

# 高温高压実験による地震発生の素過程の解明

増田 幸治<sup>1)2)</sup>・新井 崇史<sup>3)4)</sup>・高橋 美紀<sup>3)2)</sup>・重松 紀生<sup>3)5)</sup>

## 1. はじめに

地震の震源は地下深部にある。内陸部に発生する大地震の震源は深さ約10-15kmのところにあるという特徴がある。沈み込み帯で発生する地震の震源も地下深部にある。このような場所では温度や圧力などの環境条件も地表付近とは異なっている。深さ15km付近で圧力は約500MPa, 温度は300℃から350℃くらいである。また、兵庫県南部地震では震源を含む地下の地震波速度構造をトモグラフィーという手法で計算すると、地震が発生した場所である震源域のあたりに水が存在することが示唆されている(Zhao *et al.*, 1996)。また、水の存在によって岩石の変形・破壊・摩擦すべり挙動が大きく影響を受けることも明らかになってきた(笠原ほか, 2003)。このような高温高压でしかも水のある環境の下で起こっている岩石の変形や摩擦などの現象は、地表で観察できるものとは大きく異なっている。それが地震の発生過程に大きく影響を与えていると考えられている。

このような震源域や地下深部での変形過程は過去に地下深部にあつて現在地表に露出している断層を詳しく調査・観察することによって知ることができる(Shigematsu, 1999)。しかし、現在観察できるこれらの構造が、どのような環境でどのようなメカニズムでできたかをはっきり知るためには、実際に推定される環境条件下で岩石を変形・摩擦させてみて、その結果が観察事実と一致するかを確かめなければわからない。そこで実験室内で震源域や地下深部に相当する温度圧力条件を再現し、その環境下で岩石を変形させたり、摩擦すべりを起こしたりする研究を行っている。

本稿では、高温高压下で行っている断層物質の変形実験の結果を紹介するとともに、今後の高温高压実験による地震発生の素過程の研究について述べる。

## 2. 実験室で再現する震源域の環境

地震発生域や地下深部でおこっている変形や摩擦現象を調べるためには、実験室内でその場の環境に相当する温度と圧力を再現して、その環境条件の中で岩石の変形やすべりを起こさせることのできる性能と機能をもった実験設備が必要になる。圧力容器の中で、岩石試料に圧力を加え、温度を上げ、必要に応じて試料に水を供給しながら、ピストンで試料に荷重を加えて変形させる。

試料に圧力(封圧)を加えるために、まず試料と圧媒体を圧力容器の中に入れて圧力を上げる。圧力を加えた状態で試料の変形を精度よく測定するために圧媒体には流体(液体, 気体)を使用する。しかし、実際の地下深部と同じ温度圧力条件を実験室内で再現できたとして、震源域でおこっているのと同じ変形を実験室内で再現しようとするとも1回の実験時間が数百年とか千年とかかかってしまう。内陸部で繰り返し起こっている地震の間隔が数百年から千年であることからわかるように断層深部環境での変形の手は非常にゆっくりだからである。そこで、実験室内でそのような環境下での変形を再現するためには、実験室で観測可能な速さの変形をさせる必要がある。変形の手は圧力よりも温度に敏感であることがわかっているので、試料が溶けたり変形メカニズムが変わってしまわない範囲で、温度を上げて変形速度をスピードアップさせ

1) 産総研 地質調査情報部  
2) 現在:産総研 地質情報研究部門  
3) 産総研 地球科学情報研究部門  
4) 現在:(独)製品評価技術基盤機構  
5) 現在:広島大学大学院 理学研究科  
2004年5月号

キーワード:高温高压実験, 断層岩, 震源域

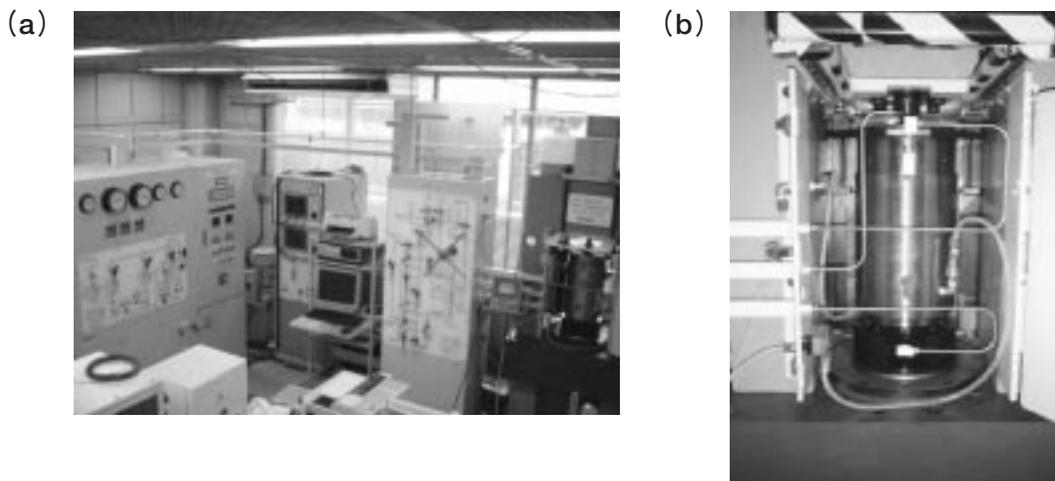
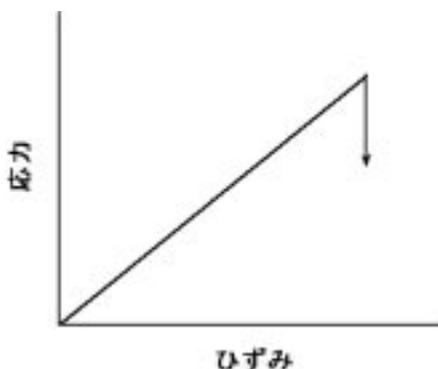


写真1 ガス圧式高温高压変形実験装置(産業技術総合研究所) (a) 全景, (b) 圧力容器。

ることによって実験室内で地下深部の変形を再現するという手法を使う。温度を上げるにあたって、圧媒体に使っている流体のうち液体については特殊なシリコンオイルを使っても最高温度は500℃くらいなので、高压下でさらに高温を実現するためにはアルゴンガスなどの不活性気体を圧媒体として使用する。

また、震源域や地下深部に存在する物質の、実際に存在している場での環境における物性測定を行うためには、地下の温度圧力のみでなく、間隙の状態や間隙圧も再現できるような機能が必要であるが、圧媒体に流体を使った装置はそのような間隙圧制御にも適している。

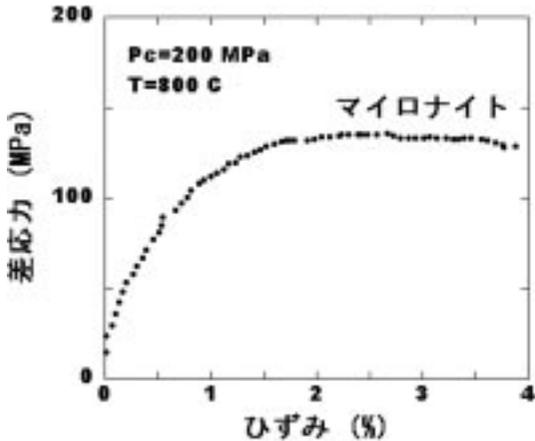
産業技術総合研究所(産総研)地球科学情報研究部門では、地下深部での温度圧力状態を再現するために、圧媒体にアルゴンガスを使ったガス圧式の高温高压変形実験装置を設計製作した。写真1(a)は、設備の全景で、右端が圧力容器と試料に荷重を加えるための載荷装置、左に向かって間隙流体を送り込むシステムや制御装置である。写真1(b)は圧力容器でこの中に試料と試料部の温度を上げるための内熱炉をセットする。この装置では、現在、最大で直径20mm、長さ50mmまでの円柱形の試料空間に対して、最高圧力(封圧)200MPa、最高温度800℃、最高間隙圧(水またはアルゴンガス)200MPaの環境を実現できる。また、試料内部に圧力容器の外部から間隙流体(水またはアルゴンガス)を送り込むことができる。封圧と間隙流体



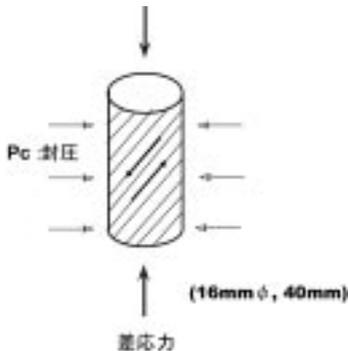
第1図 弾性変形と脆性破壊を示す応力-ひずみ曲線。

圧はそれぞれ独立にサーボ制御できる。この環境条件で岩石試料の変形や摩擦実験が可能である。

地表での温度圧力環境では、岩石は通常第1図の応力-ひずみ曲線が示すように、加えられた応力が増加するとともにひずみが比例して増加する弾性変形の後、脆性的に破壊する。温度と圧力を上げていくと徐々にその挙動は脆性的から塑性的に変わってくる。第2図は産総研の装置で現在実現できる最高の温度圧力環境である温度800℃、圧力200MPaのもとでマイロナイトという断層岩の変形実験を行ったときの応力-ひずみ曲線である。このように地表の環境条件では硬くてもろい岩石でも高温高压下では脆性的に破壊せずに、応力-ひずみ曲線をみると、加えている応力は一定であるにもかかわらず変形がどんどん進んでいくような、マクロな挙動としては塑性的な挙動を示すような



第2図 断層岩(マイロナイト)の応力-ひずみ曲線。圧力200MPa, 温度800℃。

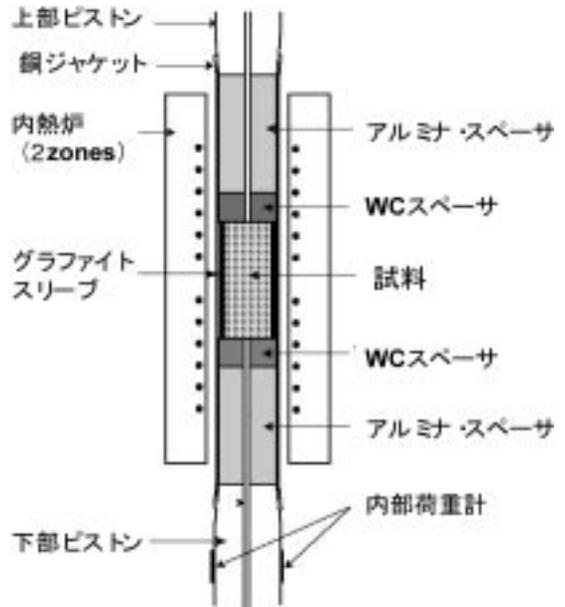


第3図 圧縮変形破壊実験。円柱に整形した断層岩(マイロナイト)試料(直径16mm, 長さ20mm)に圧力(Pc封圧)を加え, 温度をあげ, 水のある状態とない状態で上下方向に荷重を加える。

る。実験前は円柱形であった試料が, 実験後は, 樽のように真中あたりがふくらんでいるような形状になる。我々はこのように, 地表の条件に相当する脆性領域から, 地震発生域付近に相当する温度圧力環境までを実験室内に再現することができるようになった。

### 3. 高温高压下における断層岩の強度と水の影響

断層帯の物質は周囲に分布する岩石とは異なる物性を示す。断層帯や震源域における物理化学過程を評価するためには, まず, 高温高压下における断層構成物質の物理的・レオロジー的性質を知らなければならないが, それらのデータはあまり得



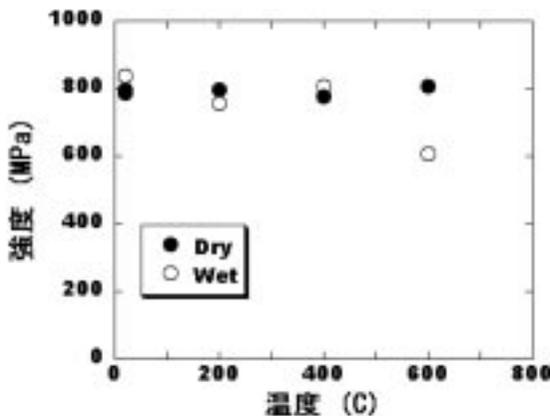
第4図 高温高压変形実験装置の試料アセンブリー部分。

られていない。強度, 透水性, 電気伝導度, 弾性波速度, すべり過程などの物理的・レオロジー的性質の中で, 本稿では高温高压環境下で測定した断層岩の強度に関する性質の例を示す。

断層岩の一種であるマイロナイトの圧縮変形破壊実験を行った。地表に露出している過去の震源域(福島県畑川破碎帯)より採取したマイロナイト試料を, 直径16mm長さ40mmの円柱に整形した(第3図)。変形の歪速度は $10^{-5.5}/s$ , 温度範囲は室温から600℃まで, 水のある状態(Wet)と水のない状態(Dry)で圧縮変形破壊実験を行った。断層面が形成される時の応力値に相当する, 応力-ひずみ曲線におけるピーク応力をここでは強度とした。Dryな状態は封圧130MPa, Wetな状態の時は封圧200MPa, 間隙水圧70MPaとし, 両方の状態で有効封圧が同じになるようにした。

第4図に実験の方法を示す。円柱に整形したマイロナイト試料には圧力容器外部からピストンとスペーサーを通して上下方向に荷重を加える。これら試料, ピストン, スペーサーは厚さ0.25mmの銅チューブの中に入れて圧力媒体のアルゴンガスが試料部に浸入しないようにする。試料部の周りに内熱炉と断熱体をセットして, 全体を圧力容器の中に入れる。

第5図は実験結果のまとめで, 横軸の温度に対



第5図 断層岩(マイロナイト)の高温高压下での温度と強度の関係。特に高温下で水のある状態では、同じ有効圧でも強度や変形カーブが異なる。

してDry, Wetそれぞれの場合の強度データがプロットしてある。例えば室温の時の強度データをみればわかるように、Dryな場合でもWetの時でも有効封圧は同じなので試料に加えられる圧力(封圧)の効果は同じとなり、ほぼ同じ強度を示す。脆性強度は圧力が同じなら温度の影響は小さい(例えば、唐戸, 1997)。実際、室温, 200℃, 400℃の場合についてそれぞれ強度がほとんど変わらないし、Dryな場合とWetな場合では強度に差がない。しかし、温度が600℃の場合は、Dryな状態の時の強度はそれ以下の温度の時と同じだが、Wetな状態で測定した強度の方はDryな状態に比べて30%近くも小さくなっている。

同じ有効圧下で測定したにもかかわらず、強度の結果には、高温下で水がある場合(Wet)と水がない場合(Dry)に違いがみられた。これらの実験から、高温・高压の地下深部での岩石の変形には、地表では顕著にみられないメカニズムが働いていると考えられる。地震発生域の断層運動(摩擦)を調べるには、これらを考慮しなければならなくなってくる。

岩石の変形・破壊強度・摩擦に対する水の影響には、物理的な効果と化学的な効果の2つがある。物理的な効果はクラック内や空隙に存在する水により間隙水圧が上昇し、結果として岩石に加わっている封圧や応力を減少させるのと同じ効果をもたらすというものである。これは低温度側で有効圧の法則がなりたっているという実験結果からも認め

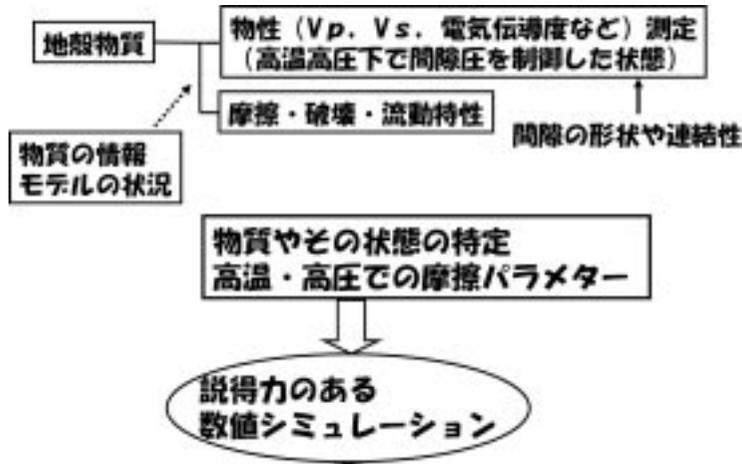
られる。化学的な効果は、水が存在することによって応力腐食作用に代表される化学反応がおり、結果として岩石の強度が時間に依存するというものである。また、化学反応の結果として間隙水などの化学成分の変化もおこってくる。試料が一部溶解する圧力溶解という現象も確認されている。このように地下深部では化学反応の効果が力学挙動に影響してくるが、この化学反応の効果の詳しい説明は今後の課題である。

#### 4. 今後—地震発生の素過程の解明

産総研は国の地震研究(地震予知のための観測研究計画「建議」)の一部を分担しており、地球科学情報研究部門の重点課題の1つである。その中で地震発生過程のモデル化は地震の予測精度を向上させるために不可欠の課題である。産総研の高温高压実験研究分野としては、国の地震研究計画のうち、地震発生の素過程に関する部分(吉田, 2003)を、他の機関とともに、分担して実施している。国の地震研究計画における地震発生素過程の研究戦略(の一部)は主に下記のとおりで、産総研の高温高压実験もこれに直接寄与できる技術があり、今後もこれを推進していく(増田・藤本, 2002, 増田ほか, 2003)。

最近、地表からの物理探査によって、地下の精度よい物性値分布、特に弾性波速度分布と比抵抗分布、が得られるようになったが、地表からでは物性値や弾性定数のみしかわからない。地震発生過程のモデル化のため、地下にある物質の変形やすべり挙動を知る必要がある。そのためには地下に存在する物質やその状態を特定して、その後、その物質の力学特性(変形特性・摩擦特性)を調べる研究に発展させる必要がある。

まず、地下深部や震源域の物質を特定または精度の高い推定をするために、地下環境での候補物質の物性(弾性波速度、電気伝導度)測定を行う。実験室で物性測定をするための物質選定や、地震発生域や地下深部に存在する物質の推定には、地質学、物質科学的知見を総合した試料選定が不可欠である。そして、実験室内での物性測定(弾性波速度と電気伝導度)を、間隙圧を制御した状態で行い、最近の精密な物理探査から得られている地



第6図 高温高压実験による地震発生素過程の研究。

下の物性値と比較して物質の特定ができるようなデータを得る。弾性波速度 ( $V_p, V_s$ ) および電気伝導度は岩石内部の空隙の連結度 (connectivity) に依存するので、地表からの物理探査によって得られている地下構造図と比較検討するためには、間隙圧を制御した状態で物性値を測定する必要があるが、今までそのような観点からの測定は行われてこなかった。このような測定データが得られれば、地表からの観測データと合わせて、信頼性をもった地下物質推定ができることになる。

その後、候補物質の地下環境下での力学挙動を調べて、地震発生過程などのモデルに取り入れるための変形・摩擦・流動パラメータを測定する。このようにして得られた摩擦や変形に関するパラメータをモデル化に用いることによって信頼性の高いモデル化に貢献できる(第6図)。

現在、観測結果より考察されている地下深部構造、地震発生過程研究、沈み込み帯における地震発生と水の関連研究に対して、物質科学面・物性科学面から新たな次元を付け加えた展開が期待できる。

謝辞：ガス圧式高温高压設備の開発にあたっては京都大学の嶋本利彦教授の技術支援を受けた。

引用文献

唐戸俊一郎(1997)：岩石の粘性流動。岩波講座地球惑星科学8, 地殻の形成, 239-291.  
 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編(2003)：地震発生と水, 東京大学出版会。  
 増田幸治・藤本光一郎(2002)：震源域環境における震源物質の物性と摩擦・破壊・流動現象の素過程の解明。地震予知研究協議会拡大会議-第2回次期計画検討シンポジウム- (2002.9.18), 66.  
 Masuda, K., Fujimoto, K. and Arai, T. (2002) : A new gas-medium, high-pressure and high-temperature deformation apparatus at AIST, Japan. Earth Planets Space, 54, 1091-1094.  
 増田幸治・新井崇史(2003)：断層深部の環境下での破壊-摩擦実験, 地学雑誌, 112, 953-960.  
 増田幸治・新井崇史・高橋美紀・重松紀生(2003)：高温高压下における物性測定と摩擦・破壊現象の素過程の解明。研究集会「地震発生の素過程(2003.12.5)」。  
 Shigematsu, N. (1999) : Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. Tectonophysics, 305, 437-452.  
 吉田真吾(2003)：地震発生の素過程。月刊地球, 25, 759-766.  
 Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H. and Wiens, D. (1996) : Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? Science, 274, 1891-1894.

MASUDA Koji, ARAI Takashi, TAKAHASHI Miki and SHIGEMATSU Norio (2004) : Experimental Study of Seismogenic Processes under High-Pressure and High-Temperature.

<受付：2004年2月18日>