r \exp \left(-\frac{Q + pV}{RT} \right) \quad (2)$$

ここで $\dot{\epsilon}$ は歪み速度、 A は物質定数、 n は応力指数、 Q は活性化エネルギー、 p は圧力、 V は活性化体積、 T は温度、 R は気体定数、 d は粒径、 m は粒径指数、 $f_{\text{H}_2\text{O}}$ は水のフュガシィティ、 r はフュガシィティ係数を示す。式(2)において、拡散クリープは、 $n = 1$ で $m = 2$ (結晶内拡散)および $m = 3$ (粒界拡散)をとる。一方、転位クリープは、粒径に依存せず($m = 0$)、応力指数は $n = 3 \sim 6$ の値を取る。

転位クリープより高応力下($\sigma = 10^{-3} \sim 10^{-2} \mu'$ ： μ' は剛性率)では、転位の滑動が変形を律速し(Kohlstedt et al., 1995)、構成則は指数関数型の応力依存を示す。この機構をパイエルス型と呼び、下記の構成則で示される：

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n f_{\text{H}_2\text{O}}^r \exp \left[-\frac{Q + pV}{RT} \left(1 - \frac{\sigma}{\sigma_p} \right)^2 \right] \quad (3)$$

ここで σ_p はパイエルス応力であり, n は一般に 2 程度の値を取る. この機構は高差応力(低温・高歪み速度)下での岩石の変形機構として有力なものである. 現在のところ詳細な指数型構成則のパラメータはカンラン石のみ決定されており, 歪み速度 $10^{-15}/s$ において, 差応力約 100 MPa を境に, それ以上でべき乗型(転位)クリープ(式 2)から, 指数型(パイエルス)クリープ(式 3)への機構の遷移が予見されている (Katayama and Karato, 2008).

東北日本弧の不均質構造

1. 東北日本弧の地震波速度・電気伝導度構造

近年の稠密な地震観測網の発達に伴い, 東北日本弧における地震活動は詳細に調べられ, これらを用いて地殻の構造を明らかにする研究が行われている. 例えば, 1997~1998 年に実施された深部地殻構造探査と浅層反射法地震探査では, 1896 年陸羽地震の震源域を東西に横切る測線において, 東北地方の地殻構造が調べられている. 陸域の速度構造は Iwasaki et al. (2001) に, 背弧側は西坂ほか (2004) に, 三陸沖は Takahashi et al. (2004) によって公表された (Fig. 1). Fig. 2 に 1997 年の地震波探査で得られた速度構造を示す. これによると, 東北日本弧の地殻構造は島弧に直交する方向に不均質性を持つことがわかる. 特に, 地殻は奥羽脊梁山脈の東部, すなわち北上河谷帯で最も厚く, そこから前弧側, 背弧側に向かって次第に薄くなる. 特に, 日本海沿岸

Fig. 1. Location map showing the transect of the 1997 seismic expedition across the northeastern Japan arc. Black lines are profiles and stars denote shot points. Profiles across the island arc, the forearc off of Sanriku, and the backarc (eastern margin of the Japanese coast) were obtained from Iwasaki et al. (2001), Takahashi et al. (2004), and Nishisaka et al. (2004), respectively.

から日本海中央部に向かって地殻の薄化が顕著である. 自然地震の走時を用いた解析から, Katsumata (2010) は, 日本

Fig. 2. Two-dimensional crustal, seismic velocity, and thermal structures along the 1997 transect (a) and one-dimensional vertical temperature profiles (b). (a) Numbers indicate P-wave velocities obtained during the seismic expedition. Color contours indicate the assumed thermal structures in the study. Dewa H., OBR, and Kitakami MtR. represent Dewa Hill, Ou Backbone Range, and Kitakami Mountain Range, respectively. Vertical exaggeration is $\times 4$. (b) Black, gray, and light gray indicate the temperature profiles of OBR ($x = 70$ km in (a)), Dewa H. ($x = 0$ km), and Kitakami MtR. ($x = 105$ km), respectively.

Fig. 3. EW strain rate field for northeastern Japan from January 1, 2006 to July 13, 2008 obtained by a GPS network (Ohzono, 2010). Color contour correspond to the magnitudes of strain rates: blue for compression and red for extension. Red triangles and black lines represent active volcanoes and faults, respectively. Small white circles are GPS sites used for strain rate estimates. Arrows indicate the direction and amount of the principal strain rate. Red dots indicate the JMA seismicity for inland areas at depths less than 50 km. The inset diagram at the top shows the horizontal geological shortening ratio determined by Sato (1989) where VF is the location of the current volcanic front. The region within the rectangular outline is 'area 6' in Sato (1989), where a horizontal shortening ratio was reported.

列島全域でのコンラッド面，モホ面深さを決定した．屈折法・広角反射法地震探査による陸域の地殻構造 (Iwasaki et al., 2001) に比べ，Katsumata (2010) の報告したコンラッド面，モホ面とも数 km ほど深い，東北日本弧中軸部で地殻が厚く，前弧-背弧側に薄化するという大局的な特徴は一致している．また反射法地震探査の測線は，東日本太平洋沖地震の震源分布のほぼ北端に相当するが，この領域においても顕著な余効変動が観察されていること (Ozawa et al., 2011) から，本論文では，反射法地震波探査による地殻構造は，東北日本弧を代表するものと見なす．

また自然地震を用いた地震波トモグラフィやマグネティック法による電磁波観測からも，地殻の不均質性が明らかにされている (例えば，Hasegawa et al., 2005)．これらによると東北日本下には，火山フロント直下に地震波低速度 (Nakajima et al., 2001)・高減衰 (Tsumura et al., 2000) かつ低比抵抗領域 (Ogawa et al., 2001) が存在することが知られている．これらの低速度・低比抵抗域は，マントルウェッジから地震発生層下限まで存在することから，沈み込むプレートから脱水された水の付加と減圧により，部分熔融体が形成され，上昇に伴ってさらにそこから吐き出された流体の存在を示唆していると考えられている．

2. 東北日本弧の地殻変形活動

列島全体に展開された GPS 観測網を使って，東北日本弧においても地殻変動の連続的な観測が行われている (Miura et al., 2004; 大園, 2010)．大園 (2010) は，2006 年 1 月 1 日から 2008 年 6 月 13 日 (岩手・宮城内陸地震発生前日) までの期間に，東北地方の北緯 37.5 から 41 度，東経 138 から 142.2 度の範囲に設置されている GPS 観測点のデータを用いて，東北地方の定常地殻変動の解析を行った．各観測点の日座標時系列から推定した，定常的な地殻変動時の東西短縮歪み速度は，東北日本弧全域で， 10^{-7} strain/yr のオーダーである (Fig. 3)．これは，過去に行われた同地域の地震間 (1997–2001 年) における GPS 観測の結果と調和的である (Miura et al., 2004)．また，北緯 39 から 40 度の範囲で，現在の火山フロントである奥羽山脈に沿って，短縮歪みの集中域が観察され，この領域において地震活動も浅発化し，活発である (Fig. 3)．

一方，地質学的な時間スケールでの水平短縮歪み速度は，後期新生界の地層の短縮変形率から求められている (佐藤, 1989)．東北地方の地域別短縮率分布から，最大短縮率は外帯 (太平洋側)，内帯 (日本海側) で大きく分かれる．1997 年の反射法地震探査の測線においても (佐藤, 1989 の Figs. 5, 6 の Area 6 に相当)，外帯側で短縮率が 10% 以下であるの

に対し、内帯側では短縮率の増大(10%以上)が認められる(Fig. 3の挿入図)。得られた短縮率を、東北日本弧の短縮変形期間で除することで、水平歪み速度を算定すると、 10^{-8} strain/yr のオーダーである。

測地学および地質学的短縮歪速度のどちらにおいても Fig. 3 で見たような歪みの不均質性が観測されているが、GPS により観測される東西短縮歪み速度は、地質学的な時間スケールで蓄積する水平短縮歪み速度に比べておよそ一桁大きい。この差は、東北日本弧に蓄積される非弾性的な歪みは小さく、測地学的に得られた歪み速度は、ほぼ弾性変形のそれを反映していると考えられる(Ikeda, 2005; 池田, 2011)。したがって、東北日本弧の定常的な粘性率(流動応力)の計算には、東北日本弧の非弾性変形を引き起こす地質学的な歪み速度を用いる。

3. 地震後の余効変動から推定される粘性率構造

プレート境界や地殻内部で発生した中規模程度(マグニチュード7前後)以上の地震発生後には、余効変動と呼ばれる地殻変動が観測されることが多い。この余効変動の主な要因には、余効すべり(例えば, Bürgmann et al., 2002)、間隙弾性反発(Jónsson et al., 2003)、粘性緩和(Pollitz, 1997)が知られている。余効すべりは、震源断層の深部または浅部延長上、あるいは近傍にある別の断層面がゆっくりと非地震性にすべる現象であり、一般に数日~数年の継続期間を持つ。間隙弾性反発は、断層周辺の岩石中に存在する間隙水が、急激な断層運動に伴う間隙中の水圧変化により、強制的に移動させられて生じる変形で、数日~数ヶ月の継続期間を持つ。粘性緩和は、断層運動による応力擾乱に伴って、下部地殻や上部マントルなどが粘性的に応答する現象である。地震の規模に応じて、空間波長も大きくなるため、大地震の場合には、広域で変動が観測される。また継続期間も、粘性率に応じて数年~百年程度となるため、一般的に余効すべりや間隙弾性反発に比べ長い(例えば, Freed et al., 2006)。これらのメカニズムは、時空間スケールで複合的に起こることが多く、一般にその識別は難しいが、詳細な地下構造やレオロジー特性を考慮したモデリングによって、それぞれの寄与を分離することができる(例えば, Freed et al., 2006; Suito and Freymueller, 2009)。

粘性緩和の際の粘性率 η_{PS} は、地震による応力擾乱 σ_{PS} から下記のように実験的な構成則と結び付けられる(例えば, Freed et al., 2006; Wang, 2007)：

$$\eta_{PS} = \frac{\sigma_{PS}}{2\dot{\epsilon}_{PS}} = B\sigma_{PS}^{(1-n)} \quad (4)$$

ここで、 B は式(2)もしくは(3)中の、温度、フュガシティ、粒径などの依存項を示す。応力擾乱 $\sigma_{PS}(=\sigma + \Delta\sigma)$ は、定常的な応力状態 σ に地震によって引き起こされた(観測点などの)応力の変化量 $\Delta\sigma$ を加えたものであり、 $\dot{\epsilon}_{PS}$ は σ_{PS} によって引き起こされた地震後の歪み速度である。この粘性率と岩石の剛性率 μ' を用いて、地震による応力擾乱の緩和する特徴的な時間 τ を、 $\tau = \eta_{PS}/\mu'$ と定義できる(例えば, Wang, 2007)。この緩和時間と観測期間との関係から、地下のどの領域が粘性緩和に参加しているのかを推定することができ

る。例えば、GPS や水準測量等を用いた観測期間(数~100年程度)において、粘性緩和するのは、岩石の剛性率を $\mu' = 60$ GPa(下部地殻岩石に相当)とすると、 $\eta_{PS} = 2 \times 10^{20}$ Pas (τ は約 100 年)以下の粘性率を持つ領域であり、それ以上の粘性率を持つ領域は、観測期間において弾性的に振る舞うと見なすことができるだろう。

東北日本弧で発生した内陸地震後の粘性緩和余効変動からも、粘性特性を調べる試みがなされている。Thatcher et al.(1980)は、陸羽地震後 80 年にわたる水準変動の垂直成分が粘性緩和によると仮定し、アセノスフェアの粘性率を求めた。弾性層厚を 30 km として固定した場合、1 次元粘弾性モデルで、弾性層下部の粘性率を 10^{20} Pas と見積もった(Thatcher et al., 1980)。その後、Suito and Hirahara(1999)は、Thatcher et al.(1980)と同様の測地学的データを用いて、沈み込むプレート構造および地殻構造を考慮した有限要素法から、層厚 30 km の弾性層下の粘性率を 10^{19} Pas と見積もった。この 2 研究から、同じデータを用いても推定方法によって粘性率には幅があることが分かる。また、Suito and Hirahara(1999)は、プレート形状を考慮した方が、余効変動の空間パターンをよく説明することを示唆している。一方、Ohzono et al.(in press)は、2008 年の岩手・宮城内陸地震(M_j 7.2)後 800 日間の余効変動を GPS を用いて検出した。広域にわたる 10 mm 以上の水平変位および震源域近傍において、顕著な沈降が見られたことから、余効変動は粘性緩和が支配的であると推定した。GPS で観測された余効変動を説明する弾性層厚、粘性率をグリッドサーチにより求めた結果、弾性層厚が 16~24 km、粘性率が $2.7 \sim 4 \times 10^{18}$ Pa s という値を報告している。特に、震源域周辺では弾性層が 16 km と最も薄くなる可能性を指摘している。東北日本弧陸域のモホ面深さは、約 25~35 km 程度(Iwasaki et al., 2001; Katsumata, 2010)であることから、この結果は、下部地殻の一部(特に奥羽脊梁山脈直下)においても、粘性緩和が起こっている可能性を示唆している。同程度の粘性率(4×10^{18} Pas)は、1993 年北海道南西沖地震後の余効変動でも報告されている(Ueda et al., 2003)。

東北日本弧の強度計算に用いた岩石学的、熱的および力学的特性

様々な岩石の構成則(式 1~3)から、前章で紹介したような不均質性を考慮した東北日本弧のレオロジー断面を構築するために、下記の点を決定する必要がある：厚さ(コンラッド、モホ面深さ)、岩石学的構造、熱的構造、広域的歪み速度。そこで本節では、東北日本弧に関して、地球物理学的観測や岩石学的実験からこれまでに報告されているデータを紹介し、上記 4 項目を決定していく。

地殻の構造に関して、Nishimoto et al.(2005)による 1997 年深部地殻構造探査の結果に関する岩石学的な解釈を用いる。Nishimoto et al.(2005)は、秋田県一の目渕から採取された下部地殻構成岩に由来する外来岩片について、高圧下での V_p 速度を測定し、Iwasaki et al.(2001)による速度断面との比較を行った。それによると、5.75~5.9 km/s

Table 1. Parameters are used in flow laws of $\dot{\epsilon} = A\sigma^n d^m f_{\text{H}_2\text{O}} \exp[-(Q + pV)/RT]$ or $\dot{\epsilon} = A\sigma^n f_{\text{H}_2\text{O}} \exp[-(Q + pV)(1 - \sigma/\sigma_p)/RT]$, where $\dot{\epsilon}$ is the strain rate, σ is the differential stress, A a material constant, n the stress exponent, Q the activation energy, p the pressure, V the activation volume, T the absolute temperature, R the gas constant, d the grain size, m the grain-size exponent, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ the water fugacity, r the fugacity exponent, and σ_p is Peierls stress. The Peierls stress is for water-saturated conditions.

Rock Unit	Mechanism	$\log A$ MPa ⁻ⁿ μm ^m s ⁻¹	n	Q kJ/mol	m	r	V cm ³ /mol	Remark	Reference
Quartz	Dislocation	-4.9	2.97	242	0	1	0		Rutter & Brodie (2004)
Anorthite	Dislocation	0.2	3	345	0	1	38	An ₁₀₀	Rybacki et al. (2006)
Anorthite	Diffusion	-0.7	1	159	3	1	38	An ₁₀₀	Rybacki et al. (2006)
Plagioclase w/ 10% melt	Diffusion	7.2	1	338	2.7	0	0	An ₆₀ Ab ₄₀	Dimanov et al. (1997)
Olivine	Pierles	2.9	2	470	0	1.2	24	$\sigma_p = 2.87$ GPa	Katayama & Karato (2008)
Olivine	Dislocation	2.9	3	470	0	1.2	24		Karato & Jung (2003)
Olivine	Diffusion	7.4	1	375	3	1	20		Hirth & Kohlstedt (2003)

の上部地殻層は花崗岩質岩石、6.5~7.0 km/s の下部地殻層は角閃石斑レイ岩と角閃岩、そして 7.6~8.0 km/s の上部マントル層はスピネルレルゾライトの Vp 速度にそれぞれ相当することを示した。

さらに、Nishimoto et al. (2008) は、高温高压下での捕獲岩の Vp、Vs の同時測定から、岩石の地震波速度に対する温度依存性を明らかにした。彼らは各種岩石の地震波速度の温度依存性と、東北日本弧の地震波トモグラフィから得られている速度(偏差)構造(Nakajima et al., 2001) との比較を行い、速度異常帯に岩石学的な解釈を与えた。比較の結果、東北日本弧の下部地殻(深さ約 25 km)における高速度域(日本海沿岸部)は、輝石を含む角閃石輝石斑レイ岩であり、その温度範囲は 600~800 °C 前後と推定された。また背弧側の鳥海山周辺と奥羽脊梁山脈地域の火山周辺の低速度異常域は、角閃石斑レイ岩かつ 800 °C 以上のソリダス温度を超えていると推定され、最大 8.8% 程度の部分熔融状態にある可能性が高いことを指摘した。

本研究地域周辺での地殻の温度構造に関して、沈み込み帯全域での熱力学・岩石学的計算に基づいた熱構造(Peacock and Wang, 1999)を広域の熱構造として採用した。さらに、田中ほか(2004)による日本周辺の地温勾配および地殻熱流量を基礎データとして使用し、奥羽脊梁山脈および背弧側火山列の存在を示す 2 列の高温域を考慮した。しかし、地表で観測される地温勾配や熱流量測定は、地表周辺での熱水循環により大きく影響を受け、地下深部のものより非常に大きな値を取る。そこで本研究では、地殻深部の温度に関しては、高温高压下での岩石の地震波速度の測定による下部地殻温度構造の推定(Nishimoto et al., 2008 の Fig. 10 を参照)も考慮に入れた。なお、1997 年の反射法地震探査の測線上には、火山は存在しないが、その南北には現在の火山フロントおよび背弧側火山の 2 列の火山列(高温域)が存在する。本論文では、1997 年の探査で得られている地震学的構造が東北日本弧を代表するものと仮定し、この測線上においても、2 列の火山の存在を想定した Fig. 2 の温度構造を作成した。代表的な地点における鉛直温度プロファイルを Fig. 2b に示す。

岩石のレオロジー特性は、岩石を構成する各種鉱物の粘性強度比、それらの量比や連結度に依存する(Handy, 1990,

1994) ため、歪み量に応じてその強度は変化する(Holyoke and Tullis, 2006)。しかし、本研究では、地震後の余効変動から得られている低粘性を説明するために、岩石の強度は量的に豊富な最も強度の低い鉱物で代表されると仮定する(Shimamoto, 1993)。そこで、Nishimoto et al. (2005, 2008) による岩石学的構造から、花崗岩からなる上部地殻はウェットな石英の構成則、(角閃石、輝石を含む)斑レイ岩からなる下部地殻はウェットな斜長石の構成則、スピネルレルゾライトからなる上部マントルはウェットなカンラン石の構成則で表現できると仮定する。岩石の摩擦強度の計算には、東北日本弧で卓越する逆断層型の摩擦強度(摩擦係数 $\mu = 0.6$ 、傾斜 $\theta = 30$ 度)および静水圧を仮定した($\alpha = 0.36$)。また式(2)もしくは(3)によって示される塑性強度においては、水の効果を最大限見積もるために、静岩圧下での温度・圧力依存のフエガシティを考慮に入れた(H₂O 流体のみを仮定 $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$)。計算に用いた各岩石の構成則パラメータを Table 1 に示す。上部地殻から上部マントルにおいて、各岩石の粒径を 5 mm とした。また下部地殻における部分熔融体の粒径は 100 μm とした。

東北日本弧のレオロジー構造

1. 東北日本弧のレオロジー構造概観

本研究では、佐藤(1989)による、東北日本弧の地質学的歪み速度である 10^{-8} strain/yr を用いて、東北日本弧の強度分布を計算した。1997 年の反射法地震探査の陸域から海域に渡る東西測線に相当する 2 次元強度断面を計算するために、測線断面をグリッドに分けた。東西 600 km を 5 km 間隔および鉛直方向を 1 km 間隔にグリッドを作成した。各グリッドにおいて、式(1)もしくは(2) (上部マントルに関しては、式(3)も含む)で示される岩石の変形挙動のうち最小の差応力を示すものが各座標点での強度とした。こうして計算された東北日本弧の東西レオロジー断面を Fig. 4 に示す。カラーコンターは、強度を示し、寒色系が高強度、暖色系が低強度を示す。また 2006 年 1 月 1 日~2008 年 6 月 13 日に反射法地震探査東西断面の南北にそれぞれ 20 km 以内で発生した地震の震源分布(気象庁一元化震源)を黒点で表示した。

今回作成した東西断面において、地下温度構造に依存し

Fig. 4. Cross-section of the calculated lithospheric strength along the 1997 seismic transect. Black dots represent seismicity within 20 km of the transect from January 1, 2006 to July 13, 2008. The dashed white line indicates the brittle-ductile transition predicted by our calculation.

て、東北日本前弧域は、強度が高く、背弧域、脊梁山脈と順に強度が減少していく。これは、前弧域の北上山地が地質時代を通して安定した大陸地塊であること(地質学的歪量も小さい)、GPSで計測される東西短縮歪速度が脊梁山脈で局所的に高くなっていること(Miura et al., 2004; 大園, 2010; Fig. 3)などに定性的に調和する。このことは、GPSで観測されている歪みパターンの一部は島弧の非弾性変形を反映している可能性が高いことを示唆している。また震源分布は、東北日本弧全域で、奥羽脊梁山脈に沿って浅くなり、その東西に深くなるが、これも強度分布から予測される脆性-塑性遷移(Brittle-ductile transition)深さとおおよそ一致する。

一方、前弧および背弧側において、脆性-塑性遷移深さは、現在の地震活動と矛盾する点がある。先述の摩擦構成則とウェットカンラン石のバイエルス構成則は、前弧域においてモホ面付近での脆性塑性遷移を予見するが、実際の地震活動はマントルウェッジで活発に起こっている。これは、本研究で仮定した構成則やそのパラメータに一部誤りがあることを示唆している。前弧側は、プレート境界部のフォースバランスから、間隙水圧が異常に高いこと($\alpha = 0.98$ 程度)が推定されており(Seno, 2009)、これにより脆性塑性境界が深発化している可能性がある。背弧側の日本海沿岸部から大和海盆周辺においては、気象庁一元化震源は大和海盆へ向けて深発化するが、これは海域に地震観測網がないことに起因している。日本海で発生した地震は、震源の再決定を行った結果(Huang et al., 2010)、モホ面より浅部で発生していることが確かめられており、本研究から予見される脆性-塑性遷移深さと調和的である。

佐藤(1989)による地質学的短縮歪み量は、日本海東縁の背弧側で最も大きく、脊梁山脈、前弧側北上山地と順に減少する(Fig. 3 挿入図)。また、嶋本(1989)による強度プロファイルでは、日本海東縁には、プレート境界が仮定されている。しかし、本論文で採用した反射法地震波探査による東西断面では、明確なプレート境界は確認されていない。また

Fig. 5. Calculated viscosity-depth profiles for constant stress drops in three different regions. The red, green, and blue lines represent the viscosities for the Ou Backbone Range ($x = 70$ km in Figs. 2 and 4), the Japan Sea coastal area ($x = 0$ km), and the Kitakami Mountain Range ($x = 105$ km), respectively. Line thicknesses represent the magnitudes of stress changes by an earthquake from 0.1 MPa (thin lines) to 10 MPa (thick lines). The dashed lines indicate the viscosities for ductile shear zones with fine-grained anorthite (grain size of 50 μ m). Red and blue shaded areas represent ranges of elastic layer viscosities and thicknesses, respectively, as estimated by the 1896 Riku-u earthquake (10^{19} – 10^{20} Pa s; Thatcher et al., 1980; Saito and Hirahara, 1999) and the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku (IMN) earthquake (2.7 – 4.0×10^{18} Pa s; Ohzono et al., in press). $\eta_{\text{Riku-u}}$ and η_{IMN} represent the viscosity ranges estimated from the Riku-u and IMN earthquakes, respectively.

最近の研究から、日本海東縁は、そのようなはっきりとしたプレート境界ではなく、何条もの断層群からなると考えられている(大竹ほか, 2002)。リソスフェアの強度に大きな影響を持つ熱構造に関しても、前弧に比べ、背弧側の地温勾配のほうが高く(例えば、田中ほか, 2004)、変形しやすいが、奥

羽脊梁山脈に比べ、日本海東縁は低温かつ均質な温度構造を持つ。したがって、地表で観測される変形活動を地下の構造及び熱特性に起源を求める本論文では、日本海東縁地域は均質な強度を予見し、この地域での歪み集中を説明ができない。今後は、日本海東縁の詳細な地殻構造探査の結果などを待つ必要がある。

2. 東北日本弧の粘性構造

前節でみたように、今回作成した強度断面が地震間の東北日本弧の地殻変形活動とおおよそ一致していることが確認できた。したがって、この断面を用いて、地震後の余効変動から推定される東北日本弧の粘性特性について議論することが可能となる。地質学的な歪み速度での定常流動応力 σ に、断層運動による応力擾乱 $\Delta\sigma$ を加え、地殻内での地震によって引き起こされた応力変化量 σ_{ps} を求めた。得られた値を、式(4)に代入し、粘性率 η_{ps} を求めた。 $\Delta\sigma$ は地震による静的歪み量から得られるが、ここでは簡単のため $\Delta\sigma = 0.1 \sim 10$ MPa 程度を仮定する。Fig. 5 には、奥羽脊梁山脈(Figs. 2, 4 の $x = 70$ km 地点)、日本海沿岸(背弧側 $x = 0$ km)、北上山地(前弧側 $x = 105$ km)の一次元粘性率プロファイルを示す。奥羽脊梁山脈や日本海沿岸部においては、上部マントルでの粘性率は、応力変化量によらず、東北地方で起こった内陸地震後の余効変動から推定される粘性率と同程度となることから、余効変動がアセノスフェアでの粘性緩和によって引き起こされるという推定と調和的である。一方、地温勾配の低い北上山地では、今回計算を行った 50 km 以浅において、上部マントル中でも、GPS で観測するような短期間には、粘性緩和しないような高い粘性を持つことが推定される。

また、奥羽脊梁山脈においては、高い地温勾配のため、アセノスフェアだけでなく、下部地殻においても低粘性領域が存在することが推定される。2008 岩手・宮城内陸地震後の余効変動からは、少なくとも下部地殻の一部において低粘性領域が存在し、余効変動を担っていることが推定されている(Ohzono et al., in press)。 $\Delta\sigma = 10$ MPa という大きな応力変化量を仮定した場合、上部マントルに加え、ウェットな下部地殻(斜長石)は、余効変動から推定される粘性率を満足する(赤太線)。また、Nishimoto et al.(2008)によって推定されている下部地殻で 10% 程度部分熔融が起こった場合も、余効変動からの見積もり値に近い粘性率となる。応力変化量が 0.1~1 MPa の時、部分熔融体での拡散クリープにより、モホ面付近において粘性率は $10^{18} \sim 10^{20}$ Pas 程度まで減少する。岩手・宮城内陸地震震源域は、複数の火山に囲まれており、その下部には顕著な低速度帯が広がっている(Okada et al., 2010)。したがって、上部マントルに加え、下部地殻に存在する部分熔融体も余効変動を担っている可能性がある。

東北日本弧で卓越する逆断層型の地震は、日本海拡大時の正断層が現在のインバージョンテクトニクス下で逆断層として再活動したものである(Sato et al., 2002; Sibson, 2009)。成長した断層帯の深部延長は、歪みの局所化により細粒化し、岩石の変形機構は粒径に依存しない転位クリープ

から粒径に依存するクリープ機構(拡散クリープ)へと変化する。ここで内陸地震断層の深部延長が動的再結晶や深部へのラプチャー伝播による粉砕化によって、粒径が深部塑性変形岩であるウルトラマイロナイトなどで観察される 50 μm 程度(例えば, Fliervoet et al., 1997)まで減少することを仮定する。粒径の減少に伴い、粘性率は下部地殻付近において、 10^{19} Pas 程度となり得る。奥羽脊梁山脈直下の深部反射方探査から、Sato et al.(2002)は陸羽地震の震源断層である千屋断層が、地震発生層より下部まで伸びていることを明らかにした(佐藤・加藤 2010 も参照)。また Ando and Okuyama(2010)は、合成開口レーダーにて捉えられた岩手・宮城内陸地震の地震時の複雑な地表変動は、余震域(地震断層)の深部延長に塑性変形帯の存在を仮定することで説明できることを示した。細粒な岩石から構成される断層帯は周囲の母岩に比べ、その強度が低い。陸域断層深部延長での非地震性のクリープは、地震後の余効変動(Montési and Hirth, 2003)や地震間で固着している上部震源断層への応力集中(Iio et al., 2002; Ando and Okuyama, 2010)を引き起こすことから、断層深部延長帯の存在は、内陸地震の地震サイクルを考える上でも重要な存在である。

3. 粘性緩和における地殻の形状や粘性率の深さ依存の効果

通常、粘性緩和における余効変動の解析には、水平成層もしくは地球の曲率を考慮に入れた球殻成層構造を用いる(例えば, Pollitz, 1997)。また沈み込み帯での地震後の余効変動には、プレート構造を考慮に入れたモデルによる解析も提唱されている(Hu et al., 2004; Wang, 2007; Suito and Freymueller, 2009)。Hu et al.(2004)では、GPS および検潮記録を用いて、1960 年のチリ地震後 35 年間の余効変動をプレート形状を考慮した 3 次元有限要素法によって解析した。その結果、沈み込むプレート下部の海洋マントルの粘性率を 10^{20} Pas とすると、従来、沈み込み帯深部での余効すべりによると考えられていた地震後長期間の隆起(Barrientos et al., 1992)も粘性緩和によってより良く説明できることを示した。また、Suito and Freymueller(2009)は、沈み込むプレート形状(プレート角度および厚さ)を考慮に入れ、1964 年アラスカ地震後の余効変動において、余効すべりと粘性緩和が約 40 年間に渡り観測されていることを明らかにした。このように、プレート境界地震の余効変動においては、プレート形状が大きな影響を持つため、その幾何学を詳細に有限要素法などのモデルに組み込むことにより、粘性緩和と余効すべりを区分できる(Suito and Freymueller, 2009)。

通常の余効変動(特に粘性緩和)解析では、粘性層内において、その粘性率は深さによらず一定と仮定しており、リソスフェアやアセノスフェアのどの領域が粘性緩和に参加しているのかを明らかにすることは難しい。一方、岩石のレオロジー特性から推定される粘性率は、温度、圧力などによる明確な深さ依存性を示す(Fig. 5)。通常用いられる一層構造の粘性構造(弾性層とその下の粘性層)に比べ、深さ依存する実際の粘性構造を異なる粘性率を持つ二層や三層の粘性構造で模擬することで、余効変動をより良く再現することが確かめ

られている(Riva and Govers, 2009). 以上のことは、粘性緩和余効変動において、仮定する構造(地下の粘性率、弾性層厚やプレート形状など)や粘性率の深さ依存性が、現れてくる余効変動に大きく影響を及ぼすことを示唆している。

粘性率の深さ依存性だけでなく、東北日本弧は島弧に直交する方向において、その強度が著しく不均質である可能性がある。例えば、奥羽脊梁山脈直下においては、下部地殻においても高温のため低粘性領域が広がっていることが予想される(Fig. 5)。一方、背弧域は上部マントル 50 km 以深においてのみ余効変動から推定されるような低粘性となり得るが、前弧域は低い地温勾配のため高い粘性を示す。したがって、粘弾性構造を考慮する際の弾性層と見なせる高粘性部の厚さは島弧に直交する方向に著しく不均質であることが推定される。また本論文では、1997 年の反射法地震探査による東西断面を用いたが、東北日本弧は島弧に沿う方向にも不均質性があることが、地震波トモグラフィー(例えば、Nakajima et al., 2001)や重力異常(Tamura et al., 2002)からも知られている。このような島弧地殻内の小規模な低粘性領域の存在は、局所的な粘性緩和を引き起こし、他の余効変動機構との区別が難しくなる可能性を秘めている(Hu et al., 2004; Freed et al., 2006)。

これまで見てきたように、余効変動においては、余効すべりや間隙弾性反発といった断層周辺で起こるものから、粘弾性緩和といった広域で起こるものまで存在し、実際の変動はそれらの組み合わせとなって観測される(Freed et al., 2006; Suito and Freymueller, 2009)。沈み込み帯における地震サイクルを明らかにし、巨大地震の再来周期を正しく評価するには、余効すべり分布を高精度で見積もる必要があるが、そのためには観測された余効変動において、粘性緩和を正しく評価し、余効変動量から差し引かなければいけない。したがって、粘性率や弾性層厚およびその空間的な変化といったリソスフェアのレオロジー特性は、モデリングに際して独立に決定されることが望ましい。実際の余効変動解析において、粘性緩和の寄与を過小評価すると、相対的に余効滑りなど他の余効変動の機構による寄与の過大評価につながり、その結果、プレートカップリング率の過小評価(再来周期の長期化)につながる可能性がある。したがって、沈み込み帯での地震サイクルを詳細に評価するには、プレート境界面の摩擦特性を明らかにするだけではなく、リソスフェアの粘弾性構造を詳細に考慮に入れるべきである。今後、余効変動解析においても、リソスフェアの構造やレオロジー特性を考慮に入れたようなモデリング(Freed et al., 2006; Shibazaki et al., 2008)を行うことで、これらの問題に取り組んでいく必要がある。

ま と め

東北地方太平洋沖地震後の余効変動解析(特に粘性緩和)の定量的評価を目的に、地球物理学的観測から得られた詳細な地殻構造と近年得られている岩石力学実験結果を考慮した 2 次元レオロジー断面を構築した。地殻の構造は 1997 年に海域から陸域に及ぶ反射法地震探査により得られたものを

用いて、地震波トモグラフィーにより得られた速度不均質も考慮した。得られた速度構造に対し、高压・高温下で行われた岩石の超音波速度結果から、岩石構造を推定した。地温勾配実測結果および沈み込み帯の変成岩熱力学的な構造による推定を用いて、温度構造を推定し、地質学的な水平短縮歪み速度を用いて、短縮強度を計算した。得られた強度プロファイルは、奥羽脊梁山脈への測地学的歪み集中や東北地方太平洋沖地震前に発生した地震の深さ変化を説明することから、東北地方太平洋沖地震前の東北日本弧の定常的な地殻変形活動と調和的である。得られた地殻強度にプレート境界型地震から推定される応力変化量の値を仮定することで、地震後の粘性率を推定した。本論文で使用した岩石鉱物の構成則は、地震学的観測で推定されている部分溶融体や断層帯深部延長などの強度を予見し、東北日本弧で発生した内陸地震後の余効変動から得られている粘性率の値($10^{18} \sim 10^{20}$ Pa s)とも調和的な値が得られた。さらに、余効変動解析に重要な弾性層厚と粘性率は、島弧に直交する方向に著しく不均質であることが推定される。沈み込み帯における地震サイクルを明らかにし、巨大地震の再来周期を正しく評価するには、観測された余効変動において、粘性緩和と余効すべりを詳細に分離する必要がある。そのためには、地震学的観測や実験岩石学的に決められた東北日本弧の不均質性を含む粘性構造を考慮しなければいけない。

謝 辞

芝崎文一郎氏、長谷川昭氏、大槻憲四郎氏、吉田武義氏、佐藤比呂志氏、長濱裕幸氏には本研究を行うにあたって、常に建設的な助言と励ましを頂いた。また池田安隆氏、深畑幸俊氏による丁寧な査読により本稿は大きく改善された。また執筆する機会を与えてくださった清水以知子氏、岩森 光氏にも感謝する。本研究は東北大学グローバル COE プログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」の支援および科学研究費補助金(22740328)および地震・火山噴火予知研究協議会の助成を受けて行われた。気象庁一元化震源データを使用させていただいた。

文 献

- Ando, R. and Okuyama, S., 2010, Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L10308.
- Barrientos, S. E., Plafker, G. and Lorca, E., 1992, Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 701–704.
- Bürgmann, R. and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**, 531–567.
- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E. H., McClusky, S., Reilinger, R. E., Woith, H. and Zschau, J., 2002, Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **92**, 126–137.
- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615–626.
- Dimanov, A., Dresen, G. and Wirth, R., 1998, High-temperature creep of partially molten plagioclase aggregates. *Jour. Geo-*

- phys. Res.*, **103**, 9651–9664.
- Fliervoet, T. F., White, S. H. and Drury, M. R., 1997, Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in green-schist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, central Australia. *Jour. Struct. Geol.*, **19**, 1495–1520.
- Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., Hreinsdóttir, S., 2006, Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology, *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B003894.
- Goetze, C. and Evans, B., 1979, Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **59**, 463–478.
- Handy, M. R., 1990, The solid-state flow of polymineralic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **B95**, 8647–8661.
- Handy, M. R., 1994, The laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 287–301.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura, S., 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59–75.
- Hirth, G. and Kohlstedt, D. L., 2003, Rheology of the upper mantle wedge: A view from the experimentalists. In Eiler, J., ed., *Inside the Subduction Factory*, *Geophys. Monogr. Ser.*, **138**, AGU, Washington, D. C., 83–105.
- Holyoke, C. W. III and Tullis, J., 2006, Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, **34**, 105–108.
- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J. and Khararadze, G., 2004, Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *Jour. Geophys. Res.*, **109**, B12403.
- Huang, Z., Zhao, D., Umino, N., Wang, L., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Yoshida, T., 2010, P-wave tomography, anisotropy and seismotectonics in the eastern margin of Japan Sea. *Tectonophysics*, **489**, 177–188.
- Iio, Y., Kobayashi, Y., Tada, T., 2002, Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 337–343.
- Ikeda, Y., 2005, Long-term and short-term rates of horizontal shortening over the Northeast Japan arc. *Hokudan International Symposium on Active Faulting 2005, Prog. Abstr.*, 17–24.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2011, 東北日本島弧-海溝系における歪の蓄積-開放過程と超巨大歪開放イベントの可能性. 地震予知連絡会報 (*Rep. CCEP*), **86**, 12–20.
- Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K. and Miyamachi, H., 2001, Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2329–2332.
- Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R. and Björnsson, G., 2003, Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, **424**, 179–183.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **65**, 1073–1095.
- Katayama, I. and Karato, S.-I., 2008, Low-temperature, high-stress deformation of olivine under water-saturated conditions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **168**, 125–133.
- Katsumata, K., 2010, Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltimes analysis. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B04303.
- Karato, S.-I. and Jung, H., 2003, Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine. *Philos. Mag.*, **83**, 401–414.
- Kirby, S. H., 1983, Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1458–1487.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B. and Mackwell, S. J., 1995, Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 17587–17602.
- Mehl, L. and Hirth, G., 2008, Plagioclase preferred orientation in layered mylonites: Evaluation of flow laws for the lower crust. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B05202.
- Miura, S., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K. and Yui, S., 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth Planets Space*, **56**, 1347–1355.
- Montési, L. G. J. and Hirth, G., 2003, Grain size evolution and the rheology of ductile shear zones: from laboratory experiments to postseismic creep. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **211**, 97–110.
- Muto, J., 2011, Rheological structure of northeastern Japan lithosphere based on geophysical observations and rock mechanics. *Tectonophysics*, **503**, 201–206.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2003, Estimation of thermal structure in the mantle wedge of northeastern Japan from seismic attenuation data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1760.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., 2001, Three dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Jour. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21858.
- 西川 治・大槻憲四郎・藤原 治・布施圭介 (Nishikawa, O., Otsuki, K., Fujiwara, O. and Fuse, K.), 1999, 東北日本弧を横断するレオロジープロファイルとその問題点. 月刊地球号外 (*Chikyū, Monthly, extra. ed.*), **27**, 130–134.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M. and Yoshida, T., 2005, 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*, **396**, 245–259.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M., Yoshida, T. and Nakajima, J., 2008, 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. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B12212, doi: 10.1029/2008JB005587.
- 西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三 (Nishisaka, H., Shinohara, M., Sato, T., Hino, R., Mochizuki, K., Kasahara, J.), 2001, 海底地震計と制御震源を用いた北部大和盆地, 秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造. 地震2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd ser.*), **54**, 265–379.
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Tahakashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M., 2001, Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741–3744.
- 大竹政和・平 朝彦・太田陽子 (Ohtake, M., Taira, A., Ohta, Y.), 2002, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (*Active Faults and Seismo-Tectonics of the Eastern Margin of the Japan Sea*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 201p.
- 大園真子 (Ohzono, M.), 2010, 測地データに基づく奥羽脊梁山脈ひずみ集中帯周辺の変形過程. 東北大学博士論文 (Ph. D. Thesis, Tohoku Univ.), 113p.
- Ohzono, M., Ohta, Y., Iinuma, T., Miura, S., Muto, J. (in press) Geodetic evidence of viscoelastic relaxation after the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. *Earth Planets Space*.
- Okada, T., Umino, N. and Hasegawa, A., 2010, Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan-seismogenesis related with magma and crustal fluid. *Earth Planets Space*, **62**, 347–352.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M.

- and Imakiire, T., 2011, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, **475**, 373–376.
- Peacock, S. M. and Wang, K., 1999, Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan. *Science*, **286**, 937–939.
- Pollitz, F. F., 1997, Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 17921–17941.
- Pollitz, F. F., Banerjee, P., Grijalva, K., Nagarajan, B. and R. Bürgmann, 2008, Effect of 3-D viscoelastic structure on post-seismic relaxation from the 2004 $M = 9.2$ Sumatra earthquake. *Geophys. Jour. Inter.*, **173**, 189–204.
- Riva, R. E. M. and Govers, R., 2009, Relating viscosities from postseismic relaxation to a realistic viscosity structure for the lithosphere. *Geophys. Jour. Inter.*, **176**, 614–624.
- Rutter, E. and Brodie, K. H., 2004, Experimental intracrystalline plastic flow in hot-pressured synthetic quartzite prepared from Brazilian quartz crystals. *Jour. Struct. Geol.*, **26**, 259–270.
- Rybacki, E., Gottschalk, M., Wirth, R. and Dresen, G., 2006, Influence of water fugacity and activation volume on the flow properties of fine-grained anorthite aggregates. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B03203, doi: 10.1029/2005JB003663.
- 佐藤比呂志 (Sato, H.), 1989, 東北本州弧における後期新生界の変形度について. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.32, 257–268.
- 佐藤比呂志・加藤直子 (Sato, H. and Kato, N.), 2010, 北部本州背弧域の地殻構造と震源断層. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 592–601.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M. and Ikawa, T., 2002, Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, **355**, 41–52.
- Seno, T., 2009, Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B05405.
- Shibazaki, B., Garatani, K., Iwasaki, T., Tanaka, A. and Iio, Y., 2008, Faulting processes controlled by the nonuniform thermal structure of the crust and uppermost mantle beneath the northeastern Japanese island arc. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B08415.
- 嶋本利彦 (Shimamoto, T.), 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス—剛体プレートから変形するプレートへ. 科学 (*Kagaku*), **59**, 170–181.
- Shimamoto, T., 1993, Rheology of Rocks and Plate Tectonics. In Hudson, J. A. ed., *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*, vol. 1. Elsevier, New York, 93–109.
- Sibson, R. H., 2007, An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? The 2004 M_j 6.8 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 188–199.
- Sibson, R. H., 2009, Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **473**, 404–416.
- Suito, H. and Hirahara, K., 1999, Simulation of postsismic deformations caused by the 1896 Riku-u earthquake, Northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2561–2564.
- Suito, H. and Freymueller, J. T., 2009, A viscoelastic and after-slip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B11404, doi: 10.1029/2008JB005954.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tsuru, T., Park, J.-O., Kaneda, Y., Suyehiro, K., Kinoshita, H., Abe, S., Nishio, M. and Hino, R., 2004, Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan. *Geophys. Jour. Inter.*, **159**, 129–145.
- Tamura, Y., Tatumia, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H., 2002, Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105–116.
- 田中明子・山野 誠・矢野雄策・笹田政克 (Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y., Sasada, M.), 2004, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース. 数値地質図 DGM P-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST).
- Thatcher, W., Matsuda, T., Kato, T. and Rundle, J. B., 1980, Lithospheric loading by the 1896 Riku-u earthquake, Northern Japan: Implications for plate flexure and athenospheric rheology. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 6429–6435.
- Tsumura, N., Matsumoto, S., Horiuchi, S. and Hasegawa, A., 2000, Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes. *Tectonophysics*, **219**, 241–260.
- Ueda, H., Ohtake, M. and Sato, H., 2003, Postseismic crustal deformation following the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake, northern Japan: Evidence for a low-viscosity zone in the uppermost mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, 2151.
- Wang, K., 2007, Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. In Dixon, T. H. and Moore, J. C., eds., *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*. Columbia Univ. Press. 540–575.

*English translation from the original written in Japanese

(要 旨)

武藤 潤・大園真子, 2012, 東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面. 地質雑, **118**, 323–333. (Muto, J. and Ohzono, M., 2012, Rheological profile across the northeastern Japan lithosphere toward precise modeling of the 2011 Tohoku Oki Earthquake. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **118**, 323–333.)

東北地方太平洋沖地震後の余効変動の定量的解析にとって重要な東北日本弧の東西レオロジー強度断面を, 地球物理学的観測および近年の実験岩石力学結果を用いて作成した. 得られた強度プロファイルは, 地震前に得られていた奥羽脊梁山脈への測地学的歪み集中や地震の深さ変化を説明する. さらにプレート境界型地震から推定される応力変化量を仮定することで, 東北日本弧の粘性構造を求めた. 地球物理学的観測から推定されている部分熔融帯や断層深部延長など低強度帯の存在は, 内陸地震後の余効変動から推定された東北日本弧の粘性率を説明する. 異なる余効変動機構の分離とそれぞれの定量的解析には, 東北日本弧粘性構造の著しい不均質性を考慮する必要がある.