

物理屋のための地震学入門

波多野恭弘 (東京大学地震研究所 hatano@eri.u-tokyo.ac.jp)

日本に住む者ならば地震はきわめて身近な自然現象であり、なおかつ社会に甚大な影響を与える点で、漠然と興味をもっている物理屋も多いのではないかと想像する。とくに、2011年3月の東北太平洋沖地震(図1)は様々な社会問題を明るみに出した。本稿では、そのような地震学の現状を物理屋のみなさんに簡単に紹介したい。

1. 地震学事始め

日本人にとって地震は「身近な現象」だが、明治初期に欧州や英国からやってきたお雇い外国人教授にとっては大変驚く現象であったようである。実際、近代科学としての地震学は、お雇い外国人教授たちが地震の揺れを記録するために日本で地震計を発明・開発したことから始まった。外国人教授たちにより地震計が開発されたのが1880年代のことであるが、日本人教授である大森房吉が余震の発生頻度に関して現在でも重要な法則(大森則、後述)を発表したのは1894年で、地震学の産声を聞いてからわずか10年程度のことである。^{*1} このような明治初期における地震学の誕生は、東洋と西洋の出会いとして新しい学問が生まれた例として科学史的にも興味深い。²⁾

我々の感じる自然現象としての地震は言うまでもなく地表の揺れである。地震のニュースで報じられるのは各地の震度と震源地、マグニチュード程度であるが、これらの量

が揺れからどうやって求まるのかを知るのには教訓的なので、以下少し解説する。震度はもともと人間が主観的に決めていたものであまり科学的な量ではないが、現在では揺れの加速度とその継続時間を用いて客観的基準を設定している。ただし、揺れの加速度は震源からの距離に依存するので、震度は一回の地震の大きさそのものを特徴付ける量にはなり得ない。その目的のためには、減衰補正を入れて震源からの距離に依らない量に直す必要がある。基本的には、固有周期 T の地震計^{*2}で計測された最大変位振幅を A 、震源からの距離を R 、震源の深さを h として、マグニチュード M は $\log A + f(R, T, h)$ と書かれる。ここで $f(R, T, h)$ が補正関数であるが、この設定は大変難しい。まず地震波にもバルクを伝わってくる実体波(body wave)と表面を伝わってくる表面波(surface wave)などがあり、減衰の仕方はそれぞれで異なる。使用する波の種類や周期を指定し、それに応じて減衰関数 $f(R, T, h)$ を指定して初めてマグニチュードが定義されるので、マグニチュードには様々な定義があり得る。このような状況を改善するために、現在では「波」の大きさではなく「震源」の大きさを定量化したマグニチュードが一般的に用いられている。だが、「震源の大きさ」とは何だろうか? そのためには揺れをもたらす地下の実体を知る必要がある。

地下での急激な運動は周囲に弾性波を放射するが、その過程は線形弾性論から詳細に計算することができる。⁴⁾ これは原因から結果を導く順問題であるが、そもそもの原因が分からない場合は、逆に、観測された地震波のデータと整合するような震源の運動を推定しなくてはならない。これは逆問題の一種である。原理的には震源で起こっている運動をなんらかの形で仮定し、そこから導かれる地震波形の計算結果と観測結果との誤差を最小にするような震源運動を探索することになる。^{*3} 逆問題を解くために必要な情報は地表での揺れの空間的分布であり、そのためには高精度の地震計が各地に多数必要となる。実際、「地震の揺れの原因は断層面の食い違い運動である」という命題の証拠として足るデータが得られるようになったのはきわめて遅く、1960年代に入ってからであった。^{*4}

このような一種の「つじつま合わせ」によって、断層運

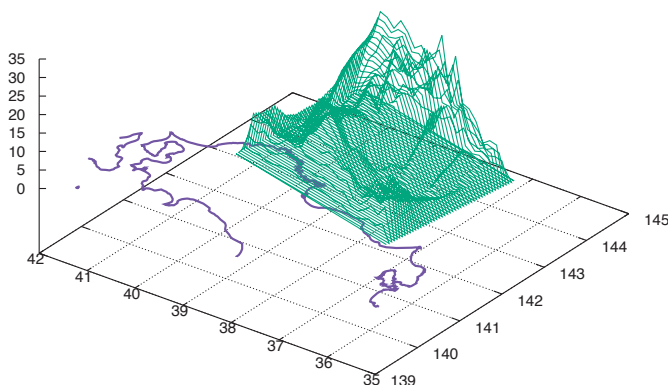


図1 2011年東北太平洋沖地震によるプレート境界の食い違い量の分布を地図の上に等高線で表示した。単位はメートル。沖合側がとくに大きくすべり、海溝まで達した。データの提供は井出哲氏(東京大学)のご厚意による。¹⁾

^{*1} 1906年のサンフランシスコ地震の後に現地を視察した大森房吉は既に現地新聞に「地震学の世界的大家」として紹介されたそうである。²⁾ なお、長岡半太郎の原子モデル提唱は1903年。

^{*2} 古典的な地震計は振り子の原理に基づくので固有周期をもっている。
^{*3} 震源は通常地下5 kmから30 km、プレート沈み込み帯深部での地震に至っては深さ600 km程度にあり、我々が見ることは決してできない。したがって、震源運動の詳細は全てこのような逆問題を解くことによって求められている。
^{*4} プレートテクトニクスの確立とはほぼ同時代である。

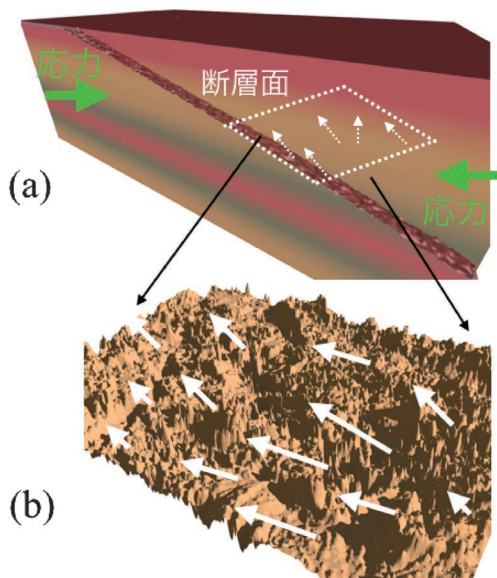


図2 (a) 断層のイメージ図。地震で食い違い運動して地震波を放射した領域を震源域と呼ぶ。(b) 震源域の内部ですべり量は一律ではなく、かなりの分布がある。その分布を本文中では $\Delta D(x, y)$ と書く。

動のダイナミクスが地震計のデータから推定される(図2)。具体的には、時刻 t における断層面 (x, y) 上での相対変位量 $D(x, y, t)$ が求まるのだが、地震の前と後で比べた最終変位量 $\Delta D(x, y)$ を用いて、まず以下の量を定義しよう。

$$M_0 := G \int_{\theta} \Delta D(x, y) dx dy \quad (1)$$

ここで G は岩石の剛性率であり、積分 $\int_{\theta} dx dy$ は断層面上についてとる。この量 M_0 は地震モーメント(seismic moment)と呼ばれ、地震で解放されるエネルギーに概ね比例すると考えられている。この地震モーメントを使って、モーメントマグニチュードと呼ばれる量 M_w を以下のように定義する。

$$M_w := \frac{2}{3} \log M_0 - \text{const.} \quad (2)$$

ここで定数は地震波の振幅を用いた様々なマグニチュードとなるべく整合するように決められている。当然ながらモーメントマグニチュードの導入は、震源運動が断層の食い違い運動であることが分かった時期よりさらに遅く1979年のことで、ここに至って初めて地震の大きさが震源の実体として定量化されたと言うべきだろう。実は、地震学というのはかなり若い学問分野なのである。

2. 断層運動の再現性と普遍性

このように逆問題としての原理が確立してしまえば、地震が起こった際にその断層運動を推定し、「いまの地震はこういう地震でした」と言うことができる。しかし、地震は日頃からあちこちで起き、断層運動は一回の地震ごとに多種多様である。その度に断層運動の詳細をああだったこうだったと論じるだけではやはり物足りなさが残る。

では、このような観測データから科学者は何をすべきな

のだろうか？ 一つの答えは「再現性・普遍性に注目する」ことであろう。そのような研究で分かってきた一つの重要な事実、地震の進行過程が自己相似的ということである。簡単のため、 (x, z) 平面上にある1次元の断層($z=0$)を考え、 $z=0$ を挟んだ相対変位が $\pm x$ 方向に伝播していくとする。このとき時刻 t における断層面上の食い違い変位 $D(x, t)$ は、 a を任意の正定数として次のようにスケールされることが観測結果から分かっている⁵⁾：

$$D(x, t) = aD(x/a, t/a). \quad (3)$$

ここで、 $=$ は「観測の精度の範囲内で、平均的に成り立つ」という意味である。式(3)は、「時間が a 倍になったら、食い違い面はだいたい a 倍に広がり、食い違い量も a 倍される」こと、同時に、「食い違い面の広がる速度(伝播速度と呼ぶ)が一定である」ことも意味している。この伝播速度を c と書くと、上の自己相似関係式は実は以下の動的スケール式と同等であることがすぐに示せる：

$$D(x, t) = ct f(x/ct). \quad (4)$$

ここで、 $f(\cdot)$ は無次元の関数である。

式(4)の意味するところは「断層運動の伝播過程には固有の長さ定数も時定数もない」ということである。(次元をもつ固有の定数は速度定数 c のみ)。一様な弾性体は固有の長さ定数や時定数を含まないが、その直接の反映と言える。しかし、そもそも岩石や断層や地殻は一様からは程遠いと思われているのに、その特徴的波数が破壊伝播過程に効かないのは不思議である。また、伝播速度 c は音速であることが予想されるが、実際は音速よりもだいぶ小さいことが知られている：地震によって大きなばらつきはあるが、たいてい横波速度の50%から70%程度である。^{*5} このことは、地震の進展にブレーキをかけるようなエネルギー散逸があることを示している。断層面に働く摩擦力は重要な要因であるが、少なくとも理論計算においては、摩擦特性が空間的に均一ならば伝播速度は音速になることが知られている。⁶⁾ そこで一つの試みとして、摩擦特性にフラクタル的な空間不均一性を導入してみると、式(4)を満たしつつも音速より遅い伝播速度が再現できることが知られており、空間不均一性が本質的であることが示唆されている。⁷⁾ ここでは不均一性がフラクタル的であることが重要で、「特徴的長さスケールがない」という式(3)、(4)に矛盾しない。

とはいえ、断層の食い違い運動の詳細は完全に再現性がないわけでもないから話はややこしい。たとえば、プレート境界では同じ場所がしばしば比較的短い周期で小さい地震を繰り返すことが知られているが、その地震波は毎回ほとんど同じ波形で、断層運動の時空間発展もほとんど同じである。⁸⁾ たとえば釜石沖深さ50 km程度の同じ場所にお

*5 稀に、伝播速度が横波速度を超える地震もある。

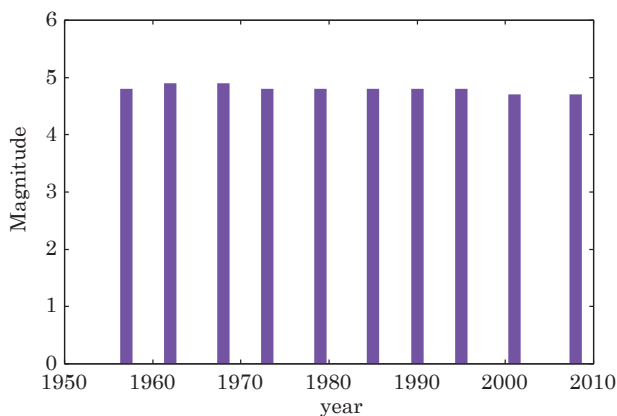


図3 釜石沖深さ約50 kmの同じ場所で繰り返す地震の発生時間とマグニチュード。

いて5~6年周期で繰り返す地震はその顕著な例である(図3)。日本以外ではパークフィールド断層(米カリフォルニア州)が有名で、毎回多少の揺らぎはあるものの約22年間隔で比較的大きめ(マグニチュード6程度)の地震を起こしており、断層運動もその都度よく似たパターンを示していた。つまり、同じ断層に注目すれば、地震時の断層運動にはそこそこの再現性がある。これを敷衍すると、「同じ断層が地震を起こすのはだいたい周期的で、その周期のばらつきはある確率分布に従う」、そして「次の地震でも前回とだいたい同じような断層運動が起こる」というやや楽観的な仮説をたてたくなるのは人情であろう。この楽観的な仮説は現在の地震リスク評価における根本仮定になっている。⁹⁾ ただし、同じ場所における地震の周期性・再現性はあくまで経験的なもので、それもたいてい数回~十数回程度で確認されているに過ぎない。後述するように、実は大きな地震ほど低頻度なので、その周期性は古文書の調査から確認するより他はなく、ほとんどの場合十回に満たない程度の繰り返しから周期を推定することになる。⁶⁾ このようにして推定された周期の平均値と標準偏差はたいてい同程度であることは教訓的であろう。また、パークフィールド断層では約22年間隔のところ、2004年の地震は前回から38年の間隔があき、地震の伝播様式もその前までとはだいぶ異なっていた。このような見かけの周期性とその破れは、(近くで起こった地震などによる)弾性ひずみの増加レートの揺らぎが原因と思われるが、弾性ひずみ自体は可観測量ではないので検証が難しい。⁷⁾

このように、同一断層における地震の繰り返しと周期性(「地震サイクル」と呼ばれる)に関しては、その社会的重要性にも関わらず、経験則の域を越えた知見は未だ得られ

ていない。断層形状とその摩擦特性を仮定した力学シミュレーション研究は盛んになされているが、特定地域における過去の地震サイクルの再現を目指している段階であり、地震サイクルの普遍的特性を探る段階には未だ達していない。

3. 地震発生率の統計法則

他方、地震現象においてもっとも普遍的な法則は、断層運動のダイナミクスとは一切関係がない形で述べられている。地震計による観測網が発達していない時代(現在でも地域によってはそうであるが)、一回の地震について確かに分かることは「発生時刻、規模、場所」だけであった。歴史的には、これら3つの性質だけを相手にして地震発生に関する様々な性質を明らかにしようとしてきた研究がある。⁸⁾ その中でも以下で説明する二つの法則は地域や時期などによらず普遍的に成り立っており、地震の統計性について中心的な役割を果たす法則である。

一つ目は、地震のマグニチュード M_w とその発生頻度 $N(M_w)$ の関係を表す法則で、ゲーテンベルク・リヒター(Gutenberg-Richter)則と呼ばれる：

$$N(M_w) \propto 10^{-bM_w}. \quad (5)$$

ここで、 $N(M_w)$ はある地域・ある時間幅においてマグニチュード M_w よりも大きい地震の発生数である(図4)。正の無次元数 b はおおよそ1程度の値をとるが、注目している時間幅や地域によって(0.7から1.5程度まで)揺らぐことが経験的に知られている。³⁾ マグニチュード M_w はモーメント M_0 の対数だったことを思い出すと、式(5)はモーメントがべき的に分布しており、その指数が $-2b/3$ ということの意味している。

法則(5)は先に述べた断層運動の自己相似性と密接な関係がある。動的スケーリング(4)に従いながら発展する断層運動はいずれどこかで停止する(そうでないと地球全体が壊れることになる)。式(4)に運動完了時の時刻 t_f を代入し、⁹⁾ ct_f は最終的な震源断層のサイズにほぼ等しいのでこれを L とおくと、式(4)は以下ようになる。

$$D(x, t_f) \approx Lf(x/L). \quad (6)$$

この式は、断層面上での食い違い量が震源断層のサイズに比例することを意味する。式(6)を使うと地震モーメントマグニチュード(1)は以下のように書ける。

$$M_0 = GL^2 \int du f(u) \propto L^2. \quad (7)$$

すなわち、地震モーメントは断層サイズの2乗に比例する(3次元なら断層サイズの3乗に比例)。ゲーテンベルク・

⁶⁾ たとえば、東海地震は歴史上、684年、887年、1096年、1498年、1605年、1707年、1854年の7回が観測されているので、周期のサンプルとしては6つしかない。平均周期は195年、周期の標準偏差は111年である。

⁷⁾ GPSなどの測地的手法で分かるのは地表での変位だけで、地下でのひずみは何かの地質構造モデルに基づいて推定するしかない。今後何百年間と測地的観測データが溜まっていってもこの事情は同じである。

⁸⁾ このような点過程としての地震研究は現在でも盛んになされており、たとえばネットワーク理論的な解析と組み合わせた研究などは新しい方向性として興味深い。¹⁰⁾

⁹⁾ 実は、動的スケーリング式(4)は地震の停止過程では成立しないのでこれは正しくないが、オーダー評価程度には使えるだろう。

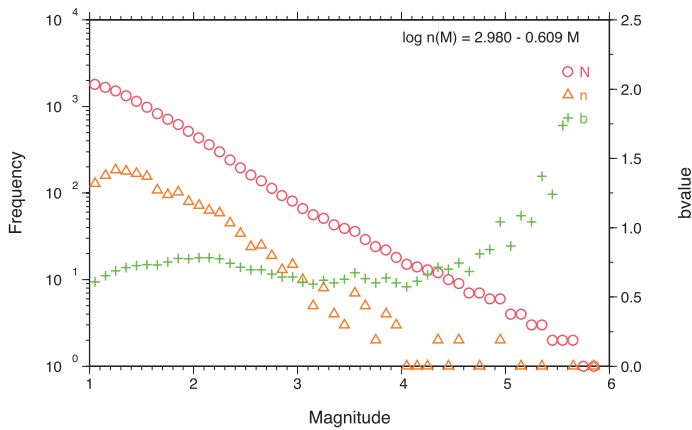


図4 ゲーテンベルク・リヒター則. 丸印が累積頻度 $N(M_w)$ で, 三角印は確率密度. 局所的な傾きの値 (b) が+印でプロットされている. データは岩手県鬼首地域で1996年8月11日から9月30日まで発生した地震.

リヒター則は、「地震モーメントがベキ的に分布している」ことを意味するが、断層運動の自己相似性により、「震源断層サイズがベキ的に分布している」ことも同時に意味している. すると、「震源断層サイズはどうやって決まるのか?」こそが問われるべきであるが、これに関しては未だ答えはない. 実は、2011年の東北太平洋沖地震以前には、「地質学的構造から予め静的に決まっている」という見方が主流であった.¹¹⁾ しかし、比較的小さな (M7クラスの) 震源しかないと思われた太平洋プレート沈み込み帯でM9地震が起こったことで、このような単純な見方は変更を迫られている. たとえば対極的な見方として、(静的な不均一構造を仮定せずとも) 完全に均一な系から動的な仕掛けによってフラクタル的震源形状が創発するという自己組織化臨界的なアプローチがある.¹²⁾ この考え方は地質学的構造が本質であるとする立場とは相容れないように見えるが、これら二つの見方がいかに止揚されるかは今後の興味深い課題である.

他方、ゲーテンベルク・リヒター則と同等に重要なもう一つの普遍的法則は、冒頭でも触れた大森則である. 比較的大きな地震のあとに、より小さな地震が数多く発生することは経験的にもよくご存知だろう. このような地震群を余震と呼び、きっかけとなった地震を本震と呼ぶ. 余震の発生頻度 n は時間とともに低下していくが、その減衰は以下のような式に従うことが経験的に知られている.

$$n(t) \propto (1+t/c)^{-p}. \quad (8)$$

ここで t は本震からの経過時間、 c は時間の次元をもつ定数、 p は1程度の無次元数であり地震によって0.8から1.5程度くらいまでの幅をもつ.¹⁰⁾ 実際の地震データの例が図5に示されている.

ここで、「そもそも本震とは何か」「どの地震を余震とみ

¹⁰⁾ 大森房吉が1894年に提唱したのは $p=1$ の特別な場合である. 定数 p を含む形でより一般的に提示したのは宇津徳治であり、一般的には大森・宇津公式あるいは改良大森則などと呼ばれる.

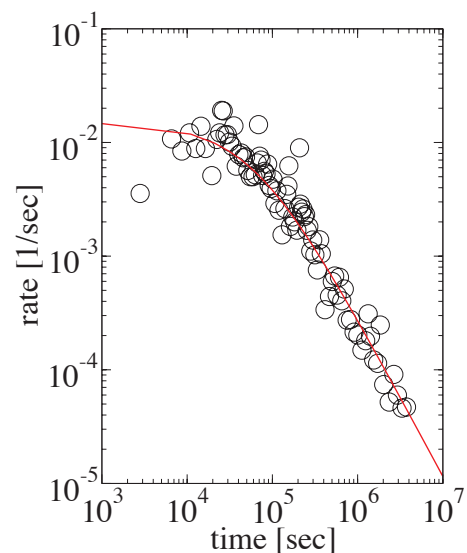


図5 余震に関する大森則. データは図4と同じく岩手県鬼首地域のもの. 1996年8月11日にやや大きめ (M5~6程度) の地震が立て続けに3つ発生した. ここではその後9月30日までの地震発生率をとっている. 実線は大森則 (8) で、 $p=1.4$ 、 $c=6 \times 10^4$ (s) としたものの.

なすか」という問題は重要だが、たいていは経験的にほぼ明らかなので問題になることは少ない. (つまり、厳密な定義はない). ただし、大きめの余震がまたその余震を引き起こしていると思われる場合はしばしばあり、少なくともこのような場合には「本震」と「余震」の区別は曖昧である. この考えを極限まで敷衍すると、「全ての地震は余震を引き起こす」ということになるが、実際にその考えに基づいてゲーテンベルク・リヒター則 (5) と大森則 (8) を結合させ、そこから与えられる地震発生率をもつ非定常ポアソン過程で地震が発生するという確率モデルがある.¹³⁾ このモデルは実際に観測される地震発生率をきわめてよく説明する.*¹¹⁾ 観測データとの整合は必ずしもその前提が正しいことを保証するわけではないが、実地の地震発生予測という観点からはきわめて有用なツールと目されており、モデルの様々なバリエーションを集めて地震発生の予測コンテストが行われたりもしている.¹⁴⁾

大変面白いことに、地震の統計法則 (5), (8) は実験レベルでの破壊現象においても成立している.¹⁵⁾ たとえば、岩石などの不均一媒質に強い力をかけていくと最終的には試料全体が一気に破壊されるが、それに先行して無数の局所的かつ微小な破壊が検出される. それら微小破壊のマグニチュードに関してゲーテンベルク・リヒター則 (5) が成立し,¹⁵⁾ さらに余震も存在することが知られている.¹⁶⁾ また、アモルファス粒子系に単純剪断を加えた系でも式 (5) は幅広く成立し、「余震」的な挙動も存在して大森則 (8) が成り立つ.¹⁷⁾ このようなスケールの全く異なる系における統計的性質の普遍性は、地震発生率を支配する物理もまたスケールフリーであることを示唆している.

*¹¹⁾ ただし、群発地震を説明できないなどの例外はある.

地震発生率を支配する物理過程についてはこれまで数多くのモデルが提唱されてきたものの、現時点で決定打はない。一般的に言って、実験や観測データはモデルや理論に対して制約条件として働き、よいモデルと悪いモデルを選別する。したがって制約条件が多ければ多いほどモデルは鍛えられ、真理へと近づいていくことが(素朴には)期待されるが、地震の場合は観測からの制約条件がまだまだ弱いのである。たとえば、グーテンベルク・リヒター則におけるパラメータ b や大森則における指数 p は時間・空間に関してある程度の揺らぎを示すが、その揺らぎの決まり方(他の物理量に対する系統的な依存性など)は分かっていないし、揺らぎの統計的性質なども分かっていない。そのような状況ではモデルの優劣を判断し理論を発達させることは困難であろう。

ただし、近年になって重要な制約条件になりそうな観測結果は現れてきている。とくに、グーテンベルク・リヒター則における b の値と大森則における時定数 c が、断層における剪断応力と負の相関をもつという仮説は重要である(剪断応力が高いほど b や c の値が小さくなる)^{18,19)}。たとえば、 b や c の値を観測からモニターしていれば、断層に働く応力の変動が推定できるかもしれない。^{*12} もちろん断層に働く剪断応力は可観測量ではなく、先行研究^{18,19)}では応力と間接的に相関する量との関係を確認するために過ぎない。しかし、室内実験¹⁵⁾やシミュレーション²¹⁾においては応力依存性の直接的証拠があり、背後にあるメカニズムに関する理論が待たれる段階である。

^{*12} 一般に言って、断層の応力が高まって行って地震が起こるので、地震前には b や c の値が低下することになる。実際に2011年の東北太平洋沖地震や2004年のスマトラ地震などM9クラス地震の前に b の値が継続的に減少していたという報告は特筆される。²⁰⁾

4. 結論

現在の地震学のごく一部を駆け足で紹介したが、観測データの質と量の充実に伴い、物理的に説明されていないたくさんの現象が溢れているフロンティアであることが伝われば幸いである。他方、地震予知やスロー地震など興味深い数々の話題に触れる紙幅がなかったことをお断りしておきたい。これらに関してはまたいずれ別の機会に紹介記事が書ければと思っている。

参考文献

- 1) S. Ide: *Science* **332** (2011) 1426.
- 2) 金 凡性:『明治・大正の日本の地震学—「ローカル・サイエンス」を超えて』(東京大学出版会, 2007).
- 3) 宇津徳治:『地震学』(共立出版, 2001年).
- 4) K. Aki, P. G. Richards: *Quantitative Seismology 2nd ed.* (Univ. Science Books, 2009).
- 5) T. Uchide, S. Ide and G. C. Beroza: *Geophys. Res. Lett.* **36** (2009) L04307.
- 6) D. J. Andrews: *J. Geophys. Res.* **81** (1976) 5679.
- 7) S. Ide and H. Aochi: *J. Geophys. Res.* **110** (2005) B11303.
- 8) T. Igarashi, T. Matsuzawa and A. Hasegawa: *J. Geophys. Res.* **108** (2003) 2156.
- 9) 地震調査研究推進本部:震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシビ」)(2009).
- 10) S. Abe and N. Suzuki: *Europhys. Lett.* **97** (2012) 49002.
- 11) 日本地震学会地震予知検討委員会編:『地震予知の科学』(東京大学出版会, 2007).
- 12) H. Kawamura, T. Hatano, N. Kato, B. Soumya and B. Chakraborty: *Rev. Mod. Phys.* **84** (2012) 839.
- 13) Y. Ogata: *Pure Appl. Geophys.* **155** (1999) 471.
- 14) 楠城一嘉, 鶴岡 弘, 平田 直, 笠原敬司: *物性研究* **93** (2009) 125.
- 15) 茂木清夫:『地震—その本性をさぐる』(東京大学出版会, 1981).
- 16) T. Hirata: *J. Geophys. Res.* **92** (1987) 6215.
- 17) A. Peña, S. McNamara, P. G. Lind and H. J. Herrmann: *Granul. Matter* **11** (2009) 243.
- 18) D. Schorlemmer, S. Wiemer and M. Wyss: *Nature* **437** (2005) 539.
- 19) C. Narteau, S. Byrdina, P. Shebalin and D. Schorlemmer: *Nature* **462** (2009) 642.
- 20) K. Z. Nanjo, N. Hirata, K. Obara and K. Kasahara: *Geophys. Res. Lett.* **39** (2012) L20304.
- 21) T. Hatano, C. Narteau and P. Shebalin: *Scientific Reports* **5** (2015) 12280.

(2016年1月19日原稿受付)