

〔特集〕地球科学における流体現象 1 ～地球内部編～

地殻プロセスにおける流体の役割

*富山大学大学院 理工学研究部

渡 辺 了†

Roles of Fluids in Crustal Processes

Tohru WATANABE, Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama

1 はじめに

地球は半径約 6400 km の球であり、構成する物質によって、外側から地殻、マントル、核と大きく 3 つの層に分けられている (図 1)。

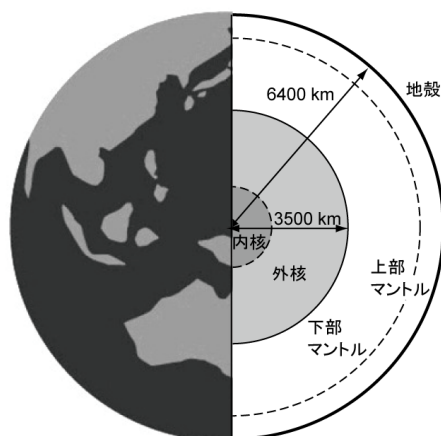


図 1 地球の層構造。

地殻とマントルはともに岩石の領域であるのに対して、中心の核は金属鉄から成っている。地殻を構成している岩石および厚さは、海と陸とで異なっている。海洋地殻は玄武岩質岩石（マグネシウムや鉄に富み、黒っぽい）から成り、厚さは 7 km 程度でほぼ一様である。大陸地殻は花崗岩質岩石（ケイ素に富み、白っぽい）を主体とし、厚さには地域差がある。日本周辺では 30 km 程度であるが、ヒマラヤやアンデスのような高い山脈のあるところでは 70 km に達する。厚さに地域差はあるが、地球全体から見ると、地殻はまさに卵にとっての殻のような存在である（図の線の太さの厚みしかない）。そこには外核のような活発な流体運動もなければ、マントルのような固体状態での大規模な流れがあるわけでもない。そ

こは基本的に冷たい固体の領域である。しかし、けっして剛体の殻ではなく、たえず変形を続けている。地震も地殻の変形の一例である。地殻と”流体”とはあまり縁がないように思えるが、実は少量存在している流体（水と考えてください）が地殻の変形を支配していることが分かっている。小論では、地殻の変形における流体の役割について解説するとともに、地球物理学的観測によって捉えられている地殻流体のようす、その流体の起源などについて概説したい。なお、ここでは専ら日本列島の地殻をとりあげて話を進めることにする。

2 地殻の変形と流体

日本列島の地殻において、地震はその上半分に集中している。図 2 は近畿地方南部の地震の深さの頻度分布¹⁾を示している。深さ 5 km 以浅では、ほとんど地震は起きていない。深さとともに地震の頻度は急増し、10 km 付近で極大となる。さらに深い部分では頻度は急激に減少し、15 km 以深では地震はほとんど起きなくなる。地域によって極大の深さは異なるが、分布はほぼ似たような形をとる。

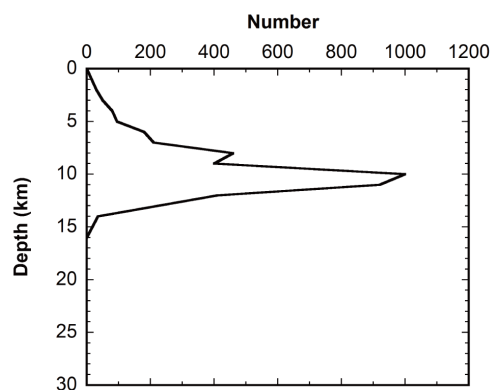


図 2 近畿地方南部における地震の深さの頻度分布。

*〒930-8555 富山市五福 3190

† E-mail: twatnabe@sci.u-toyama.ac.jp

地震は地球内部で起きる破壊である。物体の変形は、原子間結合の切断を伴う脆性破壊と原子間結合のつなぎ換えによる塑性流動によって生じる。地震の頻度分布は、脆性破壊が深さ 15 km 以浅でしか起きないことを示している。これは大まかには、深さの増加に伴う圧力増加が脆性破壊を抑制し、温度上昇が塑性流動を促進するためである。

地殻中に存在する流体（水）は体積的には少量（せいぜい数%）であるが、地殻の変形に大きな影響を与えている。ここでは、まず地震の発生条件に着目して、脆性破壊における流体の役割を説明する。図 3 のように、圧縮応力が働いて上盤がせり上がる逆断層を考える。2004 年新潟県中越地震や 2008 年岩手宮城内陸地震は、このような逆断層で滑りが生じた地震の例である。

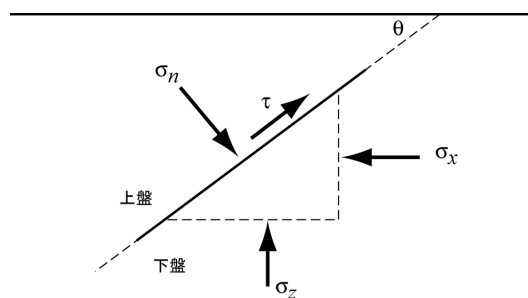


図 3 傾斜 θ の断層面とその周辺の応力。

水平方向、鉛直方向の応力を σ_x 、 σ_z （地球科学分野の慣習で圧縮を正とする）とすると、図中の仮想的な三角ブロックが静止しているためには、断層面で次のような法線応力 σ_n および剪断応力 τ が働いていなければならない（微小体積要素を考えているので重力のような体積力は無視している）。

$$\sigma_n = \sigma_x \sin^2 \theta + \sigma_z \cos^2 \theta \quad (1)$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_z) \sin 2\theta \quad (2)$$

この剪断応力は、断層に沿った滑りを妨げている静止摩擦応力であり、静止摩擦係数 μ_s で表される最大静止摩擦応力

$$\tau_{Max} = \mu_s \sigma_n \quad (3)$$

を超えることはできない。式(2)から分かるように、差応力

$$\Delta\sigma = \sigma_x - \sigma_z \quad (4)$$

の増加に伴い、つりあいに必要な摩擦応力は大きくなる。これが最大静止摩擦応力を超えるとときに断層で滑り（地震）が発生する。

傾斜 θ の断層を滑らせるのに必要な差応力を考える。鉛直方向の応力は、静水圧と同様に考えて、

$$\sigma_z = \rho g z \quad (5)$$

と表され、静岩圧と呼ばれる。ここで、 ρ 、 g 、 z はそれぞれ、地殻の密度、重力加速度、深さである。水平方向の応力は、差応力 $\Delta\sigma$ （ここでは正）を用いて

$$\sigma_x = \sigma_z + \Delta\sigma = \rho g z + \Delta\sigma \quad (6)$$

と表すことにする。式(1)～(6)を用いると、傾斜 θ の断層面で滑りが発生するのに必要な差応力は

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu_s \rho g z}{\sin 2\theta + \mu_s (\cos 2\theta - 1)} \quad (7)$$

と表される。図 4 には、この差応力を静岩圧 $\rho g z$ で規格化したものを傾斜の関数として示している。なお、ここでは典型的な岩石の静止摩擦係数 0.85 を使用している²⁾。

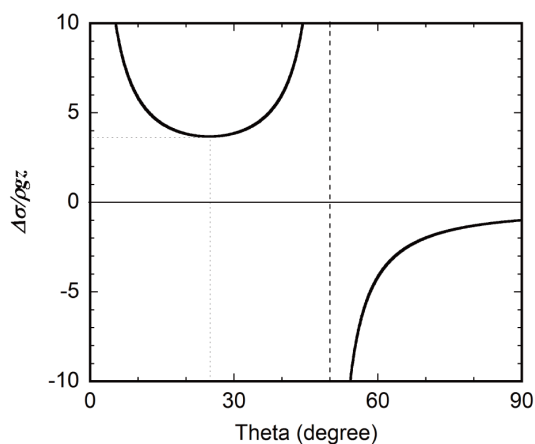


図 4 傾斜 θ の逆断層が滑りだすのに必要な差応力。差応力は静岩圧で規格化している。

この図の意味するところは、傾斜約 25 度の断層が最も滑りやすく、必要な差応力は静岩圧の 3.7 倍ということである。深さ 10 km で考えると、静岩圧は 265 MPa（密度：2700 kg/m³）であるから地震発生には 1 GPa 近い差応力が必要ということになる。しかし、実際に地震を発生させている差応力は、これよりもずっと低いと考えられている。

地殻の応力について、主軸方向や主応力の大小関係は断層タイプなどから知ることができる。しかし、差応力の大きさを知るのは難しい。地震や地殻変動などの観測データに基づいて差応力を推定するためには、先験的情報として変形特性を与える必要があるが、その不確定性が大きいのである。そのため、地殻やマンツルの構造に基づいたフォワード的な推定、岩石の変形組織に基づく推定（地質差応力計）、熱流量からの推定（断層の摩擦発熱を考慮）など、間接的なアプローチが試みられている。どのアプローチも、地殻の差応力は数 10 MPa 程度、最大でも 100 MPa 程度であろうと推定している³⁾。

では、どうして小さな差応力しか働いていないのに地震が起きるのだろうか？ここでようやく流体の出番となる。断層周辺において岩石空隙に圧力 p_f の流体が存在すると、式(3)の最大静止摩擦応力は、

$$\tau_{Max} = \mu_s (\sigma_n - p_f) \quad (8)$$

と書き換えられる²⁾。これは、断層面をはさむブロックを押しつけようとする法線応力を空隙流体圧が打ち消すことを意味している。したがって、滑りに必要な差応力は

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu_s(\rho gz - p_f)}{\sin 2\theta + \mu_s(\cos 2\theta - 1)} \quad (9)$$

となる。したがって、流体圧が静岩圧に近づけば、推定されている 100 MPa 以下という小さい差応力でも滑りが可能となる。

次に、高角逆断層の問題を考えよう。図 4 から分かるように、逆断層が滑るために必要な差応力は傾斜 25 度で最小値をとったのち傾斜とともに増大し 50 度付近で発散する。より大きな傾斜では必要な差応力が負（加えている差応力は正）になり、このような傾斜の断層は滑ることができないと考えられる。傾斜が大きいほど、水平圧縮力は断層面に平行な成分よりも断層面に垂直な成分が大きくなる。傾斜が大きいほど滑りにくいというのは直観的に理解できることである。問題は 50 度を越えるような傾斜をもつ高角逆断層が少なからず存在するということである。最近の地震でいうと、2004 年新潟県中越地震の本震は傾斜 52 度、2007 年能登半島地震は傾斜 60 度の逆断層で起きた滑りである。このような高角逆断層での滑りも流体の存在によるものと考えられている⁴⁾。流体圧が静岩圧を超えれば、傾斜 50 度を越える逆断層でも滑りの条件を実現できるからである。

ここでは専ら地殻内部で起きる内陸地震を考えてきたが、2011 年 3 月に起きた東北地方太平洋沖地震のようなプレート境界地震でも状況は同じである。流体のない状態での摩擦を考えると、滑りを生じるだけの大きな差応力を加えるのは難しい。流体が法線応力を打ち消すことによって滑りの条件が実現されていると考えられている⁵⁾。

深さ 15 km 以深では、物体は主として塑性流動によって変形するようになる。ここでも流体は重要な役割を果たしている。地殻内部の温度は高々 600°C 程度であり、塑性流動に必要な原子間結合のつなぎかえは本来起こりにくい。しかし、岩石中に水が存在すると、その高い反応性のために、溶解—流体中の物質輸送—析出という一連のプロセス（圧力溶解）でつなぎかえが起きるようになる。実際、地殻内部で変形した岩石には、圧力溶解の証拠となる組織が見られている。図 5 には、石英からなる岩石が地質学的歪速度 (10^{-15} s^{-1}) を生じるために必要な差応力を温度の関数として示している。変形メカニズムとしては、水を介する圧力溶解クリープ⁶⁾と固体のみのメカニズムである転位クリープ⁷⁾を考えている。温度 400°C 以下では、圧力溶解クリープの方が転位クリープよりもずっと小さな差応力で地質学的歪速度を生じる。すなわち、この温度範囲では支配的な変形メカニズムが圧力溶解クリープであると考えられる。このように地殻の変形においても流体が大きな役割を果たしている。下部地殻（おおよそ深さ 15km 以深）の塑性変形が、内陸地震のトリガーとなるという考えもあり⁸⁾、地殻の挙動を理解するためには、流体の実態を知ることが必要である。

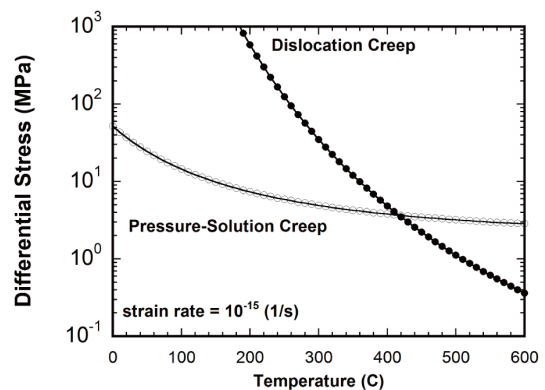


図 5 地質学的歪速度を生じるために必要な差応力。ここでは、岩石は粒径 0.1mm の石英からなるものとし、変形メカニズムは圧力溶解クリープ⁶⁾と転位クリープ⁷⁾を考えている。

3 地殻流体を捉える

では、水のような流体は、実際に地殻内でどのように存在しているのだろうか？ 地球の内部構造は、主として地震学的観測と地球電磁気学的観測によって調べられている。地震学的観測からは、地球内部における地震波の速度や減衰の分布が分かる。地震波速度の分布は、現在われわれが最も高い空間分解能で知ることのできる内部構造の情報である。地震波速度は、岩石の種類や温度、間隙流体の存在などによって決まる量である。地震波速度は岩石の硬さを反映するので、温度上昇により低下する。一方、地球電磁気学的観測からは電気伝導度の分布が得られる。電気伝導度もまた、岩石の種類や温度、間隙流体の存在によって決まる量である。岩石は常温では絶縁体であるが（電気伝導度は 10^{-12} S/m 前後あるいはそれ以下）、温度上昇によって電気伝導度は増加する。この温度依存性は地震波速度の温度依存性に比べてずっと大きいので、地球内部の温度構造を推定するうえで重要な観測量である。純水の電気伝導度は常温で 10^{-6} S/m と低い、さまざまなイオンが溶存することにより水溶液は高い電気伝導度を示す。海水程度の濃度（3.6 wt%）の塩化ナトリウム水溶液の電気伝導度は常温で約 6 S/m である。

流体を含む岩石の地震波速度と電気伝導度が、流体の量によってどのように変化するかを図6に模式的に示している。弾性定数も電気伝導度も岩石と流体では大きく異なるため、複合体の物性は、流体の存在形態によって大きく異なってくる。岩石と流体の弾性定数の違いはせいぜい1桁程度であるため、流体の地震波速度に対する影響はそれほど大きなものではない。そのため、多少低速度であっても岩石の違いで説明できる可能性があり、流体の存在を断定することは難しい。これに対して、岩石と流体の電気伝導度の違いは6桁以上に達することも少なくない。そのため、流体がごく少量であっても連結して存在すれば桁で大きな変化を生じる。逆にいえば、岩石のみでは説明できない高い電気伝導度を得られたならば、流体が存在すると考えてほぼ間違いないだろう。空間分解能という点では地震波速度構造にかなわないが、この流体に対する敏感性が電気伝導度の大きな特徴である。

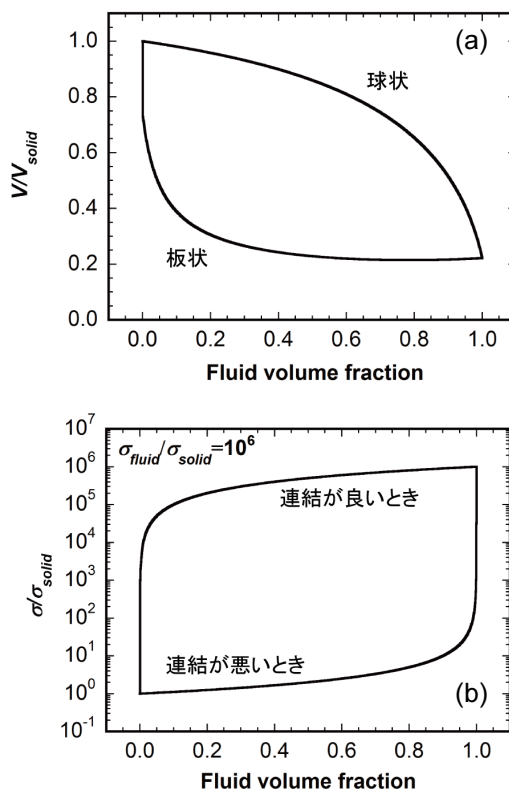


図6 流体を含む岩石の地震波速度(a)と電気伝導度(b)。それぞれの量が流体の量によってどのように変化するかを模式的に示している。
(a) 流体量の増加に伴う地震波速度の変化は、流体の形状によって大きく異なる。媒質の弾性は固体の連結度で決まる。球のような比表面積（単位体積当たりの表面積）の小さい形状では変化の割合は小さいが、板状のような比表面積の大きな形状では変化の割合は大きい。
(b) 電気伝導度は流体の連結度によって大きく異なる。ここでは、流体と固体との電気伝導度の比を 10^6 としている。

東北地方の本荘（秋田県）と花巻（岩手県）を結ぶ東西断面での地殻の電気伝導度構造⁹⁾を図7に示す。電気伝導度の値は最も低いところでも 10^{-4} S/m のオーダーである。これは岩石だけでは説明できない値であり、地殻全体にわたって水が存在することを意味している。電気伝導度の最も高いところは 1 S/m に達する。この地域では詳細な地震波速度構造も求められており、高電気伝導度領域は地震波低速度領域として捉えられている。ただし、地震波速度がそれほど低下しているわけではないので、存在する水の体積分率は最大でも数%程度と考えられている。電気伝導度 1 S/m を説明するためには飽和食塩水並みの高濃度の電解質溶液が含まれている必要がある。

本荘—花巻断面に見られるような電気伝導度構造は決して特殊な例ではない。日本列島の他の地域でも、岩石だけでは説明できない電気伝導度が得られており、地殻全体にわたって水が存在していると考えられている。また、断層を境にした電気伝導度のコントラストも各地で観測されている。ニュージーランドのような他の沈み込み帯でも、同じような特徴をもつ電気伝導度構造が報告されている¹²⁾。

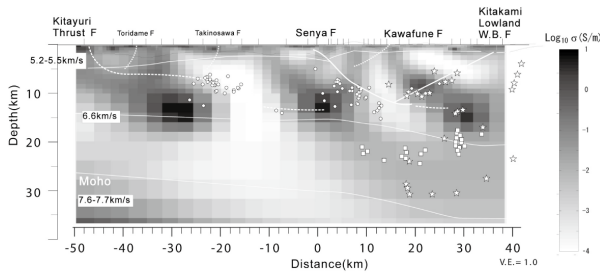


図7 東北地方の本荘（秋田県）～花巻（岩手県）を結ぶ東西断面での地殻の電気伝導度構造⁹⁾。広帯域MT法探査によって求められた電気伝導度構造¹⁰⁾と、屈折法によって決められた地震波速度構造（細実線および数字）¹¹⁾を重ねたもの。太実線および太破線は断層の延長部を表す。また、丸は微小地震源であり、星、四角は、それぞれP波、S波の散乱体の位置を表す。

観測で捉えられている水は脆性破壊や塑性流動のカギを握っている。どれだけの量がどのような形で存在しているのか？観測から推定できれば、水の起源や移動についても理解を進めることができる。水の移動と地殻の変形とを結合させた形で地殻のダイナミクスを扱えるようになるだろう。しかし、現状では水の量や存在形態について、観測から強い制約は引き出せていない。地震波速度（縦波速度と横波速度）と電気伝導度という3個の観測量を決めているのは、岩石の種類、流体の組成、量、形状、連結度という5個の未知数である。未知数の数の方が多いために、どうしても大きな曖昧さを含んだ形でしか推定ができないのである。これを克服するためには、どのような岩石がありそうか、どのような流体がありそうか、先験的情報を取り入れて解析を行う必要がある¹³⁾。

4 地殻流体の起源と移動

最後に、地殻の水の起源について述べることにする。もちろん、地表付近では岩石の空隙に水が浸み込んでいくが、深さとともに静岩圧と静水圧の差が大きくなるため空隙は閉じていく。どの深さで閉じ

るかは空隙のアスペクト比によって決まり、アスペクト比が 10^{-3} 以下ならば深さ1 kmではほぼ閉じる。地殻の水のほとんどは深部からもたらされていると考えべきであろう。

地殻の水の起源を辿ると海に行きつく（図8）。日本列島のような沈み込み帯では海洋地殻が大陸地殻の下に沈み込んでいる。海洋地殻は、生成されてから数千万年から数億年の間、海底を移動してきている。表層付近の岩石の空隙には水が入り込んでおり、岩石を構成する鉱物は水と結びついて含水鉱物に変質している。このような岩石が沈み込んでいくと、まず圧力の増加によって間隙水は絞りだされる。次に圧力、温度の上昇に伴って含水鉱物が脱水反応を起こして水を放出する。このようにして生じた水はマントル中を上昇したのち大陸地殻に侵入する。海洋地殻から放出された水がマントルの高温領域に達する場合には、マントルの融点を降下させマグマを生成する¹⁴⁾。マグマは浮力により上昇するが、地殻内部で浮力を失い固結してしまう場合がある。この固結の際にマグマは水を地殻へと放出する。固結せずに地表まで到達したマグマは、火山ガスという形で水を大気中に放出する。

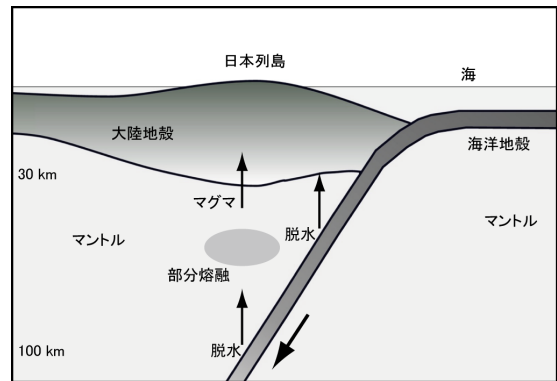


図8 日本列島のような沈み込み帯における水の移動についての概念図。

地殻の水が海洋地殻およびその下のマントルから搾り出されてきたものであることについては、ほぼコンセンサスが得られている。しかし、どのようにして沈み込んだ海洋地殻から水が移動しているのか？メカニズムはよく分かっていない。固体中を流体が移動するメカニズムは、大きく浸透流（permeable flow）、浸潤（infiltration）、水圧破壊（hydrofracturing）に分けられる。浸透流はあらかじめ固体中に存在する通路（連結した空隙）を通る流れ

である。浸潤と水圧破壊の場合には、流体自身が通路を切り拓きながら流れる。浸潤では水が主に結晶粒界を溶解しながら移動し、水圧破壊では水が圧力によって引張クラックを伸展させながら移動する。水の移動のメカニズムは、連結した空隙ネットワークの浸透率、水の固体との反応性、水の供給率などの兼ね合いによって決まるだろう。あらかじめ通路があったとしても、それを通る浸透流で水が移動するとは限らない。水の供給が通路の輸送能力を超えれば、水は新たな通路を作り始めるからである。したがって、水の移動メカニズムを明らかにするには、マントルや地殻における水の形態、海洋地殻からの水の供給率、岩石-水の反応速度などの基礎データを明らかにした上で、反応しながら流れる系としてモデル化することが必要である。

現在、”地殻流体：その実態と沈み込み変動への役割”という新学術領域研究（2009-2013 年度）が進行中である。観測、実験、モデリングのグループが連携しながら、地殻における水の分布およびその起源や移動を明らかにすることを目指している。そこで得られる水についてのイメージは、地震発生や地殻の変形についての理解にも大きく貢献するはずである。

謝辞：本稿を書く機会を与えてくださった、編集委員の瀬川武彦氏ならびに地殻流体代表の高橋栄一氏に感謝いたします。

引用文献

- 1) Ito, K.: Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, 38 (1990) 223-250.
- 2) Turcotte, D. L. & Schubert, G.: *Geodynamics - Applications to continuum physics to geological problems* (John Wiley & Sons, 1982) 450pp.
- 3) 瀬野徹三：続プレートテクトニクスの基礎（朝倉書店，2001）162pp.
- 4) Sibson, R. H.: Rupturing in overpressured crust during compressional inversion-the case from NE Honshu, Japan, *Tectonophys.*, 473 (2009) 404-416.
- 5) Seno, T.: Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building, *J. Geophys. Res.*, 114 (2009) doi:10.1029/2008JB005889.
- 6) Rutter, E.: The kinetics of rock deformation by pressure solution, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 283 (1976) 203-219.
- 7) Brace, W. F. & Kohlstedt, D. L.: Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 85 (1980) 6248-6252.
- 8) 飯尾能久：内陸地震はなぜ起こるのか？（近未来社，2009）174pp.
- 9) 上嶋 誠：電気伝導度構造から探る地殻の水の存在，*地学雑誌*，114 (2005) 862-870.
- 10) Ogawa, Y., Mishima, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. & Matsushima, M.: Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2001) 3741-3744.
- 11) Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Unino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K. & Miyamachi, H.: Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 2329-2333.
- 12) Wannamaker, P. E., Caldwell, T. G., Jiracek, G. R., Maris, V., Hill, G. J., Ogawa, Y., Bibby, H. M., Bennie, S. L. & Heise, W.: Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand, *Nature*, 460 (2009) doi:10.1038/nature08204.
- 13) 渡辺 了：地殻・マントル物質の地震波速度と電気伝導度：沈み込み帯の水を探る，*地震* 2，61 (2009) S541-562.
- 14) 岩森 光：水の循環とマグマの発生，*科学*，72 (2002) 209-214.