

実験地震学の将来展望

—地震物性研究室の研究展望—

楠瀬 勤一郎¹⁾

1. はじめに

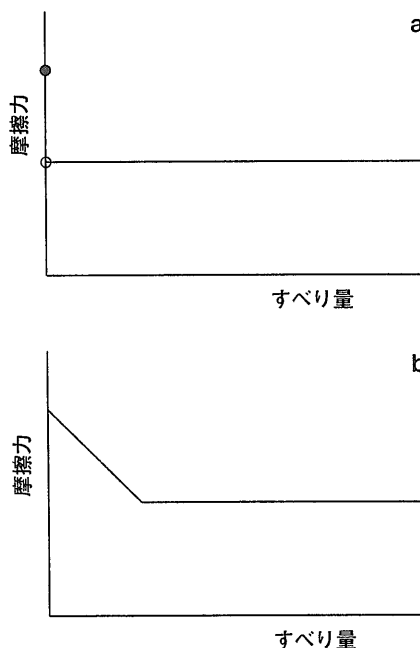
地震は、断層上の1点で始まった破壊(断層のすべり)が断層に沿って伝わっていく現象で、破壊域の広がりに伴って地震波が放出される。破壊の始まりでは、破壊の先端はごくゆっくりと断層面に沿って周囲に広がり、やがて破壊が伝わっていく速度が加速され、破壊面の先端が広がっていく速さは、最終的にはほぼS波が岩盤を伝播する速さになる。破壊の先端が通過するとはじめて、断層面相互の変位(すべり)がゆっくりと始まる。断層面相互の変位速度は、数10cm~1m/秒位の、破壊の先端が伝わっていく速度よりはずっと遅い速さである。断層面は固着していると考えられるので、断層に沿って破壊が伝わっていくとき、伝播している破壊の先端は、固着している断層面を壊しながら進むことになる。

地震物性研究室が取り組んできた、またこれからも取り組んでいく大きな研究課題は、地震発生前に起こる諸現象の発現機構や、いわゆる地震サイクルを、主として実験的な方法から明らかにしていくことであり、そのために、岩石の摩擦現象を明らかにしていくことである。そこで、この小論では、破壊の先端の伝播と断層面の相互変位に働く法則、いわゆる摩擦則について現状の知見と問題点を明らかにする。

ここで扱う断層のすべりには、応力が限界値を超えると急激にすべる不安定すべり(スティックスリップ)と、このような急激なすべりを伴うことなくずるずるとすべる安定すべり(ステープルスライディング)がある。地震波を放射しながら断層がすべる地震現象は不安定すべりの、また断層のクリープ運動は安定すべりの代表である。

1.1 すべり速度/状態依存摩擦法則とは

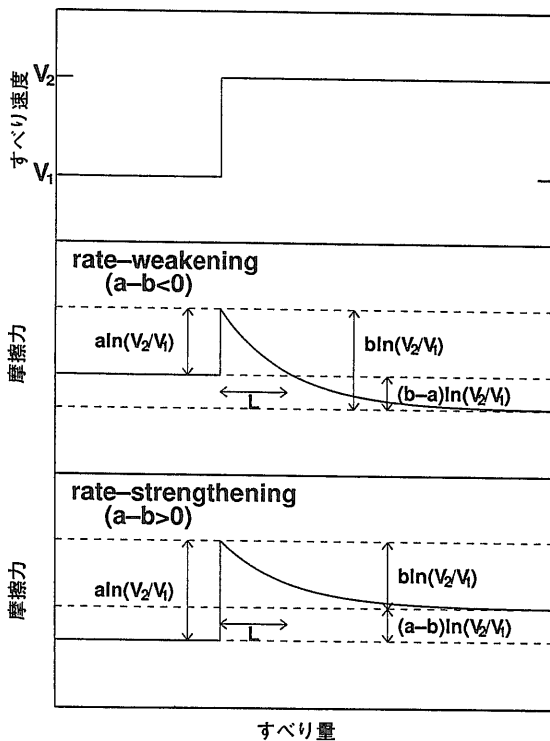
昔、高校の物理で習った摩擦法則というのは、第1図aで示すように、摩擦には静摩擦と動摩擦の二つの異なった強度を持つ機構があり、また、動摩擦力は、すべり量に依存しないという考え方である。この摩擦則に従えば、たとえばそりを引っ張ってすべらせる場合、すべらせる力をだんだん大きくしていったら、その力がそりと地面の間の静摩擦力より大きくなると、そりは突然すべり始め、すべりだ



第1図 摩擦力とすべり量。(a)高校の物理で習った法則(アモントン・クーロンの法則)による摩擦力とすべり量の関係(b)すべり速度/状態依存摩擦法則による関係。アモントン・クーロンの法則では、すべりが始まると摩擦力は静摩擦力から動摩擦力へ不連続に変化するのに対し、すべり速度/状態依存摩擦法則では、摩擦力はすべり量の増加とともになだらかに定常な値に変化していく。

1) 地質調査所 地震地質部 地震物性研究室

キーワード: 摩擦法則, 地震発生シミュレーション, 地震サイクル



第2図 すべり速度をステップ状に変化したときの摩擦力とすべり量の関係。動摩擦力は、速度がステップ状に変化したことに対応してステップ状に変化した後、新しいすべり速度に対応した定常値へゆっくりと変化する。a, b, Lは、すべり速度/状態依存摩擦法則の式中の定常値。

すと同時に摩擦力の大きさは動摩擦力の値に落ち、引き手は急にそりが軽くなったように感じる。一度そりがすべり出してしまうと、ゆっくりすべろうが速くすべろうが、引き手が引く力は変わらない。これは、私たちのふだんの生活感覚とはよく一致している。

このような摩擦力が働くすべり面では、すべりがはじまる瞬間、静摩擦力と動摩擦力の差の分だけの力ですべりが加速されるので、すべりはすべて不安定すべりになってしまう。しかし、岩石のすべり実験では、試験機の剛性が高くなるほど不安定すべり(スティックスリップ)が発生しにくくなり、安定すべり(ステープルスライディング)が発生することがわかっている。Byerlee (1970)は、このことを説明するために、摩擦力がすべりの開始とともに不連続的に動摩擦力に落ちるのではなく、すべり量とともに低下する(第1図b)とすればよいことを示

した。さらに、Okubo and Dieterich (1981)やKuwahara (1985)は、すべり面を持った大型の試料を用い、面上の1点での応力と変位をすべりの開始から詳細に測定して、このような摩擦力がすべり面に実際に働いていることを示した。

また、Dieterich (1978)とScholz and Engelder (1976)は、岩石のすべり面に働く動摩擦力がすべり速度に依存することを見いだした。たとえば、花崗岩などのような脆性的な岩石を常温・常圧下ですべらせる場合は、動摩擦力はすべり速度の増加とともに減少することが確かめられている。また、岩石のすべり面に働く摩擦力は、すべりの履歴にも依存することが分かってきた。このような室内実験で分かってきた事実をもとに作られたのがすべり速度/状態依存摩擦法則で、たとえば、Ruina (1983)によれば、次のように表すことができる。

$$\mu = \mu_0 + A \ln(V/V^*) + \theta$$

$$d\theta/dt = -(V/L) [\theta + B \ln(V/V^*)]$$

ここで、 μ は摩擦係数、 V はすべり速度、 θ は状態変数と呼ばれる量、 μ_0 、 V^* は定数である。状態変数 θ は面の状態を表す変数だが、面の状態というのは漠然とした言い方で、実はなにが関与しているのか未知の部分の大きなパラメーターである。

第2図は、すべり速度をステップ状に変化したときの動摩擦力の変化を示している。すべり速度がステップ状に変化すると、動摩擦力は、ステップ状の変化をした後、すべり量の増加とともに指数関数的に変化しながら新しいすべり速度に対応した定常値に近づいていく。図中で示してあるように、定数a, bは、摩擦力のすべり速度依存性を表すパラメーターで、aはすべり速度が急変したときの、bは定常的なすべり速度の効果を表す。また、定数Lはすべりの履歴に関係した量で、すべりがステップ状に変化した影響が及ぶすべり量を表し、特徴的すべり量とよばれる。

この摩擦法則は、今までの摩擦法則では記述できなかった、破壊開始の状況を正確に表すことができるなど、大変有用な式ではあるが、適用される限界があることも分かってきている。たとえば、最近のすべり実験からは、すべり速度が $10^{-4}m/sec$ 程度よりも大きくなると速度依存性はほとんどなく

なるか、すべり速度依存性の符号が逆転するなど、このすべり速度/状態依存摩擦法則のままでは記述できない実験事実が明らかになってきている。

2. すべり速度/状態依存摩擦法則を用いた地震発生シミュレーション

すべり速度/状態依存摩擦法則は、今までの摩擦法則では不可能であったすべりの開始を記述することが可能なため、地震のはじまりを明らかにする有力な道具となった。特に、地震予知に関連して、地震発生直前に起こる断層周辺の応力や変位を明らかにする研究が始まり成果を上げている。ここでは、すべり速度/状態依存摩擦法則を用いた、地震発生のシミュレーションについて概観する。

地震発生をモデル化するに当たっては、急激な破壊の伝播に先だって断層面上でどのようなことが起こるのかを予想しなければならない。岩石のすべり実験では、地震波を放出する不安定すべりの発生に先行して、地震波を放射しないゆっくりしたすべりである準安定すべりが発生することが知られている(たとえば Dieterich, 1978, Ohnaka et al., 1986)。このような準安定すべりが地震に先立って生じているかどうかは、準安定すべりが波動を伴わないので、地震波の解析から震源で起こっている出来事を推定する、いわゆる地震学的手法からは存在を確認できない。しかし、準安定すべりの発生は、岩石のすべり面の性質から必然的に発生するものと考えられている(Dieterich, 1992)。断層やプレート境界に働く摩擦の性質は、実験室の人工断層面に働く摩擦と本質的に同じと考えられるから、地震の発生に先行して準安定すべりが発生すると考えるのが自然である。

数値シミュレーションでは、半無限弾性体中に断層もしくはプレート境界を置いて、そこで、各瞬間瞬間にすべりにより生じるせん断力と摩擦力とが釣り合うような解を数値的に求めることで、地震発生前に発生する準安定すべりのすべり過程を明らかにする(たとえば, Kato and Hirasawa, 1997)。この、応力と摩擦力の関係として、すべり速度/状態依存摩擦法則が使われる。地震発生時は、準静的な釣り合いから求められたせん断応力の式から、地震波の放出によってせん断応力が減衰する分を

考慮することで近似的に求める。

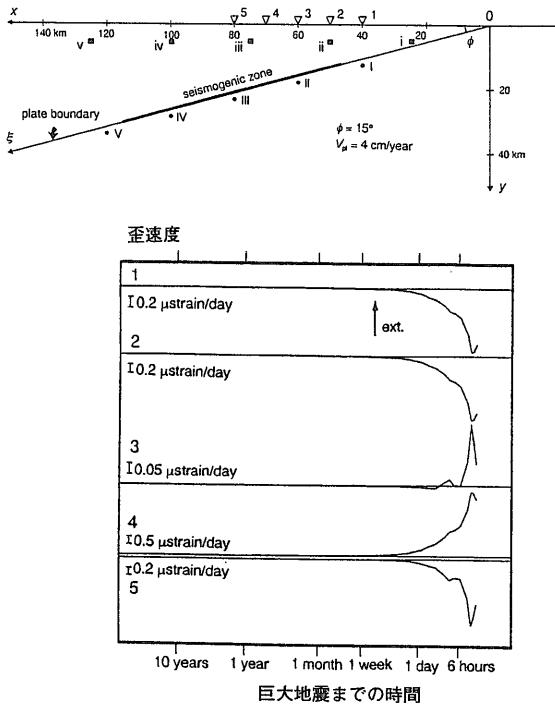
すべり速度/状態依存摩擦法則の式中のパラメーター A , B , L は、岩石試料の摩擦については室内実験で求めることが可能であり、たとえば、300–350度を境に、低温では、 $a-b < 0$ 、高温では、 $A-B > 0$ になることなど、いろいろな環境依存性が分かっている。しかし、それらの絶対値については、実験データ間のばらつきが大きい。そこで、地震のシミュレーションでは、摩擦パラメーターについては、実験事実と矛盾しないよう、かつ、シミュレーションの結果がGPSなどの観測事実を説明できるよう適当な値を選択している。

2.1 東海地震のシミュレーション

すべり速度/状態依存摩擦法則を用いた地震のシミュレーションの例として、東海地震のシミュレーションを取り上げる。駿河湾地域のプレート境界には、歪みエネルギーが十分にたまっており、将来ここで巨大地震が発生する可能性が高いと考えられている。加藤・平澤(1996)は、先に述べた方法によって、地震前に発生することが予測されているプレート境界面での非地震性のすべりの発展をシミュレーションし、この非地震性のすべりによって引き起こされるプレート及びその周辺の応力や変位の変化を定量的に予測し、さらに、東海地震に先行して観測される可能性のある諸現象の検討を行った。

地殻変動については、地震発生までの長い期間、内陸プレートは圧縮され地表は沈降するが、地震発生数年前にはプレート境界に沿った非地震性のすべりが徐々に顕著になってくることにより、広域に変動のセンスが逆転するなど、顕著な変化が起こり始める。巨大地震発生の約1日前から、プレート境界では、顕著なプレスリップが発生するため、地表で歪みや上下変動に急激な変化が表れる。

東海地方に数多く設置されている埋設式体積歪み計が、地震直前の異常地殻変動をいつどのようにとらえるかを検討するため、加藤・平澤は地表における歪みの変化率を求めた。第3図は海溝軸から40–80km離れた地表における歪み速度を、地震発生までの時間の対数で表したものである。巨大地震発生の数日前から急激な歪み速度の増加が震源域直上で始まり、地震発生6時間前の歪み速



第3図 東海地震の際の地表における歪み速度変化のシミュレーション結果。図中の1~5は、海溝軸から40~80km離れた地表の各点(上図▽1~5)を示す(加藤・平澤1996)。

度は、広範な地域で $0.5 \mu\text{strain/day}$ 程度に達する。この、予想される歪み速度は、地球潮汐・気圧・降雨の影響を考慮しても、地震発生の6時間前までには、現在の観測計器で異常地殻変動の検知が可能となる。

非地震性のすべりによりプレート境界周囲の応力場が大きく変化すると、地震活動も変化することが予想される。内陸プレートで発生する地震が、海溝軸に直行する圧縮応力の増加に敏感な逆断層型の地震活動が支配的だとすれば、巨大地震が近づくにつれ、内陸プレートでの地震活動が活発化する。特に、巨大地震発生の数年前からは、海溝近くでは圧縮応力の増大が加速され、海溝から遠い領域では圧縮応力の増加速度は鈍りはじめ、やがて減少することが予想されるので、この応力変化によって、海溝近くでは巨大地震に先行する広い意味での前震活動が活発化する一方で、広域の地震活動は静穏化する可能性がある。

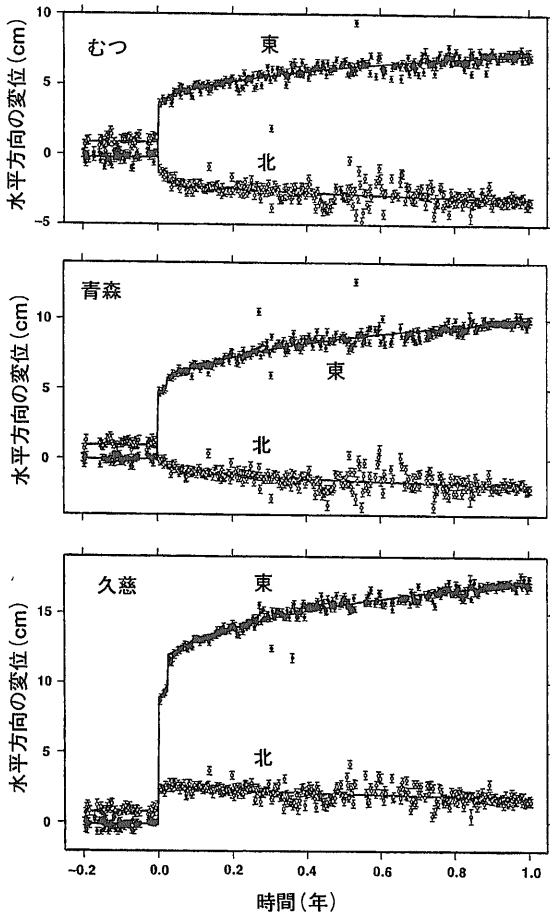
東海地震など南海トラフのプレート境界で発生する巨大地震の平均的な性質についてはこれまで

によく調べられており、その発生間隔は平均では約120年であり、また、プレート境界の地震発生域で、全すべり量の中で地震性すべりが占める割合であるサイスミックカップリング係数は、0.5と推定されている(Peterson and Seno,1984)。加藤・平澤のモデルは、このようなすでに分かっているいろいろな観測事実ともよく一致しており、また、予想されている前兆現象は過去の経験と照らし合わせて納得のいくものであるため、このシミュレーションの結果は、東海地震の予知を行う上でのガイドとして、一応の信頼性を持っていると考えられる。

2.2 巨大地震の余効現象

東海地震のように、サイスミックカップリングが弱い場合には、地震後にも非地震性すべりが生じる事が期待される。加藤・平澤(1997)は、地震発生後にプレート境界に沿った非地震性すべりが徐々に深部に進行していくことによって、余効的な地殻変動が広い範囲で長期にわたり生じることを、先の東海地震と同様のモデルによるシミュレーションで示した。このような余効的な地殻変動は、GPS観測網が広く設置され、観測データが蓄積されて精度の高い地殻変動測定が連続的に得られるようになったことで明瞭になってきた。その1例として、1994年に三陸沖の沈み込み域で発生したプレート境界大地震があげられる(Heki et al.,1997. 第4図)。このように、地震時の急激なすべりだけでなく、プレート境界に沿った地震前後の非地震性のゆっくりしたすべりが、長期的な地殻変動や地震サイクルを考える上で重要な現象であることが明らかになってきている。

小さな地震の活動は応力場の変化に敏感であると考えられているので、大地震による応力変化だけでなく、地震後の非地震性すべりによるプレート周辺の応力変化も、大地震後の地震活動に影響を及ぼす可能性がある。加藤・平澤(1997)によれば、地震発生後の海洋プレート内のプレート境界に平行な圧縮応力は、地震発生域に近い場所では大地震発生に伴い急激に増大し、余効すべりが徐々に深部に進行していくことにより緩和していく。一方、より深いところでは、非地震性のすべりがプレート境界に沿って徐々に深部に進行していくことによって応力がゆっくりと増加していく。この応力



第4図 1994年三陸はるか沖地震の際にGPSで観測された余効的な地殻変動。1年以上変動が続き、余効的な地殻変動量は地震時の際の地殻変動量に匹敵する大きさになった(Heki et al., 1997)。

増加は、この領域で発生すると考えられる down-dip compression 型の地震活動を活発化させ、その活動は徐々に深部に移動していく。

このように、速度依存-状態変数摩擦法則を用いることで、今まで不可能であった、地震前後の地殻変動や微小地震活動などの諸現象の変化を理論的・定量的に予測・説明することが可能になってきた。しかし、加藤・平澤(1996,1997)のシミュレーションに使用した摩擦パラメータは、たとえば温度依存性など室内実験の結果と矛盾しないように選ばれているが、それらの絶対値については実験データ間のばらつきが大きいので、パラメータの値の選択は任意性が高い。このため、地震前の繰り返し周期など、観測知見から得られる拘束条件を満た

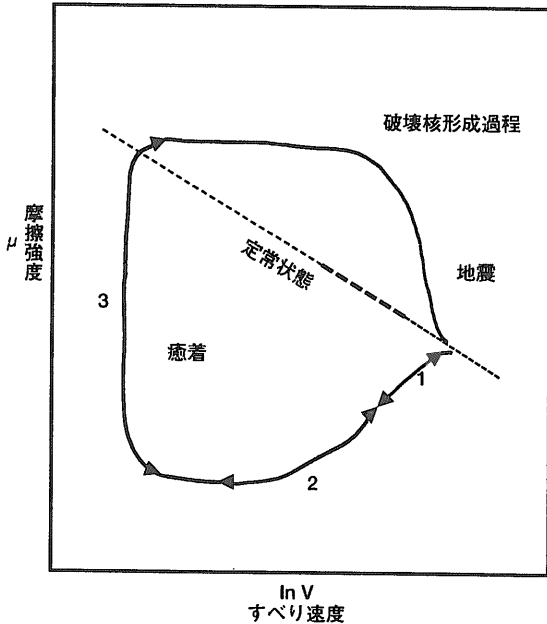
しても、異なる摩擦パラメータをとるモデルを作ることが可能である。たとえば、摩擦パラメータの一つである特徴的すべり量 L を大きくすると、地震前の変化はだまかには同じだが、地震発生前の地殻変動はより大きくなり、異常が観察されるようになってから地震が発生するまでの期間が長くなる。このような曖昧さを小さくするためには、GPSなど新しい観測により、モデルの拘束条件をより精緻にしていくと同時に、摩擦パラメータの物理的な意味を室内実験から明らかにしていくことで、摩擦パラメータがより客観的に選択できるようにする必要がある。

3. 新しい展開

2章で概観したように、すべり速度/状態依存摩擦法則が明らかになったことで、前兆的な地殻変動や地震活動を定量的に説明することが可能になってきた。一方、この摩擦法則による巨大地震のシミュレーションでは、余震の分布、繰り返し周期や地震サイクルごとの地震の大きさの変動などは説明できないなど、摩擦法則の限界も分かっている。これは、すべり速度/状態依存摩擦法則がすべり速度が速いところ、遅いところには十分適応できないことに起因している。従って、大地震から次の大地震までの地震サイクル全体を明らかにするためには、もっと広いすべり速度範囲や温度・圧力条件下での摩擦法則を明らかにする必要がある。

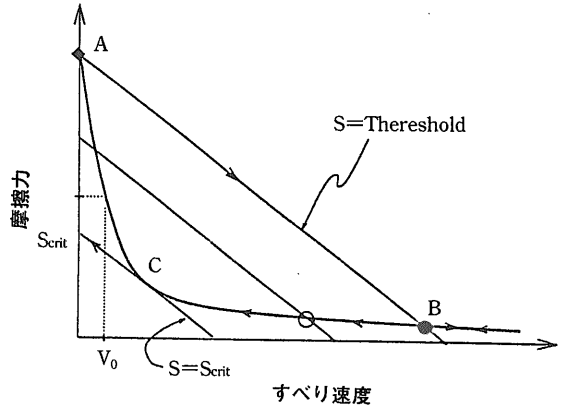
第5図は、地震サイクル中の断層面上のすべり速度と摩擦係数の変化を概念的に示している。参考のために、面の状態が時間的に変化しないという条件での(いわゆる定常的な)すべりを図中破線で示している。2章で議論されたシミュレーションは、図中の太い線と太い破線で示した範囲のすべり速度について、室内実験から得られた摩擦法則を用いたものである。従って、地震サイクルの大部分の期間(すべり速度範囲)では、限られたすべり速度から得られた摩擦法則を外挿したのものをもとにシミュレーションを行っていることになる。

地震物性研究室は、地震予知を実用化する上で重要な研究のターゲットとして、まず第5図中の1と2として示される 高速すべり過程と低速すべり過程を考えている。高速のすべりでは、すべり量が十分大きくなると摩擦熱によりすべり面どうしが部



第5図 地震サイクル中の断層面上のすべり速度と摩擦力の概念図。参考のために定常的なすべりの場合を破線で示している。太い実線は、すべり速度/状態依存摩擦法則が成り立っているすべり速度範囲、1~3はそれぞれ高速すべり、低速すべり、すべりがほとんど停止している期間を示す。

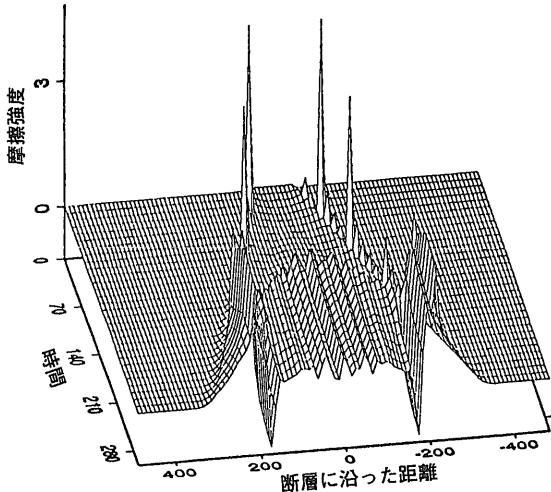
分的に癒着する可能性がある。もし、摩擦熱の効果が十分大きければ、破壊の先端が通過した後で、断層上の各点では、すべり量がある限界の大きさまで大きくなるとすべりが抑制され、あるいはそれ以上すべらなくなってしまう。つまり、地震がどんなに大きくなっても、断層のすべり量に限界が生じることになる。たとえば、Cochrd and Madariaga (1994)は、このような性質を持つ摩擦法則を仮定して、断層破壊の進展について理論的な考察をしている。第6図は、Cochrd and Madariagaが仮定した摩擦法則のスリップ速度と摩擦強度の関係を表している。この摩擦法則では、破壊(地震)が始まると同時に、摩擦強度はAからBに不連続に低下し、その後、摩擦強度はすべり速度の増加とともに、曲線を横軸右側に沿ってゆっくりと低下する。その後、すべり速度の減速に伴って横軸左側に向かって、曲線に沿って摩擦強度は徐々に増加し、すべり速度がCに達すると突然すべりが停止する。すべりが停止した後の摩擦面上の応力は、摩擦強度A以下の任意の値をとることが可能である。



第6図 Cochrd and Madariaga (1994)が仮定した高速すべりの摩擦法則。すべり始めた瞬間に、摩擦力はAからBに不連続に変化し、その後、すべり速度の増加に伴って、曲線に沿って横軸右側に向かって摩擦力は減少する。すべり速度が減速すると、横軸左側に向かって、摩擦力はゆっくり増加し、C点に達すると突然すべりが停止する(Cochrd and Madariaga, 1994)。

現在、震源過程を解析するために通常用いられている震源モデルでは、断層面上の各点での相対変位(すべり)は、震源の拡大が停止するまで増加し続けると仮定する。しかし、短周期の地震波動を用いて断層のすべりを詳細に調べると、破壊先端の拡大が停止より前に断層各点のすべりが停まる領域がかなり広いことが分かってきた。「高速のすべりではすべり量が大きくなるとすべりが停まる」という摩擦法則を仮定すると、地震の震源が拡大している最中にすべりが停まってしまう領域が生じ、その領域が震源の拡大とともに広がっていく(第7図)。すべりが停まってしまった領域には応力が集中する。このような高速すべりの摩擦法則を用いたモデルは、余震活動などを考える際や、断層面上のアスペリティーやバリアの成因を考える際に有効である。また、このモデルでは、震源域内の応力やすべりの分布が不均質になるので、地震の繰り返しの周期や大きさのばらつきの発生について理解を深め、地震予知に反映していくことも夢ではない。

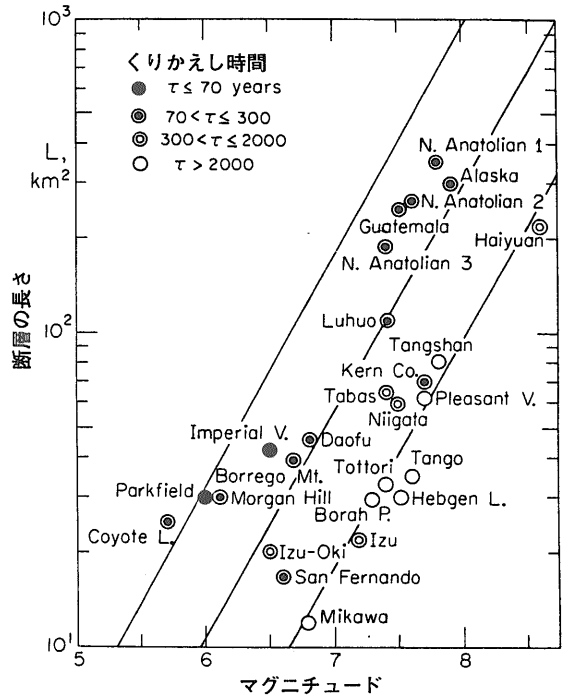
Cochard and Madariaga の摩擦法則は、高速での摩擦則に対して具体的なイメージを与えてくれるが、すべりが開始するとすぐに不連続的に摩擦力が低下するなど、既知の事実とは合わない仮定



第7図 Cochrd and Madariaga (1994) の高速すべりの摩擦法則を用いた震源過程のシミュレーション結果。縦軸は摩擦強度。断層の中央で始まった破壊が両方向に伝播している。時間が140に達すると断層中央部のすべりが停止し、その領域が広がっていく(Cochrd and Madariaga, 1994)。

が入っている全く架空の法則で、現実の高速すべりの摩擦法則はまだ存在していない。高速すべりの摩擦法則は、地震予知の研究にとっても重要な成果を生み出すことが期待されるものであり、そのためには、実験事実の積み上げによって高速すべりの摩擦法則を作り上げていく必要がある。われわれは、たとえば10cm/秒以上の高速のすべり実験を行うことで、高速すべりでの摩擦法則を明らかにしていきたいと考えている。

第5図中に2として示した、地震後の低速すべり速度での摩擦法則は、断層が余震や地震の余効効果によりゆっくりとすべるのに対応した摩擦法則で、断層面上でこぼこが非弾性的に変形して、接触面積が増加していくことによって、摩擦強度が大きくなっていったり、断層面上の摩擦熱が冷却していく過程で、たとえば一度周辺の地下水に溶けたシリカなどが沈殿し断層の強度を再び回復させていくような過程も含まれるのかもしれない。低速すべりに対応した摩擦法則がどんな形になるのか、今の段階では誰も分かっていない。ゆっくりしたすべり速度を精度良く制御することは、実験技術的には難しい問題を含んでいる。化学的な知識も必要とされるであろう。しかし、断層面の癒着や余震



第8図 地震の繰り返し周期とマグニチュード・断層の長さの関係。繰り返し周期が長くなるほど断層の強度が高くなる(Kanamori and Allen, 1986)。

活動の時間・空間変化や周囲の他の断層の活動などの影響を考える際には、低速での摩擦法則が大変重要になる。

最後に、地震のサイクルの中では一番長い、断層がほとんど停止している期間の断層の強度回復機構がある(第5図中の3)。断層の強度回復は、地震サイクルの長さが決まる大きな要素である。たとえば、第8図は地震の繰り返し周期とマグニチュード・断層の長さを示したもので、繰り返し周期が長くなるほど同じ長さの断層がより大きなマグニチュードの地震を引き起こすことを示している。言い換えれば、断層周辺での応力の蓄積速度と、断層強度の回復速度のバランスで地震の繰り返し期間は決まるわけで、第8図は、そのことを、断層の繰り返し周期が長いほど断層の強度は強くなるという事実として示している。

強度回復過程が明らかになることで、断層の地質学的な環境と地震の繰り返し周期との関係について、理解が深まることが期待される。

低速すべりでも問題になるように、断層のすべりが遅くなればなるほど、摩擦のメカニズムとしては、

機械的な機構よりも化学的な機構の重要性が大きくなる。強度回復に大きく影響する「すべり速度がほとんど停止している」部分の摩擦法則を明らかにするには、低速のすべり摩擦法則以上に、断層を作っている岩石・周囲の温度・圧力、さらに水との反応など、多岐の現象が影響する。摩擦面のヒーリングということで、世界的にもいろいろな実験研究の蓄積が始まっているが、まだ研究の糸口を模索している段階で、地震物性研究室では、「もの地震学」と名付けて、広い分野の方々と勉強中の段階である。

地質学と地震学との接点を、このあたりに求められるのではないかと期待している。

4. おわりに

地震物性研究室のこれからの研究課題を、すべり速度の異なる摩擦法則という切り口から概観してみた。地震物性研究室の仕事はなかなか分かりづらいといわれているが、我々が目指しているものについて、少しでも興味をいただければ幸いである。

参 考 文 献

- Byerlee J. D. (1970) : The mechanics of stick-slip, *Tectonophysics*, 9, 475-486.
- Cochrd A. and R. Madariaga (1994) : Dynamic faulting under rate-dependent friction, *Pure Appl. Geophys.*, 142, 419-445.
- Dieterich, J. H. (1978) : Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pure Appl. Geophys.*, 116, 790-806.
- Dieterich J. H. (1992) : Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji (1997) : Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench, *Nature*, 386, 595-598.
- Kanamori, H. and C. R. Allen (1986) : Earthquake repeat time and average stress drop, in *Earthquake Source Mechanics*, ed. by S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, *Maurice Ewing Series*, 6, American Geophys. Union, Washington D. C., 227-235.
- Kato N. and T. Hirasawa (1977) : A numerical study on seismic coupling along subduction zones using a laboratory-driven friction laws, *Phys. Earth Planet. Inter.* 102, 51-68.
- 加藤尚之・平澤朋郎 (1996) : 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測, *月刊地球* 号外14, 129-132.
- 加藤尚之・平澤朋郎 (1997) : プレート境界面で発生する余効すべりの数値シミュレーション, *地震*, 第2輯, 241-250.
- Kuwahara, Y. (1985) : An experimental study on dynamic sliding process during stick-slip and its implication to earthquake faulting, Ph.D. Thesis, Tohoku University, 130pp.
- Ohnaka, M., Y. Kuwahara, K. Yamamoto and T. Hirasawa (1986) : Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, in *Earthquake Source Mechanics*, ed. by S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, *Maurice Ewing Series*, 6, American Geophys. Union, Washington D. C., 13-24.
- Okubo, P.G. and J.H. Dieterich (1981) : Fracture energy of stick-slip events in a large scale biaxial experiment, *Geophys. Res. Letter*, 8, 887-890.
- Peterson E. T. and T. Seno (1984) : Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 10233-10248.
- Ruina A. L. (1983) : Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370.
- Solz, C. H., and J. T. Engelder (1976) : The role of asperity indentation and ploughing in rock friction, I. Asperity creep and stick-slip, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 13, 149-154.
- KUSUNOSE Kinichiro (1998) : Prospect of experimental seismology - a scope of tectonophysics section, *GSJ-*

< 受付 : 1998年2月9日 >

