



私たちの研究グループでは、地殻、マントル、コアからなる固体地球の状態、組成および構造と、さまざまな時間・空間スケールでの構造形成とその発展の過程を総合的に理解することを目指しています。研究の対象は、

- 地球表層での地震・火山・地殻変動現象と地形形成進化過程、
- マントルの熱・物質循環と海洋地殻の形成・消滅、および大陸地殻の形成・合体・分裂・消滅過程、
- コアのダイナミクスと地球磁場の成因・変動メカニズム、

などです。このように多様かつ複雑な固体地球を理解するためには、幅広い視野と様々な研究手法が必要です。それは、

地震波トモグラフィー、地震発生物理学、数値シミュレーション、高温・高圧実験、地質構造解析、グローバル観測データ解析、岩石物理・化学、地形学、

などにおよんでいます。これらのアプローチの緊密な連携により、地球表層、地殻、マントル、コア間での物理化学的相互作用を明らかにし、地球内部の諸現象・諸過程を定量的に、また包括的に理解することを目指しています。

CONTENTS

各教員の研究紹介

小澤 一仁	地球内物質の直接観察から読むマントルの起源と融解機構	1
木村 学	超巨大海溝型地震、全地球テクトニクスそして地球環境・テクトニクスリンクに迫る	3
Robert J. GELLER	波形インバージョンをもちいた地球内部構造の推定	5
谷本 俊郎	地球ダイナミクス	7
池田 安隆	活断層と地形の進化を探る	9
井出 哲	地震現象の物理的理解にむけて	11
船守 展正	超高压高温の世界の探査	13
田中 秀実	地震を外科的・病理学的に観察し理解する - 物質地震学 -	15
櫻庭 中	地磁気の起源とコアのダイナミクス	17
清水 以知子	岩石 - 水系の変形物性 - 地震発生場の素過程を探る -	19
亀田 純	ナノスケールの物質解析から理解する地震断層	21
鈴木 岳人	地震破壊過程を記述する統一モデルの構築	23

固体地球科学講座のセミナー紹介	25
-----------------	----

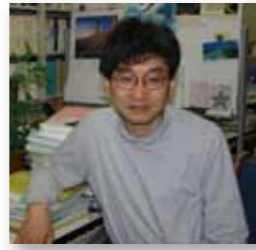
固体地球科学講座の大学院生の声	26
-----------------	----

最近の学位論文テーマ紹介	27
--------------	----

小澤一仁 - KAZUHITO OZAWA -

教授：岩石学

E-mail : ozawa@eps.s.u-tokyo.ac.jp



地球内物質の直接観察から読むマンツルの起源と融解機構

マグマは、地球深部の物質や熱の輸送によって、主として上部マントル近傍で発生し、固相からの分離とマントル・地殻中の輸送を経て、火山活動として我々の目に触れるようになります。このような、マグマ活動にかかわる一連のプロセスは、地震波や電気伝導度等の地球物理学的な観測からのアプローチに加えて、マントルや下部地殻の構成物質を直接観察することで、その実体に迫ることができます。上部マントルを直接サンプリングすることは、今もって大変困難なことなので、数キロ～数百キロのスケールで地表に露出している過去の上部マントル～地殻物質が研究の対象となります。マントル物質(特にかんらん岩)が残している記録のうち、ここでは、マントル物質の化学組成と鉱物中の化学的不均質性の記録から、マグマの形成過程やマントルの上昇、流動過程を読み解く研究について紹介します。こうした研究は、地殻の形成・変遷や地殻とマントルの熱・物質・力学的相互作用を明らかにする上で重要です。

上部マントルにおける融解過程を読み解く

マグマ発生の場合である上部マントルは、かんらん岩を主要な構成物質としています。後述するように、かんらん岩は上昇時に温度・圧力変化や変形流動による組織・構造変化を被りますが、化学的性質は大きくは変わらないため、その化学的性質はマグマ発生場に関する重要な情報源となります。融解を引き起こす基本的な誘因は、より深部からの断熱上昇と深部からの流体等の輸送です。一般に、前者は中央海嶺下、後者は島弧下マントルの融解の原因であるとされていますが、はたしてそうでしょうか？ 図1は、中央海嶺の融解について、マントル物質の微量元素を検討した結果です。中央海嶺のホットスポット近傍(a)と離れた場所(b)から採集されたかんらん岩中の単斜輝石の希土類元素パターンを1次元定常の開放的融解モデル[1]に基づいて、深部物質の流入率(β)、メルト分離効率、融解開始深さ、融解程度を検討してみました。すると、物質流入率、融解程度、融解開始深さの間に明瞭な相関が認められ、ホットスポットの近くでは深部物質の流入が融解を促進させていることが判明しました。

Fe-Mg 比や Cr-Al 比といったメルトと鉱物間で交換反応するような主成分元素の挙動は少量の物質流入の

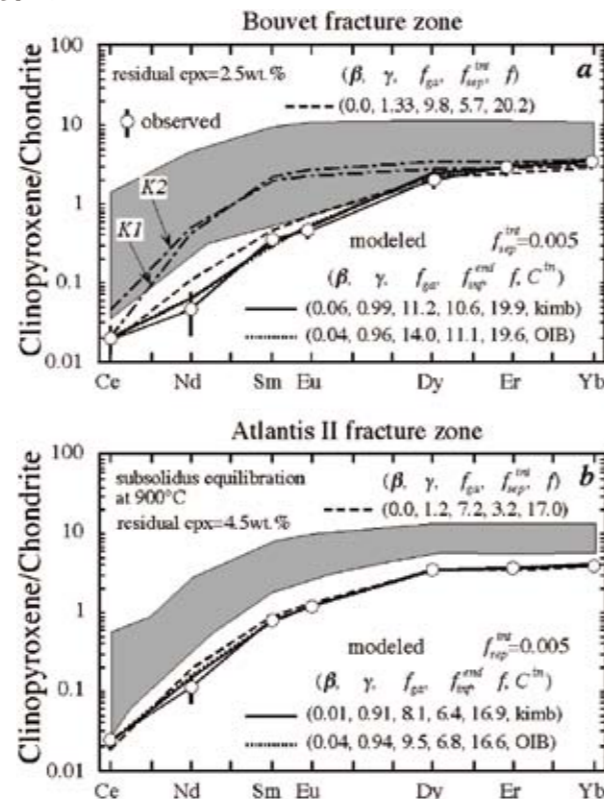


図1. 中央海嶺から得られたマントルかんらん岩中の単斜輝石の希土類元素パターン(○)を1次元の融解モデル(折線)で解析した結果、ホットスポットの近く(a)と離れた場所(b)で融解程度、物質流入率、分離効率が大きく異なることが判明した[1].

影響を受けないため、融解程度やメルト分離といった融解パラメータに強い制約を課すことができます。したがって、上で述べたような微量元素や同位体組成の情報とあわせて解析することで、融解過程全体を正確に推定することができるようになります。

上部マントルの上昇過程を読み解く

地表に露出している上部マントル物質は、マントル内を運動し最終的に上昇したものです。この上昇に際し、融解とメルト分離を経験することもあるでしょうし、まったく融解せずに地殻への上昇を続けるかも知れません。このような違いは、マントルがどこからやってきたのかに関係しています。ここでは、鉱物中の元素分布情報を用いて、マントル上昇の温度・圧力履歴に時間目盛りを入れる試みを紹介します[2].

図2は、かんらん岩中の斜方輝石のAlの濃度分布です。結晶の表面でAlが多いことがわかります。周囲の鉱物とのAlの分配と斜方輝石中のAlの拡散速度を用いて、Alの分布のパターンを定量的に解析し、冷却・上昇速度が推定できます。Alの拡散は大変遅いので900℃以上の高温での冷却速度が求められます。一方、かんらん石とスピネルのMg-Fe分配反応は速いため、800℃以下で有効です。様々な鉱物と元素の組み合わせを駆使すれば、マントル物質の上昇過程の全貌を明らかにする事ができ、マントルと地殻の相互作用の実体やマントルの起源を理解する上で重要な制約になります。

上部マントルの流動過程を読み解く

マントルかんらん岩に少量含まれるCr-Alスピネルは、融解や冷却過程の解析でも有用ですが、さらに、変形についても多くの重要な情報を与えてくれます。

図3は、スピネルの一つの粒子のAlの3次元分布を段階分析法で決定したものです。このAl分布の特徴は、スピネル粒子表面に最大値と最小値が隣り合って出現するという特異なものです。Alの少ない所に大きな応力が、Alの多い所に小さな応力が働いていたことがわかっています。従って、このAl分布を解析することで、かんらん岩の変形時にかかっていた応力やその時間変化についての知見を得ることができます。

参考文献

- [1] Ozawa, K., Mass balance equations for open magmatic systems: Trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle. J. Geophys. Res., 106, 13407-13434, 2001.
- [2] Ozawa, K., Thermal history of the Horoman peridotite complex: a record of thermal perturbation in the lithospheric mantle. J. Petrol., 45, 253-73, 2004.

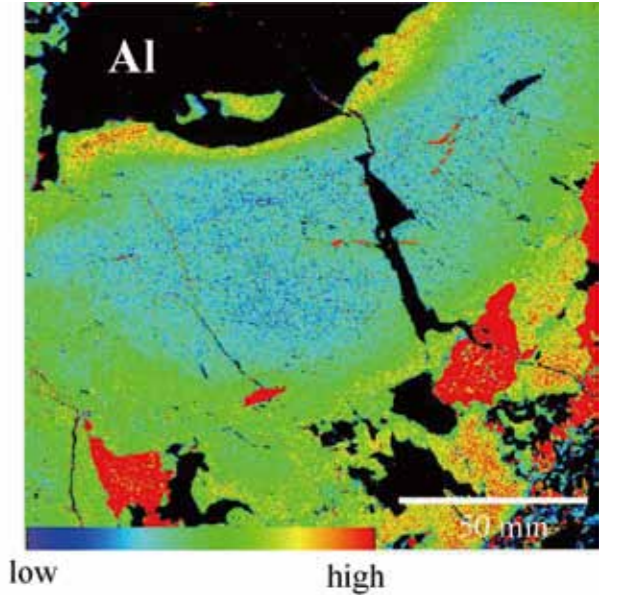


図2. 北海道幌満かんらん岩中の斜方輝石のAlの元素分布。この元素分布に、上部マントルの温度・圧力履歴が記録されている[2].

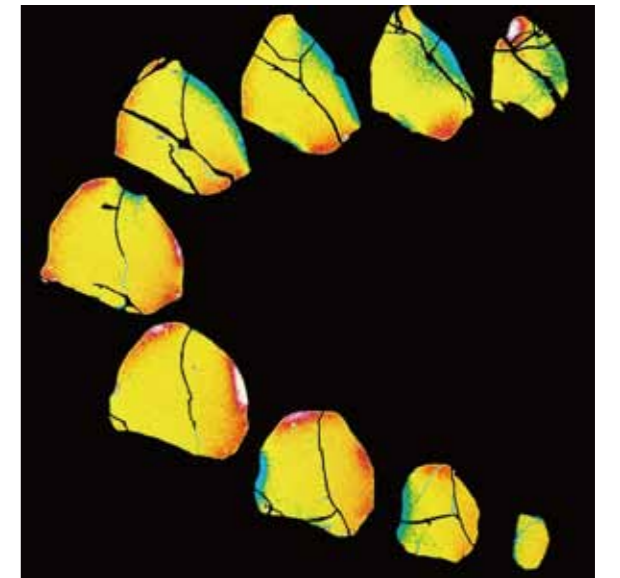


図3. 北上山地宮守かんらん岩体中のスピネルのAlの3次元分布。このAlの不均質性は、マントル内の変形流動過程を記録している。

木村 学 - GAKU KIMURA -

教授：テクトニクス・構造地質学

E-mail : gaku@eps.s.u-tokyo.ac.jp



超 巨大海溝型地震，全地球テクトニクスそして地球環境・テクトニクスリンクに迫る

超巨大海溝型地震の謎に迫る！

地震・津波で甚大な被害をもたらす海溝型地震。それを引き起こすプレート境界断層。海底を掘り現在のプレート境界を直接研究します。陸上にある過去のプレート境界断層岩を研究しています。それらの変形破壊過程，化学過程を解明することにより，謎に迫ります。伝統的地震学に新しい息吹を吹き込むのが夢です。

日本列島西部の四国や紀伊半島の沖には，南海トラフという海溝があります。そこでは，7世紀以降，繰り返し巨大地震が発生してきた世界で最も長い記録があります。南海トラフの北には日本列島から海溝に流れ込んだ土砂が再び陸に押しつけられ，しっかりとした岩石になった「付加体」があります。その付加体の底は，海溝から沈み込む岩盤とともに持ち込まれた水を大量に含んだプレート境界である，と想像されます(図2)。そこで地震が繰り返し発生し，盛んに流体の移動・循環が起きていると予想されるのです。そこを「ちきゅう」(図1)で掘削中です。



図1. 人類未到の深度を掘削できる科学探査船「ちきゅう」。

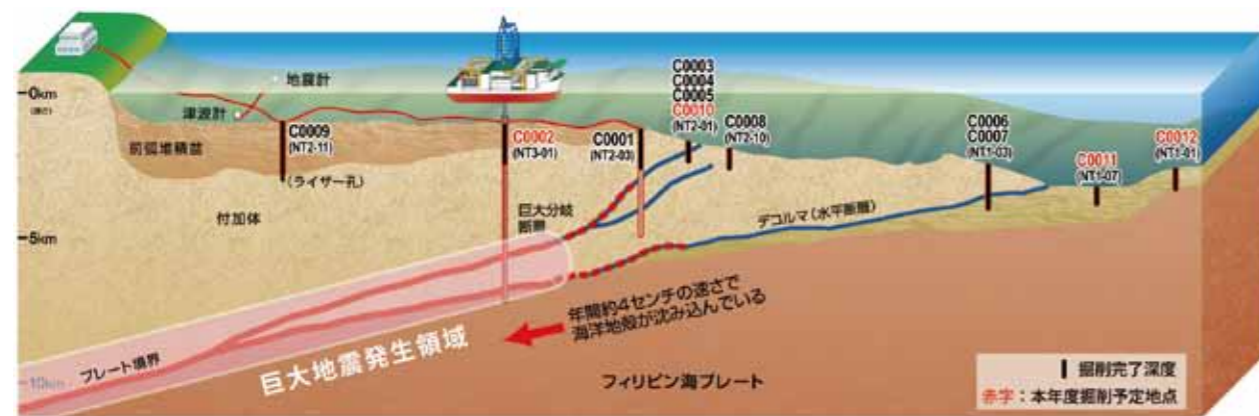


図2. 紀伊半島沖南海トラフ地震反射断面と「ちきゅう」による掘削予定地。

全地球テクトニクスの謎に迫る！

プレートテクトニクス理論の成立から40年。最近の精密な地殻変動観測，地下構造の様々なスケールでの観測，そしてそれらを構成する岩石の年代測定法などの長足なシンポ。それらは全地球史スケールの時間軸，全地球に及ぶ空間スケールでこの地球内部の進化過程の見直しを求めています。大陸の形成・進化と大規模物質循環に焦点を当てて，研究をすすめます。

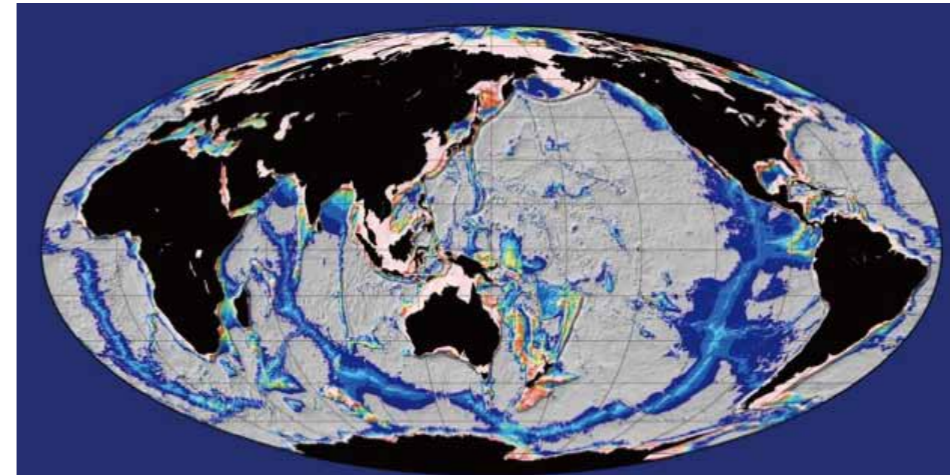


図3. プレート収束帯(衝突・沈み込み)テクトニクスのグローバルな見直し。

地球環境・テクトニクスリンクに迫る！

地球温暖化など地球環境が大きな問題。それを決める大きな原因の1つは地球内部の動き，すなわちテクトニクスと表層とのリンクです。大山脈の形成，大規模火山活動，大陸の離合集が及ぼす大気海洋大循環システムの変化などは地球環境・生命進化に甚大な影響を及ぼしてきましたし，現在も及ぼしています。それらにテクトニクスの側から迫ります。

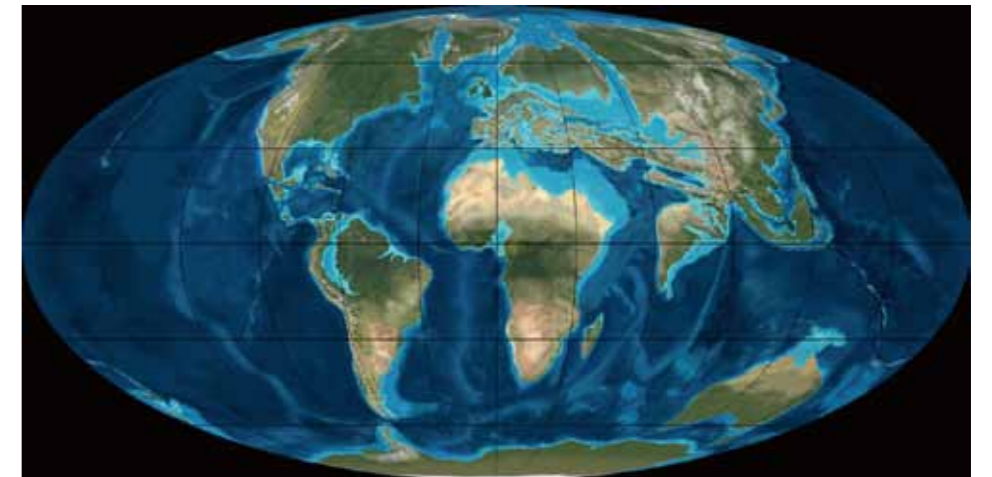


図4. 始新世地球の温暖化，漸新世寒冷化とグローバルテクトニクスリンク。

参考文献

- [1] 付加体と巨大地震発生帯—南海地震の解明に向けて 木村学・木下正高編著 東大出版会 2009.
- [2] プレート収束帯のテクトニクス学 木村学著 東大出版会 2002.
- [3] Kimura, G., Kitamura, Y., Hashimoto, Y., Yamaguchi, A., Shibata, T., Ujiie, K. and Okamoto, S., Transition of accretionary wedge structures around the up-dip limit of the seismogenic subduction zone, Earth and Planetary Science Letters, 255, 471-484, 2007.

Robert J. Geller - ロバート J. ゲラー -

教授：地震学

E-mail : bob@eps.s.u-tokyo.ac.jp



波形インバージョンをもちいた地球内部構造の推定

地球の内部構造を正確に把握することは地球ダイナミクスの理解に大きく貢献します。これまでの地震波トモグラフィーの研究のほとんどは、実体波の走時もしくは表面波の位相など、観測された地震波形データから抽出された一部の情報（二次データ）を扱ってきました。ところが、地球内部を伝播してきた地震波形記録が持つ情報を十分に活用することができれば、より詳細で正確な内部構造推定が可能ならず。そこで、我々の研究室では、広帯域波形データそのものを波形インバージョンで解析することにより、高精度かつ高解像度の地球内部構造モデルの推定を目指しています。

高解像度の内部構造推定のために、理論波形及びその偏微分係数を正確に計算しなければなりません。計算精度がよく計算時間が短い計算手法が必要なため、波形インバージョンの研究を行いながら手法開発の最先端研究にも取り組んでいます。ちなみに、これまで開発してきた全地球規模内部構造の推定のための理論及び計算手法は、小さいスケールの構造推定（例えば油田開発における物理探査）にも応用できます。これからその分野へ研究の対象を広げて行きたいと考えます。現在進行中の主要な研究テーマは二つあり、(1) 波形インバージョンによる地球内部の地震波速度の推定、(2) 時間領域での有限差分法の最適計算スキームの開発、です。上述の研究について興味があれば、是非ご相談ください。以下に2007年5月に発表した研究成果（Kawai et al., GRL, 2007）について述べます（図1, 図2を参照）。

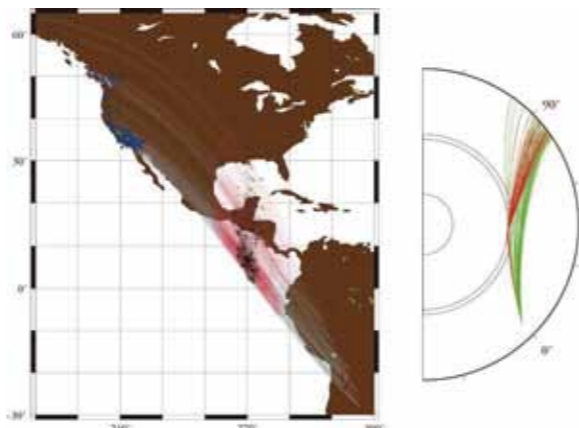


図1. (左) 今回の解析に用いた南米下の震源（赤い点）と北米西部の観測点（青い点）。震源群と観測点群を結ぶ曲線は、地震波の伝播する経路（波線）を示しており、途中の赤い部分（中米下）で地震波がD''層を通過している。(右) 1つの震源からの波線。(注：この図では便宜上波線を示すが、実際の研究では単純な波線理論的近似ではなく、高精度な理論波形計算を行った。)

マンツルの最深部（D''層）の詳細構造 — 二重相転移の存在を示唆する研究成果 —

地球内部は、我々が立っている地殻の下に岩石で構成されるマンツル、さらにその下に金属で構成されるコアからできています。コアと接するマンツルの最下部の厚さ約200 kmの領域は、D''(ディー・ダブル・プライム)層と呼ばれています。D''層は他のマンツルの領域に比べて、地震波の平均速度が顕著に速いことが、これまでの研究で分かっていましたが、D''層内の詳細な地震波速度モデルは推定できませんでした。

我々の研究（Kawai et al., 2007）では、「波形インバージョン」と呼ばれる新しい高解像度のデータ解析手法を用いて、D''層内の詳細な地震波速度モデルを推定することに成功しました。推定されたモデル（図2）は、高速度領域がD''層の上半分100 kmに集中していることを示唆しています。この結果は、D''層の物質組成分布について重要な示唆を与えます。D''層の最上部において、下部マンツル主要鉱物であるペロブスカイトが

その高圧相であるポストペロブスカイトに相転移し、さらにD''層の真ん中ほどの高さ（D''層最上部から100 km下）より下で、再び低圧相であるペロブスカイトに相転移すること（理論的に提案されていた二重相転移モデル）を支持しています。これは、二重相転移モデルの直接的証拠の、世界で初の発見であり、地球内部ダイナミクスを理解するための手がかりになると期待されます。

研究の背景

マンツル最下部の厚さ約200 kmの領域はD''(ディー・ダブル・プライム)層と呼ばれ、地球内部ダイナミクスの観点から重要な境界層の一つです。近年、D''層の温度圧力条件において、下部マンツルの主要鉱物であるペロブスカイトがその高圧相であるポストペロブスカイトに相転移することが実験的に発見されました。この実験事実は、近年の地震波解析から得られたD''層の上の顕著な地震波速度ジャンプと調和的でした。しかし、その一方、地震波を使った研究ではD''層内の詳細な地震波速度の深さ依存性を推定した研究はこれまで行われませんでした。

多くの従来の研究において、(i) 地震波の走時（読み取った到達時刻）を用いた逆推定、もしくは(ii) 非系統的に理論波形と観測波形を合わせて構造を推定する方法が用いられてきました。それらは、多くの成果を上げてきましたが、一方で限界が指摘されてきました。波形インバージョンは、(i) と (ii) 両者の長所をとり入れた理論波形と観測波形を客観的に比較する手法です。また、波形インバージョンは、上記(ii)のような非系統的に理論波形と観測波形を合わせる手法に比べて、より多くのデータを定量的に扱うことが可能となり、それ故、一本一本の観測波形では識別できないほどわずかな特徴でさえも解像できます。そのため地球深部の微細構造をより正確に推定することが可能になりました。

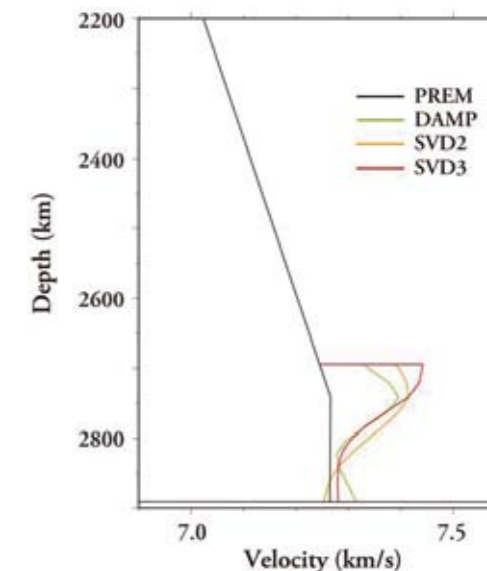


図2. 標準的地球モデル(PREM)と我々の研究で得られた3つのモデル(SVD3, SVD2, DAMP)を示す。異なったインバージョン手法によって得られた3つのモデルの共通点は、標準モデルと比較して、高速度域はD''層の上半分であり、D''層の下半分は標準モデルとほぼ等しいということである。これはDouble crossing(二重相転移)の存在を示唆する。本研究ではじめて正確にD''層内の詳細構造が推定できた。

新たな推定手法によって確認された Double crossing (二重相転移)

D''層の最上部においてペロブスカイトはポストペロブスカイトに相転移を起こしますが、大きな温度勾配によってポストペロブスカイトが再びペロブスカイトに相転移することが理論的に示唆されていました。この現象は、地温勾配が相転移曲線に二回交差するため、Double crossing(二重相転移)と呼ばれています。しかしながら、直接的な証拠は過去に報告されていませんでした。今回の結果は、理論的に提案されていたD''層内のペロブスカイト-ポストペロブスカイト間の二重相転移モデルを支持しています。

参考文献

- [1] Kawai, K., Takeuchi, N., Geller, R. J., and Fuji, N., Possible evidence for a double crossing phase transition in D'' beneath Central America from inversion of seismic waveforms, Geophys. Res. Lett., 34, L09314, 2007.
- [2] Fuji, N., K. Kawai, and R. J. Geller, A methodology for inversion of broadband seismic waveforms for elastic and anelastic structure and its application to the mantle transition zone beneath the Northwestern Pacific, Phys. Earth Planet. Inter., 180, 118-137, 2010.
- [3] Kawai, K., and R. J. Geller, Waveform inversion for localized seismic structure and an application to D'' structure beneath the Pacific, J. Geophys. Res. 115, B01305, doi:10.1029/2009JB006503, 2010.

谷本 俊郎 - TOSHIRO TANIMOTO -

教授：地震学
(2010年6月中旬着任予定)



地球ダイナミクス

地球の表面は、大まかにいうと12のプレートによって覆われています。それらのプレートが隣のプレートとぶつかったり、離れたりすることによって、造山運動、沈み込み帯、海嶺等でのテクトニクスのパターンが決まります。しかし、これは地球の表面現象だけにとらわれた浅い理解でしかありません。もっと精密な地球ダイナミクスの理解のためには、すくなくとも次の2つのことが必要と考えます。一つは、プレート以深での運動の理解です。これは、マントル対流の理解を意味します。プレート運動は内部ダイナミクスの表面でのあらわれでしかありません。2つ目は、プレートの動き方の正確な理解です。プレートの地質学的な平均速度はわかっています。しかしこれは100万年で平均したような速度です。数年のオーダーである測地学的観測にもこれに近い値がえられていますが、地球は場合に依っては地震で代表されるようなトランジエントな運動をしているわけで、近年、測地学と地震学の手法から見えてきている他のトランジエントな現象が多くあります。どういったトランジエントな動きが重なってプレートの運動として見えている値になるのかを理解したいと思っています。以上の2つの問題はとも一挙に解決できませんが、ここ数年は以下の関連したテーマでこの2つの問題を考え続けようと思っています。

マントル対流と地震波の異方性

マントル対流を理解するためには、証拠をいろいろ集める必要がありますが、有力なのは地震波速度です。過去20年間にトモグラフィーという手法で速度変化を示すマップが作られてきました。主に等方的な速度の変化ですが、マントルの動きに関してきわめて重要な知見をもたらしました。しかし、近い将来、大きく進歩するのは地震波の異方性と考えています。マントルの鉱物は基本的には異方的ですが、マントルの流れの応力場のなかで、これらが方向をそろえてきます。このマクロなパターンが地震波を測ることによって決められます。つまりマントルの流れの方向を推測するための基本的データが増えてきたのですが、地震計のネッ

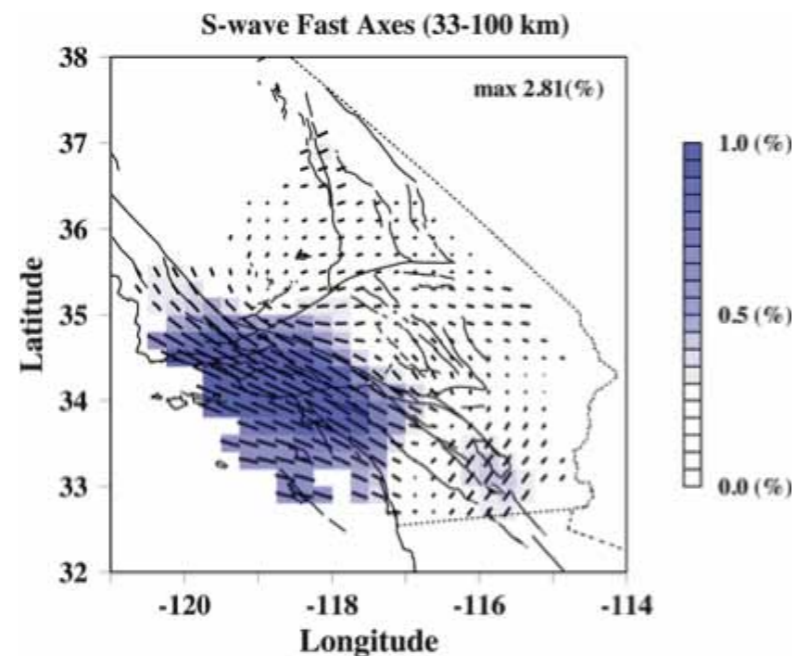


図1. 南カリフォルニアの異方性。マントルでのS波の速い方向を線で示しています。ロスアンジェルス北での北米プレートと太平洋プレートの衝突が速度方向でしめされる剪断応力になっていると考えられます。

トワークの近年の発展により、これらがもっと飛躍的に進むと考えられます。

図1は南カリフォルニアでの研究です。線で表されているのが、それぞれの場所での速度の速い方向です。大きい異方性がサンアンドレアス断層のすぐ左に現われています。プレートの運動を考えると、ちょうどここは北米プレートと太平洋プレートがぶつかるセンスになるところで、その斜めの衝突の結果、横方向の剪断応力がかかると考えられます。地震波の速い方向はその剪断応力の方向と一致します。

この結果は独立したアレー解析という方法でも調べましたが、速度の速い方向が一致することが確認されています。現在はいくつもの独立した方法で結果をチェックすることができ、異方性の研究が信頼するにたる状況になってきました。こういう結果を確立する事に依ってマントルの流れがマップできます。これからの数年は、新たな地震のデータの出現によって、このような結果がいろいろの地域で出てくると考えられます。

大地震時のスリップ

2004年のスマトラ地震、2010年のチリ地震はしばらくぶりのマグニチュード9クラスの地震でした。正確には1964年のアラスカ地震以来です。2010年のチリ地震の自由震動をよく調べると、図2の青いデータのようになります。これはデータの振幅と通常の方法で求められた解による理論振幅の比をあらわしていますが、長周期の自由震動の振幅がありません。具体的には、データが理論値の8倍にもなるモードがあります(左端)。通常の地震の解は周期500秒よりも短いところのシグナルで定められているので、この図のなかでも高周波数の所(右の方)では大体あいます。この現象はもしも断層が主な破壊のあとゆっくりすべり続けたとすると説明できます。たとえば400-600秒の長くゆっくりしたずれがあれば赤いデータのように、データと理論の比がほぼ1となり一致します。しかし、地震のサイズが、このゆっくりしたずれもふくめると通常の推定よりも2-3倍も大きいということになります。これは地震がずっと大きな地震であったということになり、まだ議論の決着のついていないテーマです。しかし、もしもこの解析が正しいとすると、地震によっておこるプレート運動が(チリに関しては)いままで考えていた値よりずっと大きいという事になります。これはプレートの運動のなかでしめる地震による変動がよくわかっていないということを示しています。こういう研究をいろいろな沈み込み帯に応用し、結果を積み重ねる事に依って、いままで見落としていた現象がないか見当したいと思っています。これはプレートの動きを正しく理解するために、大事な事であると考えます。

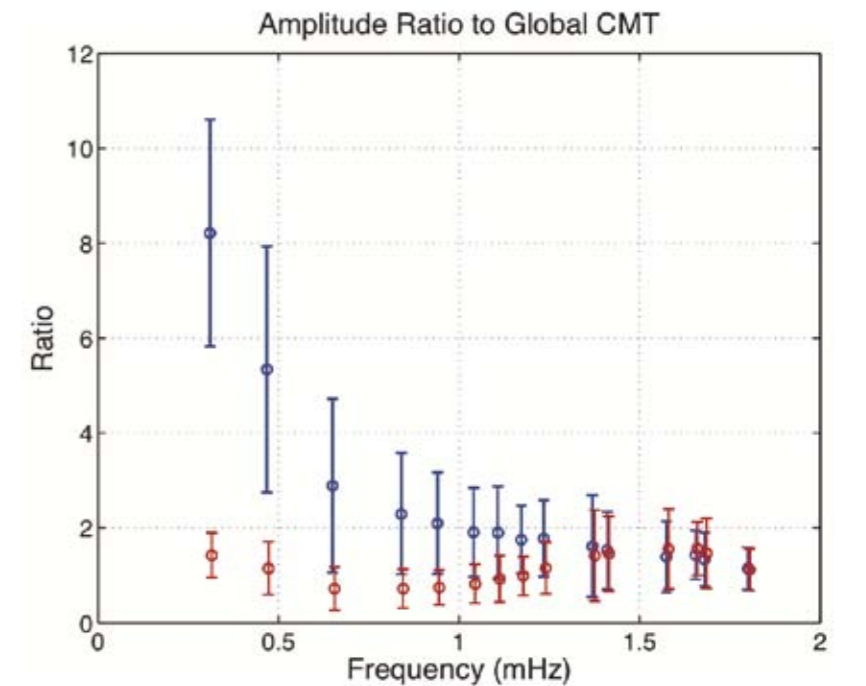


図2. 2010年のチリ地震の自由震動のデータ/理論振幅比。青は通常のCMT解との比較です。0.52は8倍もの振幅比を示しています。ゆっくりしたずれがあったとすると、赤のような値になり、データが説明できます。

池田 安隆 - YASUTAKA IKEDA -

准教授：変動地形学・アクティブテクトニクス
E-mail : ikeda@eps.s.u-tokyo.ac.jp



活断層と地形の進化を探る

我々が専門としている変動地形学には、大別して二つの流儀があります。ひとつは、最近の地質時代における地殻変動を明らかにすることを目的とした地形の研究であり、いわばツールとしての変動地形学です。もうひとつは、地殻変動によって生ずる地形の進化そのものの研究であり、「純粋変動地形学」とでも言うことができます。どちらが良いとか悪いとか言っているのではありません。それぞれに面白さと研究の意義があるのです。

断層の挙動を探る

我々は現在、主として陸域の活断層や沈み込み帯に発達する巨大断層の挙動を明らかにする研究を行っています。これは前者の流儀（ツールとしての変動地形学）に属する研究とってよいでしょう。地形学的方法と物理探査手法（反射法地震探査、重力探査等）を併用して、断層の動きに伴う地表変形や地下構造を知ることができます。このようなデータに基づいて、断層活動の履歴や広域的な地殻歪みの累積速度を明らかにすることができます。



図1. 地質現象は遠い過去のものではありません。写真はイランとアフガニスタンの国境付近にある活断層で、1997年に動いて大きな地震を起こしました。

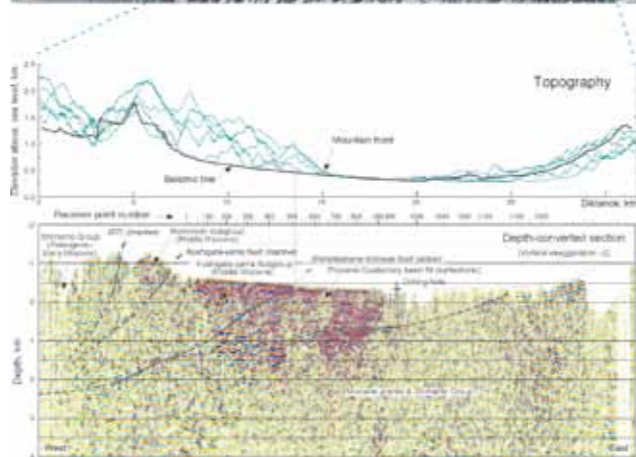
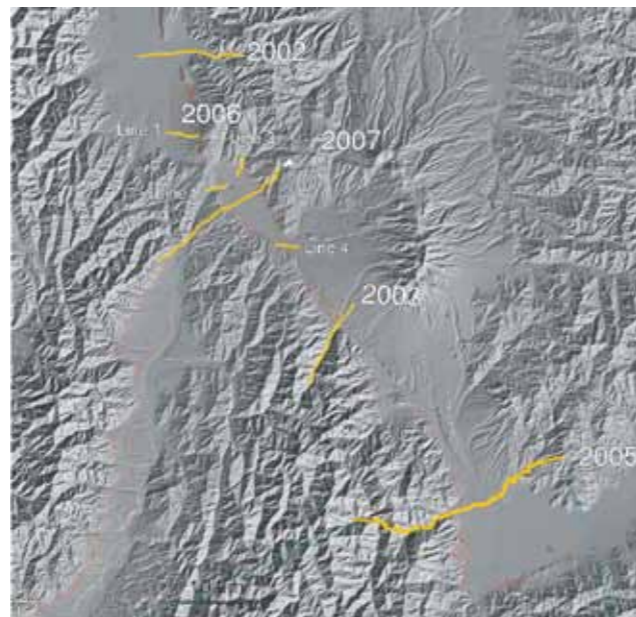


図2. 日本列島の中で現在最大級の活断層であり、中部日本の地形形成にも大きな役割を演じている糸魚川-静岡構造線は、中新世以降の複雑な変動史を記録しています。この断層帯の深部構造を解明するプロジェクトが2002年から始まり、現在までに上の地図に示す様な測線上で調査が行われてきました。その一例を下図に示します (Ikeda et al., 2009)。

沈み込み帯と巨大地震

日本列島は沈み込み型のプレート境界に位置しています。沈み込み帯における歪みと応力の蓄積・解放の過程を解明することは、純粋に理学的見地からおもしろいのみならず、自然災害の軽減にも寄与する、という意味でも重要です。沈み込み帯の巨大断層を含め、一般に断層は繰り返し動き、そのたびに大きな地震を発生します。その活動間隔は、測地学的観測や地震学的な観測の歴史より遙かに長く、歴史記録を紐解いたとしても十分な情報は得られないのが普通です。したがって、断層の挙動を研究する上で地質学的データは必要不可欠です。とはいえ、一口に沈み込み帯といっても、その挙動はバラエティーに富み極めて個性があるので、なかなか厄介なのですが。

地形の進化を探る

地球の地形がどのようにして進化してきたかという問題は、古くから地球科学の重要なテーマです。地球の地形は、地殻変動と浸食・堆積作用の両方によって作られますが、プレート境界に近い日本列島のような地域では、地殻変動の役割が重要です。地殻変動は、地震や活断層の動きなどによって体験できるし、地球物理学的な観測によっても捕らえることができます。しかし、この大地の動きを遠い地質時代までさかのぼって探求すると、そこには予想もしなかった面白い世界が開けてきます。

参考文献

- [1] Ikeda, Y., T. Iwasaki, K. Kano, T. Ito, et al., Active nappe with a high slip rate: Seismic and gravity profiling across the southern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan. *Tectonophysics* 472, 2-85, doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.008, 2009.
- [2] Kayanne, H., Y. Ikeda, T. Echigo, et al., Coseismic and postseismic creep in the Andaman Islands associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01310, doi: 10.1029/2006GL028200, 2007.
- [3] Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta, and T. Kozawa, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan. *Earth Planets Space*, 56, 1315-1321, 2004.
- [4] 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, 「第四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 240 p., 2002.
- [5] 池田安隆・島崎邦彦・山崎晴雄, 「活断層とはなにか」, 東京大学出版会, 220 p., 1996.



図3. 2004年12月のスマトラ沖地震は、全長1200 kmにも及ぶ巨大な断層が破壊することによって生じた地球上で最大規模の地震です。写真は破壊領域の北端部に位置するアンダマン島における調査風景です。ここでは、珊瑚礁が地震に伴って隆起し離水したことによって一斉に死滅しています。我々は珊瑚礁に記録された過去の地震隆起を解読することによって、このような巨大地震の発生メカニズムに迫ろうとしています。

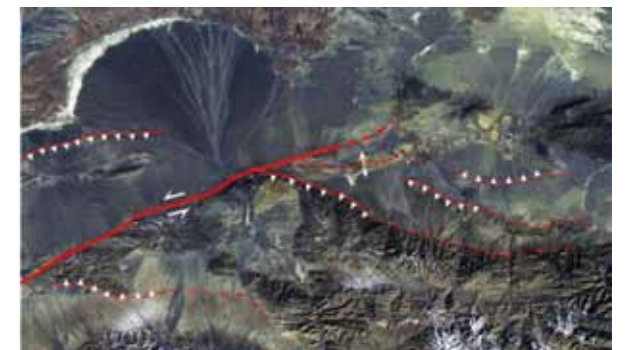


図4. 拡大するチベット高原。地球最大の山脈は現在もなお成長を続けています。航空写真や人工衛星からのリモートセンシング映像を用いることによって、変動帯の活断層を広い範囲にわたってマッピングすることができます。このような研究は、地球の陸域で起こっている地質現象を理解するためだけではなく、海洋底や他の惑星の地質学を研究する上でも有効です。

井出 哲 - SATOSHI IDE -

准教授：地震科学

E-mail : ide@eps.s.u-tokyo.ac.jp



地震現象の物理的理解へ向けて

地球上あちこちでほとんどいつも無数の小さな地震が起きています。稀に巨大な地殻の運動によって震災をもたらす大地震が起きます。一方で同程度の地殻の運動が起きてても地震波がほとんど出ないこともあります。地震は地下での破壊を伴うすべり運動と考えられていますがその振る舞いは一様ではないようです。何がこの違いを生むのでしょうか？この現象を理解するには、プレート運動による応力の蓄積様式や、岩石の破壊と摩擦すべりを支配している法則について知る必要があります。地震現象の複雑さや多様性をなるべくシンプルで現実的な物理法則で説明する、それが私たちの目標です。

地震波形インバージョンによる地震破壊過程解析

地震が起きると多くの観測点で地震波が記録されます。多数の観測点の地震波形を同時に説明できる断層でのすべり運動を推定するのが断層すべりインバージョンといわれる手法です。私たちは手法を開発、改良しながら実際に発生した多くの地震について詳細な断層破壊過程の推定を行っています。例えば阪神大震災を引き起こした1995年兵庫県南部地震の断層モデルは図1のようなすべり量の時間空間分布として推定されます [1]。最近では地震の開始から終了までを高分解能で追跡するマルチスケール断層すべりインバージョン法も開発しました。

断層運動の詳細情報をもとに運動時に断層のまわりの歪や応力がどのように変化したが復元することができます。私たちは、断層運動から破壊と摩擦の法則を推定する手法も開発してきました。このような計算を元に行くと、エネルギー交換装置として震源を解釈することができます。例えば地震のエネルギーのうち実際に地震波動として伝わるエネルギーは周囲岩石の破壊のために消費される破壊エネルギーと同程度であることが示唆されます。地震はあまり効率的なエネルギー放出プロセスではないようです。

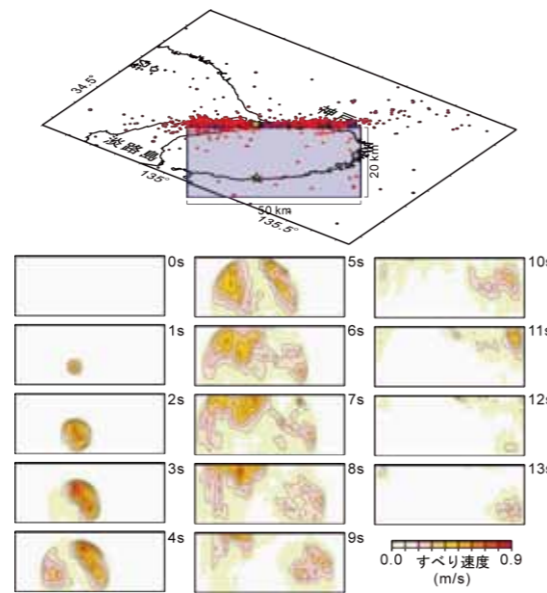


図1. 兵庫県南部地震について推定されたすべり分布。このような分布から破壊時の物理条件を推測可能。

複雑な地震破壊過程のスケールリング

私たちのこれまでの地震破壊過程の研究は幅広いスケールに及んでいます。兵庫県南部地震（マグニチュード7.2）や2003年十勝沖地震（マグニチュード8.0）などの稀な被害大地震の個々のプロセスを研究する一方、無数の中規模以下の地震については平均的、統計的性質を研究しています。これまでに我々は特殊なポアホー

ル観測や鉱山での半制御実験の地震データなどを用いて幅広い大きさの地震の震源破壊過程を解析してきました。どのような地震でも細かく分析すれば破壊過程はそれなりに複雑です。しかし同時に平均的な地震の性質、たとえば地震の断層運動の大きさ（地震モーメント）と波動エネルギーの放射量の比は地震のサイズにほとんど依存しません。これは地震が広い範囲で統計的に自己相似的な現象であることを示唆します。

このような地震の破壊すべり運動を数理的にモデル化することが我々の一つのゴールです。その際、最初小さな点から始まる破壊が急激にスケールを拡大できるような問題の定式化が必要です。図2は断層上に強度の弱い領域がフラクタル的性質をもって分布するような条件下、小さな破壊がマグニチュード7クラスの大地震へと成長する様子を表しています。私たちはこの問題のために新しい数値計算手法を開発し、地震波として観測される震源の特徴を再現しました [2]。さらに現実の断層運動と関連付けることで大きくスケールを変える地震破壊現象の本質的な理解につながると考えています。

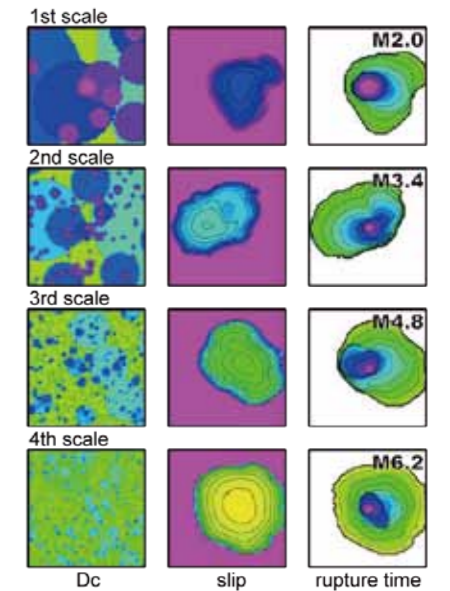


図2. スケールを大きく変えて成長する地震モデルの例。

見えてきた「ゆっくり地震」

プレート運動によって地震は起きますが、巨大地震が起きる場所は限られていて、それ以外のところではプレートはゆっくりすれ違っています。ここ10年ほどの地震観測技術の進歩によって、このような運動のうち、微弱な地震波を出すものが世界各地で見つかってきました。

西日本では深部低周波微動、低周波地震(LFE)、超低周波地震(VLF)、スロースリップ(SSE)というサイズの異なる現象がほぼ同じ時刻に同じ場所で起きています。我々のグループはこれらの現象は共通のメカニズムを持つ「ゆっくり地震」というひとまとまりの現象であり、空間サイズ（地震モーメント）と時定数が比例するという単純なスケール法則で関連付けられることを見出しました [3]。これは地震現象の新たな理解への重要な一歩ですが、まだこれらの現象の背後にある物理法則はわからないことだらけです。現在地震観測、データ解析、モデルシミュレーションなどの手法を用いてこれらの現象の理解を目指しているところです。

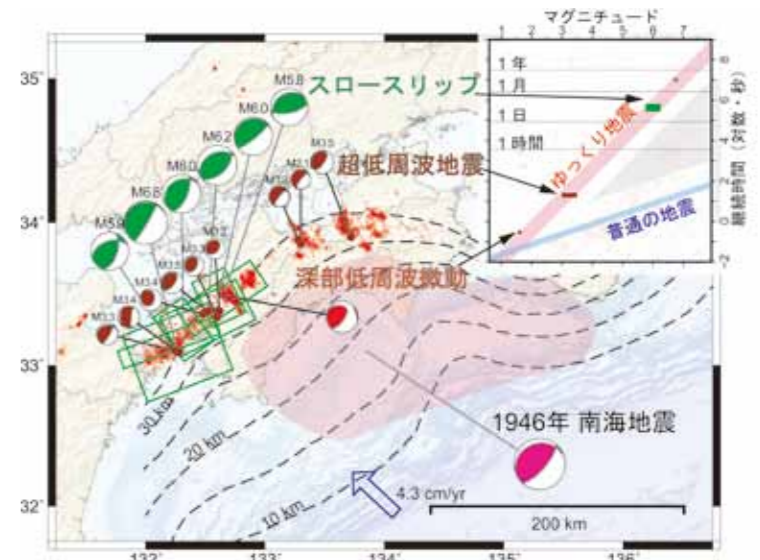


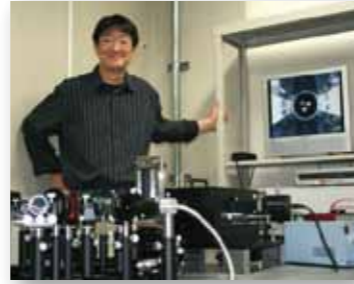
図3. 四国西部の「ゆっくり地震」とそのスケール法則。

参考文献

- [1] Ide, S., and M. Takeo, Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, J. Geophys. Res., 102, 27379-27391, 1997.
- [2] Ide, S., and H. Aochi, Earthquakes as multiscale dynamic rupture with heterogeneous fracture surface energy, J. Geophys. Res., 110, 10.1029/2004JB003591, 2005.
- [3] Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide, A scaling law for slow earthquakes, Nature, 447, 76-79, 2007.

船守 展正 - NOBUMASA FUNAMORI -

准教授：超高压物理学・鉱物物理学
E-mail : funamori@eps.s.u-tokyo.ac.jp



超 高压高温の世界の探査

人類は、1969年に月面への着陸に成功し、その後、無人探査機は火星への着陸、土星や木星の探査にも成功しました。もはや宇宙旅行はSFではありません。一方、地球内部は宇宙空間に比べて距離的には近いにも関わらず、地底旅行は今なおSFの世界のお話です。人類の到達深度は、高々、地下12000m(ロシア・コラ半島)に過ぎません。アルピニストは山の空気が薄いことを知っていますし、ダイバーは海中で高い水圧にさらされることを知っています。山頂や海中の圧力はどのくらいなのでしょう？表1を見てみましょう。世界一高いエベレストで0.03MPa(0.3気圧)、潜水の世界記録で1.7MPaです。一方、温度については、世界最高気温が58.8℃(イラク・バスラ;1921年)、最低気温が-89.2℃(南極・ポストーク基地;1983年)と記録されています。人類は、この程度の圧力温度環境でも生命を維持することはできません。それでは、地球や惑星の内部の圧力温度はどのくらいなのでしょう？地球中心で約360GPa(360万気圧)・6000℃、木星中心で約5000GPa・20000℃と推定されています。このような極限の圧力温度条件に耐える探査機を作りえないことは容易に想像できるでしょう。地球や惑星の内部は、直接探査の不可能な極限の世界なのです。探査機の代わりに用いられるのが、大型プレス装置(図1)やダイヤモンドアンビル装置(筆者写真の前景:理学部3号館201号室に建設したレーザー加熱式装置)などの超高压高温発生装置です。我々のグループでは、超高压高温発生および超高压高温条件下における各種計測に関する新技術の開発を行うことで、地球や惑星の内部の状態やそこで生起する諸現象について理解することを目指しています。

表1. 地球や惑星の圧力温度環境

	高度・深度	圧力	温度
エベレスト	8848 m	0.03 MPa	
富士山	3776 m	0.06 MPa	
地球表面	0 m	0.1 MPa	
潜水深度世界記録	-162 m	1.7 MPa	
有人深海探査船「しんかい」	-6500 m	65 MPa	
無人深海探査船「かいこう」	-11000 m	110 MPa	
最高気温 イラク・バスラ			58.8° C
最低気温 南極・ポストーク基地			-89.2° C
地球中心	-6400 km	360 GPa	6000° C
木星中心	-71000 km	5000 GPa	20000° C

我々のグループは、ルビー、ガーネット、スピネルといった重要鉱物の新しい相転移の発見やマンツルの最重要鉱物であるケイ酸塩ペロフスカイトの状態方程式の決定などの成果を挙げてきました。最近では、以下に紹介するように、地球や惑星のダイナミクスの理解に欠かせないメルトに関する研究を推進しています。



図1. 放射光 X 線回折実験用キュービックアンビル装置(高エネルギー加速器研究機構・PF-BL14C2に建設)。

液体の構造の圧力変化

液体の構造というと怪訝な顔をされるかも知れません。しかし、結晶に見られるような長距離秩序はないものの、短・中距離秩序は液体にも厳然として存在します。また、液体は巨視的には等方的ですが、微視的には結晶と同様に異方性をもっています。結晶が圧力の効果により構造を変化させるのと同様、液体の構造も圧力によって変化します。液体の構造測定は、結晶の構造測定に比べ圧倒的に難しいため、その圧力変化についての研究は、現在まさに本格的に始まろうとしているところです。我々は、放射光 X 線回折と大型プレス装置の組み合わせにより、液体試料の構造を20 GPa 領域まで精密に測定する技術を開発し、液体 Si などの測定に成功しました [1]。図2に示すように液体 Si の最近接原子間距離は、8 GPa と 14 GPa の間で、圧力の増加にも関わらず伸びています。縮むべきものが伸びていることは、配位数の増加を伴う大きな構造の変化が起きたことを意味しています。最近では、熔融ケイ酸塩の構造変化の測定にも取り組んでいます [2]。

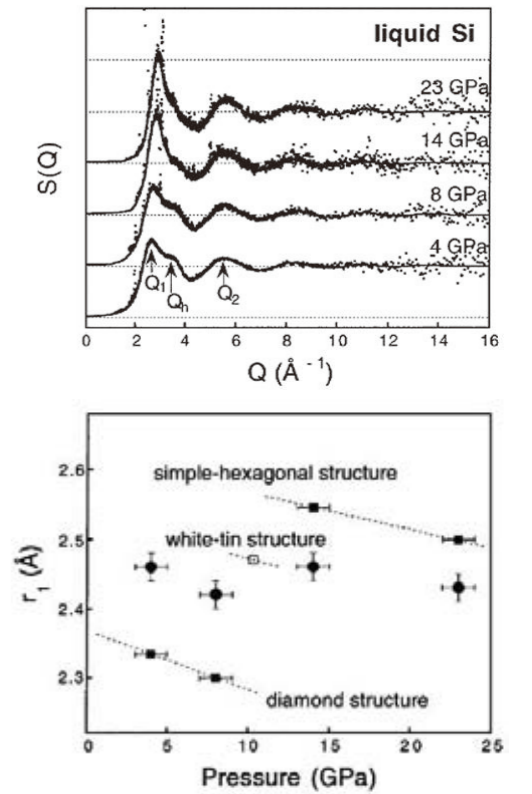


図2. 液体 Si の構造因子 S(Q) と最近接原子間距離 r1 の圧力変化. 黒丸で示される液体 Si の r1 は、8 GPa と 14 GPa の間で増加している。

ガラスの密度の圧力変化

非晶質(液体やガラス)の密度の測定は、構造の測定と同様に、あるいはそれ以上に難しいため、ケイ酸塩についての報告は、なんと半世紀以上も 10 GPa 領域までで止まっていた。我々は、放射光 X 線吸収とダイヤモンドアンビル装置の組み合わせにより、ケイ酸塩ガラスの密度を測定するための技術開発を行い、50GPa を超える圧力領域まで SiO2 ガラスの密度を測定することに成功しました [3]。図3に示すように、約 40 GPa で SiO2 ガラスの圧縮率に変化が起こり、ガラスと結晶の密度逆転は、起こらないことが明らかになりました。こうして得られた新しい知見は、地球マントル深部におけるマグマの浮沈の議論に重要な制約を与えるものと期待されます。

超高压高温の世界を探査するためには、高性能の探査船(実験技術)が必要です。我々とともに新しい探査船を建造し、自らパイロットとして、未知の世界を旅してみませんか？

参考文献

- [1] Funamori, N., and K. Tsuji, Pressure-induced structural change of liquid silicon, Phys. Rev. Lett., 88, 255508, 2002.
- [2] Funamori, N., S. Yamamoto, T. Yagi, and T. Kikegawa, Exploratory studies of silicate melt structure at high pressures and temperatures by in situ x-ray diffraction, J. Geophys. Res., 109, B03203, 2004.
- [3] Sato, T., and N. Funamori, Sixfold-coordinated amorphous polymorph of SiO2 under high pressure, Phys. Rev. Lett., 101, 255502, 2008.

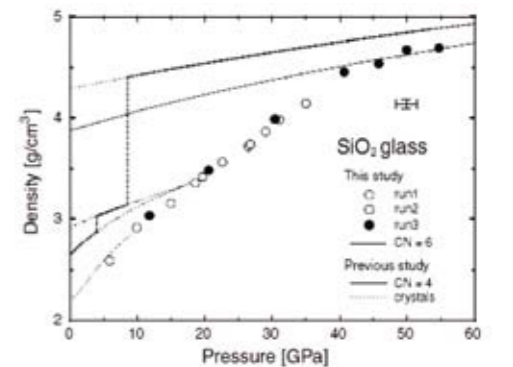
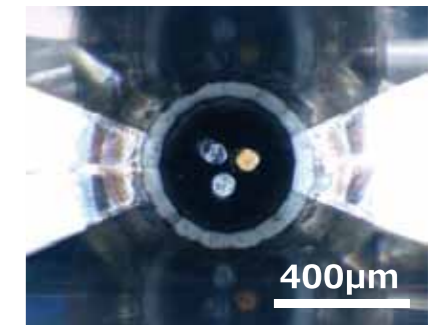


図3. SiO2 ガラスの密度測定用試料構成と測定結果. ガラス試料(右上)とともに参照物質であるベリリウム(下)とアルミニウム(左上)が同時に加圧されている。

田中 秀実 - HIDEMI TANAKA -

講師：物質地震学・構造地質学
E-mail: tanaka@eps.s.u-tokyo.ac.jp



地震を外科的・病理学的に観察し 理解する - 物質地震学 -

地震は断層が滑動することによって発生します。このことは一般の方々にもよく知られるようになりました。このため地震発生に関して断層が重要であることは十分に認識されるようになりました。しかし断層そのものの実態の理解はようやく黎明を迎えた段階なのです。「断層帯はいったいどんな物質／構造からなっているのか?」「それらの物質はどのような物理的／化学的特性を持っているのか?」「それらの断層内の物質とその分布様式は、地震の発生に対してどのように機能するのか?」これらの疑問は、おそらく人体の外科的観察の初期の頃の疑問とよく似ていると思います。地震学は伝統的に地震計の記録の解析手法の発達によって支えられて来ましたので、医科に例えれば内科的といえるかもしれません。学問発達の歴史的制約から、地震の研究分野は、外科を欠いたまま進み、内科が極端に肥大しています。「心臓は血液のポンプだ」といった程度の概念で人体の諸機能を理解しても、それに基づいて人体を再構成することはできないように、断層の物質や構造の諸特性を理解しなければ、地震に対する本質的疑問（なぜ起こる? いつ起こる? どのくらいの大きさの地震が起こる? など）を理解したり予測したりすることは難しいでしょう。そういうわけで我々は、地震断層を外科的に観察し、実験的に素過程を確かめることによって、真正面からこの複雑な対象の全貌を明らかにすることを志向して研究を続けています。

地震断層の大局的構造の理解 - 歴史／環境依存性 -

現世の地震断層を調べてみると地震断層は、実際には面ではなく、断層活動の影響を受けた岩石からなる幅を持った（通常 10 m ~ 1 km ぐらい）ゾーンからなっています。このゾーンは普通、断層破砕帯と呼ばれています。断層破砕帯は断層の滑動面とその周囲を取り巻く破壊と熱水変質／変成の影響を受けた岩石からなっています。破砕帯の形成には驚くべき長い時間がかか

られているようです。1000 万年以上かけて作られた破砕帯も珍しくはありません。断層生成の初期の産状は、地表に露出する破砕帯で時折、観察することができます。それらの観察結果によると、地震断層は、地下 10 - 15 km 程度の深度において極めて微小な物性境界面を利用して始まるようです。滑り面の幅は mm ~ 1 cm 程度のことがほとんどで、摩擦熱による溶融層を伴うこともあります（図 1）。その過程は実験的に再現することもできます（図 2）。滑り面の周りには破壊ゾーンはほとんど発達しないので、岩石はまるでカミソリで切られたような産状となります。溶融部分のサイズは、近年の精密な掘削調査により、500 m 四方以内である可能性が出て来ました。溶融域には臨界のサイズがあ



図 1. 震源深度の地震断層面の一例。図の中央を横切る灰色の薄い脈が地震断層面。破砕帯を伴わず、まさ圧発熱によって溶融した物質からなる。その脈に直角に交わる複数のやや太い脈は、溶融物が割れ目に注入したもの。

りそうです。地下 5 ~ 10 km では破砕帯の幅は 100 m 以上に広がり水の影響を受けた変質岩が破砕帯の主役になります。封圧の低い地表から 5 km 深度では、断層帯は再び薄くなり 10 m 以下の幅しか持たなくなります。物質の改変は著しく、粘土鉱物が主力の構成物質になっています。断層が胚胎する母岩や断層活動の履歴によって、上記の物質や構造は多様な産状を示しますが、それらを地震の環境因子群として捉え、断層破砕帯を直接掘削し物質を回収する技術の発達とともに、徐々に因子の詳細が明らかになりつつあります。このような断層の活動履歴に依存した構造と物質因子群も、断層帯周辺への応力の蓄積、定常的応力解放（クリープ）、地震性滑りのモードを決める重要な要因となっているため、これらの諸現象を明らかにすることによって地震学にブレークスルーがもたらされると思います。外科の冥利につきるというものです。

地震のエネルギーフロー

地震は地殻中に蓄積されたエネルギーの解放過程としてみる事ができます。しかしその全貌はまるで分かっていませんでした。最近我々によって確立されつつある断層の精密掘削によって地震時のエネルギーフローの輪郭が描出されるようになって来ました。1995 年の兵庫県南部地震と 1999 年の台湾の集集地震の際の地震断層において、精密掘削が実施され、熱エネルギーとしてどの程度消費されているかを見積もる研究が行われています。その結果、それぞれの地震の全放出エネルギーの 90% 以上が熱に転換され、断層帯の温度上昇に使われていることが推定されました。

この結果の合理性と正否を確かめるため、2004 - 2005 年にかけて、再び台湾において 2000 m 級の集集地震の断層掘削が行われました（図 3）。こちらは現在もデータの解析が続けられています。これが確定すると、全エネルギーの残り 10% 以下を弾性波動エネルギー（いわゆるこれが狭い意味の地震です）と破壊エネルギーが分け合っているということになるでしょう。

ところで破壊エネルギーは、地震のエネルギーのわずかな部分を占めるに過ぎないようですが、これは基本的に鉱物の粉碎に使用され、鉱物破壊面の表面エネルギーに転換されます。そのうちのごく一部は粉碎部分の周囲にある水を還元し、水素ガスを作り出します。跡津川断層という大きな活断層を掘削したところ、断層の滑り面近傍から、大量の水素が、断層中軸からメタンが検出されました。また断層中軸から採取された水には、微生物の濃集が認められました。地震によって放出されたエネルギーの最終消費者は微生物かもしれません。バイオリジストがこの結果に大きな興味を持ち、最近共同研究が始まりました。先行きが楽しみです。

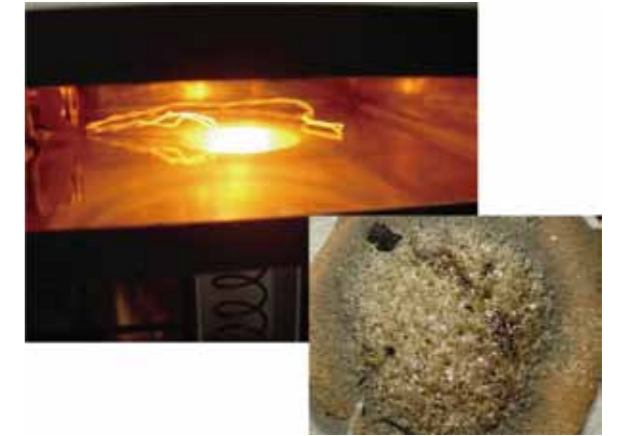


図 2. 瞬間加熱溶融実験の様子。環境因子に依存するが、ある場合には断層が動き始めて 10 秒以内に溶融温度に達すると見積もられているので、同条件での溶融を再現した。溶融物を伴う断層面（例えば図 1）は滑動中にはこのような色調になっていると思われる。



Rig at Night and Dawn 01/20/2004

図 3. 台湾中央部（台中）で行われている大深度断層貫通掘削の様子。掘削は 24 時間で進行するため、夜間は煌煌とライトアップされている。



地磁気の起源のコアのダイナミクス

人間は、地球の表面付近を、ほぼ2次元的な自由度（はいつくばって？）活動しているにすぎません。地球の内部には、人間の想像を絶する、莫大な領域が横たわっています。なかでも地球最深部に位置する「コア」とよばれる領域は、地球体積の16%、質量の30%を占め、地球の成り立ちやその後の進化の過程で、無視することのできない役割を担ってきました。コアはわれわれの直下、はるか3000kmものかなたに位置しており、その活動のようすを直接観測することは困難です。しかし金属鉄であるコアには、強大な電流が流れています。その結果、コアは地磁気を発しており、われわれはそれを地表にいながらにして観測することができます。わたくしの主たる研究は、このコアからのメッセージをもとにして、コアの活動の実態をさぐり、ひいては地球全体の成り立ちや進化をひも解くための知的貢献をすることです。

コアの鉄の海

地球誕生直後、重たい鉄は地球の中心に沈み、金属コアを形成します。コアは高温下にあり、現在でもなおその大部分が液体状態にあります。液体の鉄は粘性率が低く、大規模な流れ（対流）を起こして熱をマントルに逃がし、ゆっくりと冷えていると考えられます。実際、この対流運動が引き起こすダイナモ（発電）作用によって、コア内に電流が自然発生し、地磁気が維持されているのです。

固体の岩石からなるマントルもゆっくりと流動しています。そのスピードは数cm/yearほどです。コアはその約100万倍、10km/year (=0.3mm/sec)ほどのスピードで対流運動をしていると考えられています。これはどちらかというと海洋の深層循環の流速に近いので、地球の中心には、深さ2000km以上もの「鉄の海」が横たわっている、と言ったとしてもそれほどまちがいはありません。

コアの鉄の海は地表の海とは違って、流れが3次元的であること（海洋の深さはせいぜい数km）、強い電流が流れているためにローレンツ力が生ずること、などの著しい特徴をもっています。コアの流れや電磁場は、回転系の流体力学と電磁気学とによって明らかにすることができます。しかしこれら二親のもとに生まれた「コアの力学」は、単に先祖の性質を足し算しただけでは説明できない、ユニークな性質を多く兼ね備えています。たとえばコア内で自然発生する磁場の強度は、コリオリ力とローレンツ力との微妙なバランスによって決定されていると考えられますが、そこで生じる流れは、コリオリ力だけが存在する場合とも、またローレンツ力だけが存在する場合とも異なる、独特な空間構造を呈します。

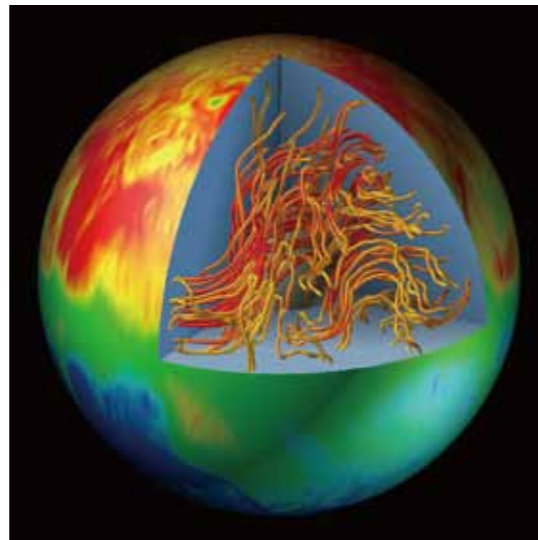


図1. 地球型ダイナモの数値シミュレーションの例。コア表面を貫く磁場分布（赤が外向き、青が内向きの磁場）と、コア内部（北半球の1/4）の磁力線のようすを示す。コアの外では赤道反対称な双極子磁場が卓越している。激しい対流運動により、コア内部の磁場は乱雑である。

地球ダイナモの数値シミュレーション

コアの中では、流体運動がローレンツ力に逆らって仕事をすることで、電磁気的なエネルギーが生み出されます。流れと磁場の変動の時空間スケールは、乱流や波動伝搬などといった局所的な数年～数十年程度の変動から、地磁気の逆転（双極子磁場の向きが突然反転する現象）などといったグローバルで数万年周期で起こるような変動まで、きわめて広範囲にわたっており、数値シミュレーションにせよ、室内実験にせよ、この地球のダイナモ作用を完全に再現して理解することは至難の業です。わたくしはこれまで、地球シミュレーターなどの大型並列計算機をもちいた数値計算によって、コアの中で起こっているであろう流れや、磁場生成のようすを研究してきました（図1）。基礎的な物理過程のいくつかはこうした研究によってある程度理解することができるようになりましたが、まだまだ多くの謎が残されています。

最近わたくしが目指しているのは、できるだけ地球に近い、粘性の効果があまりあらわれないようなパラメータ領域での地球ダイナモモデルの構築です。わたくしのモデルでは、コアが冷えることで対流不安定が生じ、流れが駆動されます（熱対流）。モデル流体の粘性を低くすると、コア表面の温度境界条件によって、発生する流れや磁場の空間構造が激変することがわかりました（図2）。このような現象は、大規模数値計算によってはじめてわかることで、今後の地球ダイナモ理論を構築する上で、大きな示唆を含んでいます。

粘性を低くすればするほど、より広い時空間スケールの現象を再現することができます。最近の計算結果は、地球の実時間で数十年程度の時間スケールの磁場変動のようすさえシミュレーションで再現できる可能性を示しています。実際、地磁気には、数年程度のきわめて短時間で変動するジャークと呼ばれる現象や、数十年周期でコア内を伝搬する波動によると考えられる変動が確認されています（図3）。シミュレーション結果とこうした地磁気の観測データとを比較することで、地球の深部で起こっている物理過程を読み解くことができると信じています。

参考文献

- [1] A. Sakuraba and P. H. Roberts, Generation of a strong magnetic field using uniform heat flux at the surface of the core, *Nature Geoscience* 2, 802-805, 2009.
- [2] A. Sakuraba and Y. Hamano, Turbulent structure in Earth's fluid core inferred from time series of geomagnetic dipole moment, *Geophys. Res. Lett.* 34, L15308, 2007.

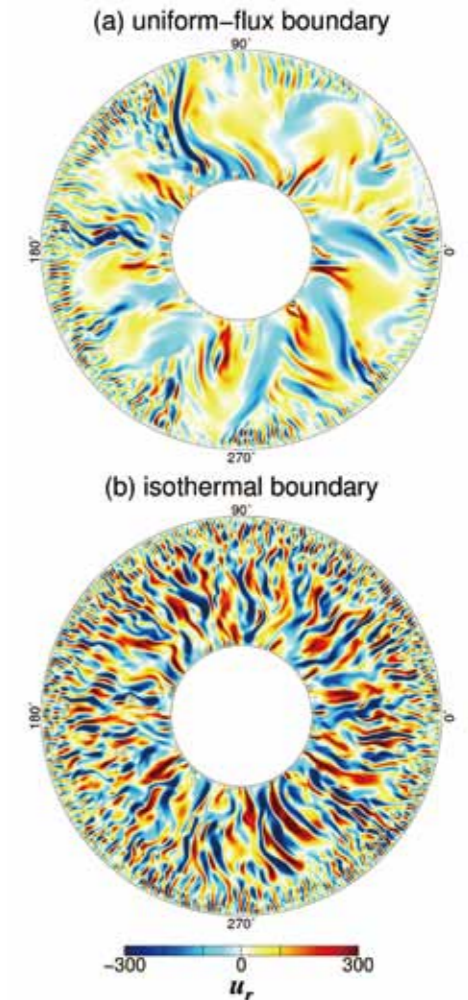


図2. 温度境界条件の違う2つのダイナモモデル [1]. 赤道断面での流れを示す。(a) コア表面の熱フラックスを一様にするると流れが大規模になり、強い磁場が生成される。(b) いっぽう表面温度を固定すると、流れのスケールが小さくなって、磁場が弱くなる。地球のコアでは前者の境界条件のほうがより適当である。

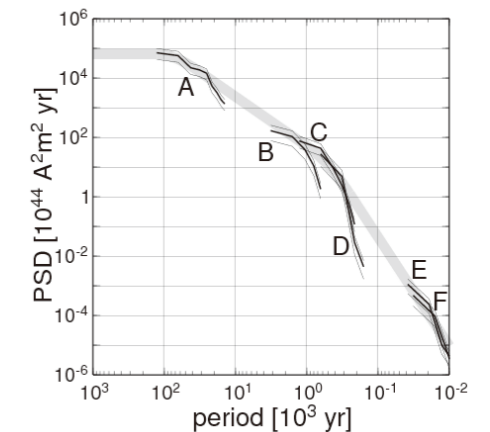
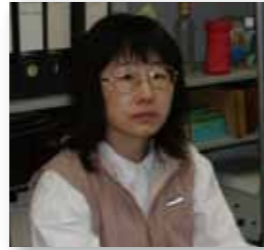


図3. 地磁気双極子モーメントの時間変動のパワースペクトル [2]. 地球磁場は、数年から数十万年以上にもわたる広い時間スケールで、さまざまな変動を示す。たとえば周期500年あたりにみられるスペクトルの傾きの変化は、コアの中の大規模渦の固有の脈動と関係づけられる。

清水 以知子 - ICHIKO SHIMIZU -

助教：構造地質学・岩石レオロジー
E-mail : ichiko@eps.s.u-tokyo.ac.jp



岩石 - 水系の変形物性 - 地震発生場の素過程を探る -

最近、地震波トモグラフィや地下の比抵抗探査などから、地殻や沈み込むスラブの震源域に流体（水）が存在した可能性が指摘されています（図1）。西南日本に広く観測される深部低周波微動もスラブの脱水で生じた水が関与していると想像されており、こうした地下の水の動きを観測で捉えることが巨大地震の発生予測につながるのではないかと期待されています。しかし、地下深部での震源過程と水の関わりはまだよく理解されていません。私たちは室内実験（図2）によって流体を含む岩石の力学物性や透水過程を調べ、地震発生と水のかかわりを解明しようとしています。また変成帯などにあらわれた岩石をもちいて地下深部における応力状態や変形過程を推定する研究も行なっています。

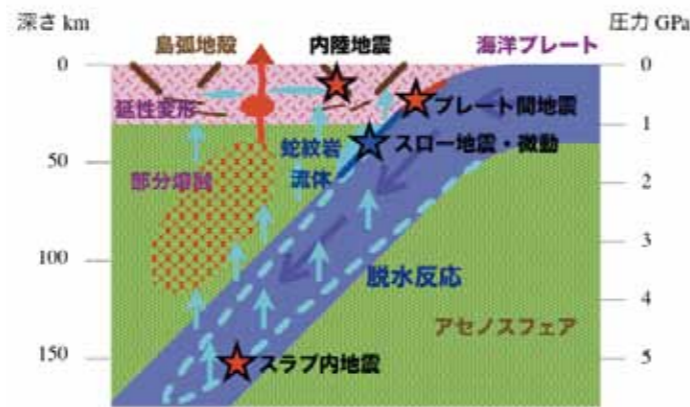


図1. 沈み込み帯における流体の流れと地震発生過程。

図2. 高温高压岩石変形試験機。住友重機械(株)製100トンプレス。



脱水反応とスラブ内地震

沈み込むスラブの深部では、海洋プレートとウェッジマントルの境界ではなく、スラブの内部に二重の震源の帯（和達 - ベニオフ帯）があることが古くから知られていましたが、それが何によるものなのか長い間謎のままでした。最近、沈み込み帯の温度構造の解析などから、スラブ内地震がマントルや海洋地殻物質の脱水反応によって引き起こされるという説が有力視されています。特に注目されているのが蛇紋岩の脱水不安定性です。蛇紋岩はマントルを構成するカンラン岩に水が付加されることによって形成され、600-700℃くらいの高温になると分解して水を放出します。私たちは高温高压変形実験によって、モホ面近くの圧力条件で蛇紋岩を変形させ、脱水反応前と反応後で岩石強度や変形様式に著しい変化があることを発見しました（図3）。従来、このような高い圧力のもとで信頼できる力学データを得ることは困難でしたが、私たちのグループでは応力を精密に決定するため独自の方法を用いています。東京大学では新たに固体圧式変形試験機を設計開発し（図2）、さらに高压の条件（地下50 km相当）をめざして実験を続けています。蛇紋岩はまたウェッジマントルにも存在し



10 mm

図3. 蛇紋岩の実験後の試料の例。いずれも温度700℃封圧0.8 GPaの実験であるが、左は層温後すぐに変形させ、右は予備加熱により脱水反応させた後に変形させた。

ていて、スロー地震と呼ばれる特異なすべり現象に寄与しているのではないかとされています（図1）。私たちは蛇紋岩の脆性 - 延性挙動を詳しく調べることで、沈み込みプレート境界の性質を定量的に明らかにしていくことを計画しています。

地殻流体と断層運動

スラブから遊離した流体は浮力によってウェッジマントルを上昇し、地殻内部に停留していることが地震波の観測によって明らかにされてきています。地殻中部の帯水層で高い間隙圧が生じているとすると岩石の破壊強度が下がるため、内陸地震のいくつかは帯水層の存在と関連するのではないかとされています。そこで地殻内部の流体移動と、岩石の破壊や摩擦強度におよぼす間隙圧の効果を明らかにすることが重要になってきます。私たちは、間隙圧を制御できる変形実験装置によって、断層帯や微小割れ目（図4）を通した透水率の変化を調べています。

含水地殻の塑性流動

岩石の変形に影響を及ぼすのは、間隙圧だけではなく、結晶粒界の水の薄層は圧力溶解クリープ（図5）を起こし、結晶内部に溶け込む微量の水は転位クリープの流動応力を著しく低下させます。下部地殻の断層延長部は、こうした水的作用により歪の集中帯となっていると考えられます。私たちは地殻の主要鉱物である石英に含まれる水の量を赤外分光顕微鏡によって測定し、含水量とレオロジカルな性質の関係を調べています。実験室で得られた結果とクリープ理論との比較や、変成帯などに露出している岩石の解析も行なっていきたいと考えています。

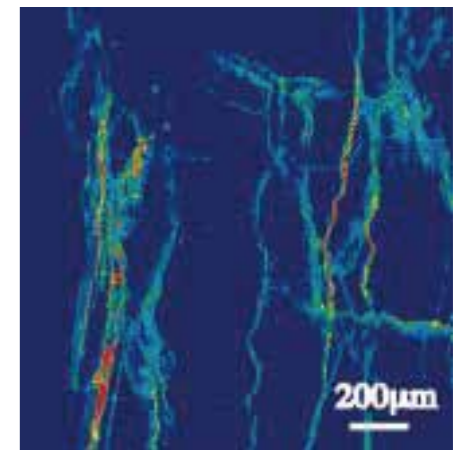
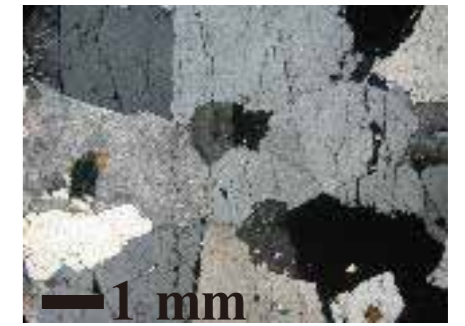


図4. 断層近傍の花崗岩中の微小割れ目。(上) 領家花崗岩ボーリングコアの偏光顕微鏡写真。直交ニコル。(下) 蛍光樹脂で充填した微小間隙の分布を走査型レーザー顕微鏡によって可視化（擬似カラー表示）。

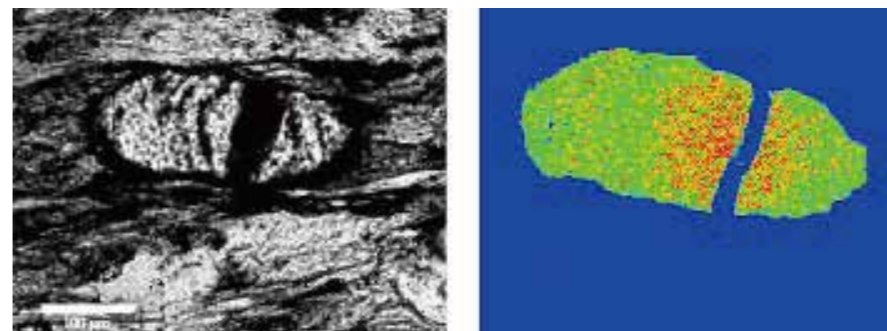


図5. ガーネットの圧力溶解。(左) 光学顕微鏡像。開放ニコル。(右) Mn組成。自形成長を示す六角形のインクルージョン(左)や組成累帯構造(右)が片理にそって溶脱している。関東山地三波川変成帯ガーネット帯。

亀田 純 - JUN KAMEDA -

特任助教：構造地質学・鉱物学
E-mail : kameda@eps.s.u-tokyo.ac.jp

ナノスケールの物質解析から理解する地震断層



海洋プレートの上にたまった堆積物は、海溝から地下に沈みこみ始め、やがて付加体と呼ばれる地質体に取り込まれてその一部となります。堆積物が地下に持ち込まれると、温度や圧力の上昇とともに次第に岩石化していきます。この岩石化の過程は続成作用と呼ばれ、例えば間隙の水が抜けたり、その隙間に鉱物が沈殿したり、あるいはある鉱物から別の鉱物への変質が起これたりします。最近の研究によって、これらの続成過程が沈み込み帯で発生する地震や津波と密接に関連していることが明らかになってきました。私は、付加体の成り立ちや、付加体が作られていく過程で発生する地震や津波を理解するために、堆積物に含まれる「粘土鉱物」と呼ばれる微細な結晶に注目して研究しています。沈み込む堆積物の大半は粘土鉱物でできていますので、粘土鉱物の理解なくしては付加体研究の進展も多くは望めません。



図1. 200 kV 高分解能透過型電子顕微鏡 (日本電子 JEM-2010).

電子顕微鏡を用いたナノ領域の分析

一口に粘土鉱物といっても、それらの結晶構造や物理的な性質は非常に多様です。また、一般に粘土鉱物は非常に小さく、しばしばナノスケールでの分析が求められます。私たちは、走査型電子顕微鏡 (SEM) や透過型電子顕微鏡 (TEM, 図1) などの各種電子顕微鏡を駆使して、粘土鉱物の微細構造や形成機構、ある相から別の相へ移り変わる時の反応機構などについて研究を行っています。図2は、緑泥石と呼ばれる粘土鉱物の高分解能TEM像です [1]。また図3は、緑泥石が変質していく際の界面の様子を示しています [2]。TEMの高分解能観察法を用いることで、原子スケールに近い分解能で粘土鉱物を観察することができます。またこのようにして得られた像を解析することで、粘土鉱物が形成された地質環境や形成機構などについて多くの知見を得ることができます。

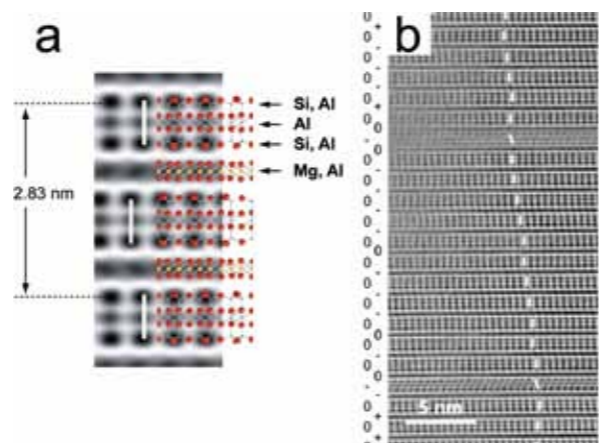


図2. 緑泥石の結晶構造とマルチスライス法で計算されたTEMのコントラスト (a). (b) 実際に得られたTEMの高分解能写真。写真左の0, +, - は、各粘土基本層の方向に対応。積層構造の乱れ (積層不整) が観察されます [1].

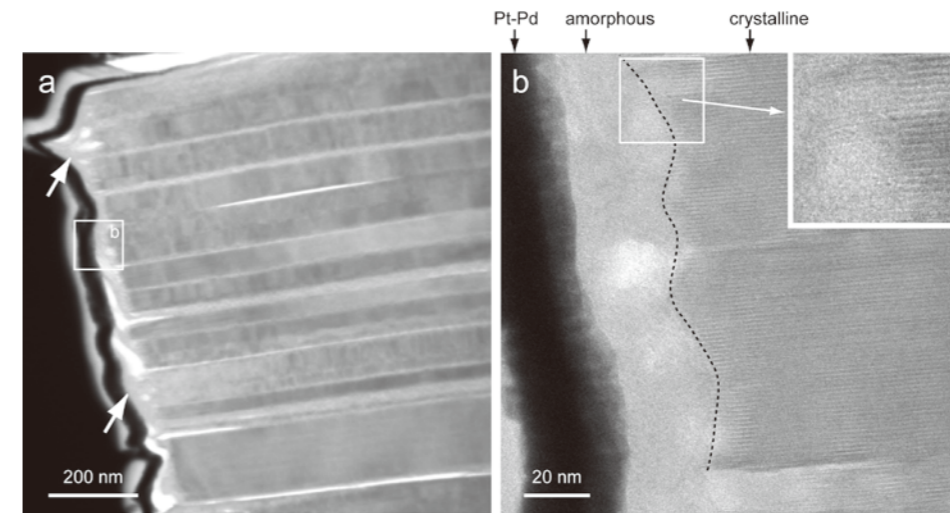


図3. 変質の進んだ緑泥石界面のTEM像 (a) とその拡大図 (b). 緑泥石の変質が非晶質な溶脱層の形成によって進行することが分かりました [2].

粘土鉱物に記録された過去の地震の痕跡

過去に地震を起こしたと考えられる断層の多くは、粘土鉱物で充填されています。付加体に残されている海溝型断層も例外ではありません。私たちは現在、このような断層の中に形成された粘土鉱物の分析を通して、断層運動の実態を探る研究を進めています。図4は、およそ6000 万年前の地層から発見された沈み込み型の断層です。断層にはスメクタイトと緑泥石という2種類の粘土鉱物の混合物が形成されていました。TEMを用いてこの混合比を分析すると、周囲の岩石中のものに比べて断層の中ではより緑泥石が増加していることが分かりました (図5)。スメクタイトが緑泥石へと変化する反応は、続成作用における代表的な反応ですが、断層の中でこのような反応が局所的に進むのはなぜでしょうか? 類似の反応が過去の付加体の様々な断層から見つかってきました。このような謎を解き明かしていくのが私たちの目標です。



図4. 過去の付加体から見つかった地震断層 (pictured by Dr. K. Ujiie). 両矢印で示したところが断層の中央部。

参考文献

- [1] Kameda, J., Miyawaki, R., Kitagawa, R., and Kogure, T., XRD and HRTEM analysis of the stacking structure in sudoite, di-trioctahedral chlorite, *American Mineralogist*, 92, 1586-1592, 2007.
- [2] Kameda, J., Murakami, T., and Sugimori, H., Modification to the crystal structure of chlorite during early stage of its dissolution, *Physics and Chemistry of Minerals*, 36, 537-544, 2009.

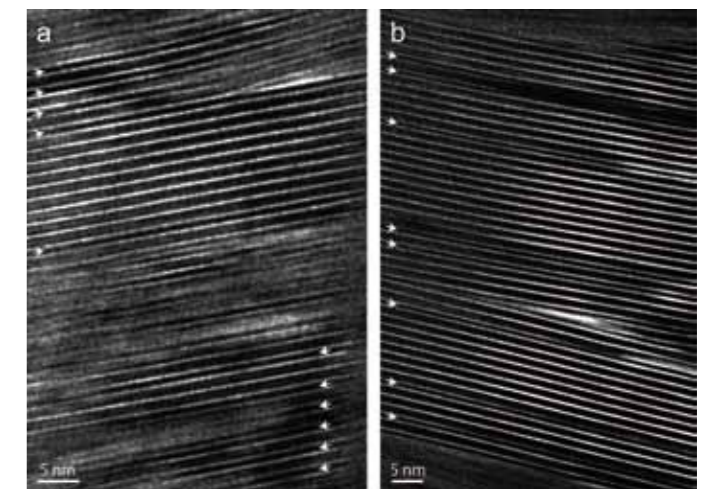
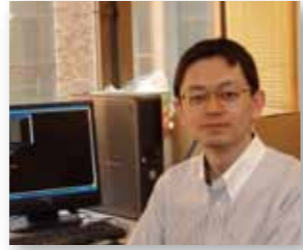


図5. 図4の断層とその周囲の岩石中に形成されていた粘土鉱物のTEM格子像。矢印は1.0nmのスメクタイト層。断層周囲のサンプルに比べ (a), 断層内のサンプル (b) ではスメクタイトが減少し、緑泥石化反応が進行しています。

鈴木 岳人 - TAKEHITO SUZUKI -

特任助教：地震学

E-mail : tsuzuki@eps.s.u-tokyo.ac.jp



地震破壊過程を記述する統一的モデルの構築

我々は地震破壊過程の多様な側面を統一的に説明することを目的に、熱・流体圧及び非弾性な空隙生成の間の相互作用を解析的・数値的に取り扱ってきました。一口に「地震破壊」と言ってもその振る舞いは多種多様です。一例を挙げれば、地震波を放出する通常の地震もあれば非常にゆっくりとした地震もあります。このように地震現象は多くの様相を見せますが、これまではそのそれぞれについてモデルを作り説明することが多くありました。しかしこれらはいずれも「地震」という一つの現象として捉えることが可能なはずで、我々はこれらの現象を、上に挙げた三つの効果の相互作用を取り入れ、それらの相対的な強さに関する2つの無次元パラメータを導入することで、一つの枠組みの中で説明しようと試みてきました。

なぜ三つの効果を考えるのか

地震とは断層滑りですから、それを熱源とする摩擦熱の発生が考えられます。また地下に流体(水)が存在し、地震の振る舞いに影響を与えていることが過去の研究から示唆されています。更に滑りに伴い物がガラガラと(弾性的にではなく、という意味です)壊れると言う効果も実験的に確かめられています。このようにこれら三つの効果が重要であると考えられるわけですが、それに加えてこれらの効果の間の相互作用も考えられます(図1)。まず温度が上昇すると流体も膨張しようとしませんが、固相に押さえつけられているので、代わりに圧力が上昇することになります。すると押さえつけられていた圧力に反発しますから、よりすすむと滑りが進行するようになります。一方、物が壊れると空隙が増え、そこに流体が広がっていくことで圧力は減少します。この時滑り面がより強く押さえつけられるので、滑り辛くなります。こういった過程は熱源に影響を及ぼすと同時に、流体圧の空間変化も生じるので、それを打ち消すような流れも引き起こします。このようにして三つの効果は滑り過程にフィードバックを引き起こすのです。

無次元パラメータの導入

我々の重要な成果として、 S_u と S_u' という新しい2つの無次元パラメータを見出し、これによって上の3つの効果の相互作用を取り扱いやすくして、地震破壊の多様な側面を統一的に説明できるようになったことが挙げられます[1-3]。発熱の効果を基準とした、物が壊れる効果の強さが S_u であり、同じく発熱の効果を基準とした流体の流れの効果の強さが S_u' です。特に次元問題における S_u の重要な特徴として、ある臨界値 $S_u^c (<1)$ があり、 $S_u < S_u^c$ では滑

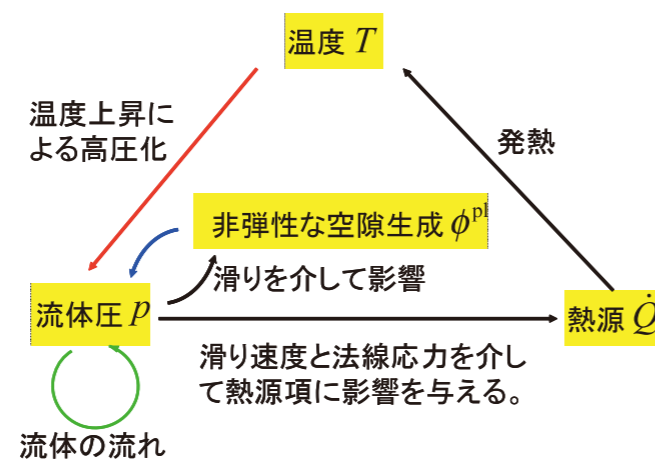


図1. 相互作用の概念図。

り弱体化が、 $S_u > S_u^c$ では滑り強化が現れるということが解析的に見出されました。滑り弱体化とはより滑り易くなり、加速されていく状態であると考えてください。一方滑り強化ではより滑り辛くなり、減速されるイメージです。

2次元問題への応用—通常の地震とゆっくりした地震—

より具体的な滑り過程を考えるために、続いて断層の成長も扱った問題を考えます。まずは流体拡散の効果が無視される $S_u' \sim 0$ の場合かつ $1 < S_u < 2$ の場合(滑り強化則が得られる S_u の中では小さい値)を扱いました。滑り強化とは、上で述べた通り滑り辛くさせる効果のことです。その結果、破壊開始点付近で滑り速度が抑えられ、破壊先端域にのみ高速滑りが集中するという、パルス的な滑りが現れました(図2)[1]。こういった特徴はいわゆる「通常の地震」で見られるものです。

上の場合では高速地震破壊を扱いましたが、近年知られるようになってきた、スロースリップや低周波地震などのゆっくりとした地震も我々のモデルで説明できます。先程よりも大きい S_u と S_u' の値を仮定すると、自発的な破壊伝播の下、流体の流入と滑り強化がバランスすることにより、弾性波速度よりもはるかに小さい破壊伝播速度を再現しました(図3)[2]。また滑り速度等、他の物理量も地震学的観測結果と調和的なものでした。

以上の結果から、地震の動的振る舞いにはパラメータ S_u と S_u' が深く関与していると結論付けられます。今後もまだ説明できていない諸現象をモデルに取り込んでいくことを目指しています。

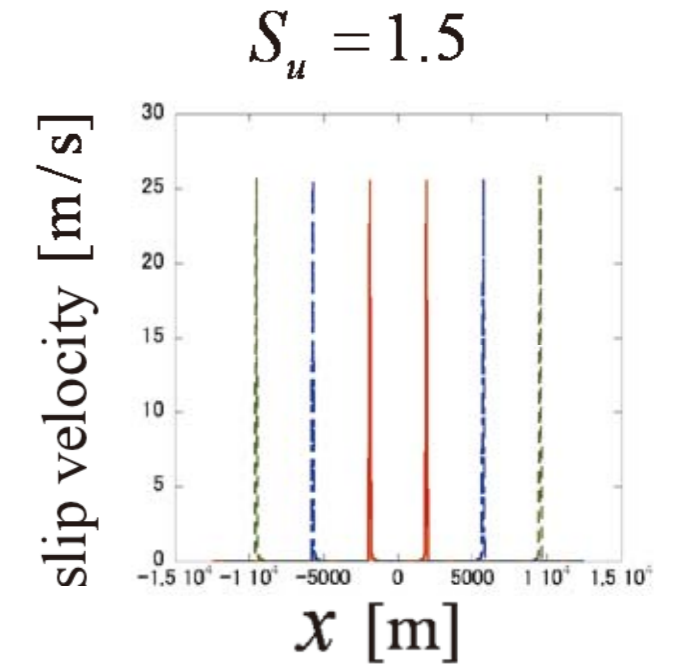


図2. パルス的な滑り。パルスが大きさ、形をあまり変えずに伝搬している。色は時刻の違いを表す。

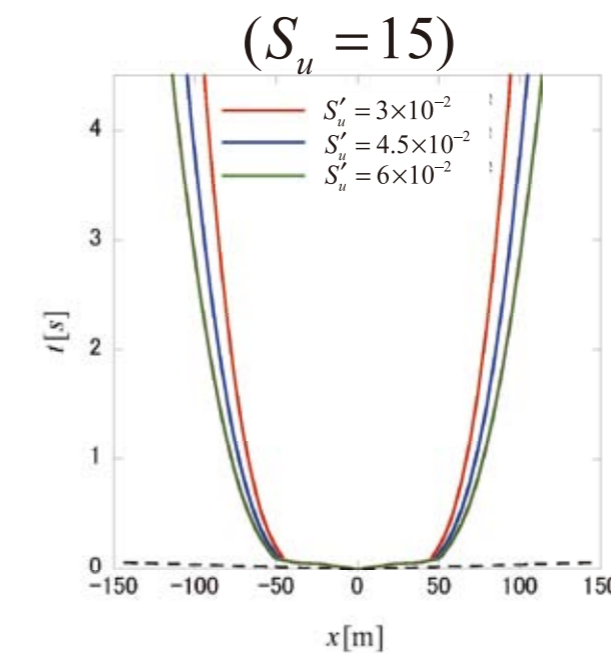


図3. ゆっくりした地震の破壊伝播。点線は剪断波のフロントを表す。

参考文献

- [1] Suzuki, T. and T. Yamashita (2008), Nonlinear effects of temperature, fluid pressure, and inelastic porosity on dynamic fault slip and fault tip propagation: Emergence of slip strengthening and pulse-like fault slip, J. Geophys. Res., 113, B07304, doi:10.1029/2008JB005581.
- [2] Suzuki, T. and T. Yamashita (2009), Dynamic modeling of slow earthquakes based on thermoporoelastic effects and inelastic generation of pores, J. Geophys. Res., 114, B00A04, doi:10.1029/2008JB006042.
- [3] Suzuki, T. and T. Yamashita (2010), Nondimensional control parameters governing the behavior of one-dimensional fault slip: Effects of shear heating, inelastic pore creation, and fluid flow, J. Geophys. Res., 115, B02303, doi:10.1029/2009JB006557.