

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター第12回シンポジウム

地下水と岩石物性との関連の解明 ～産総研のチャレンジ～

平成20年5月8日(木)
秋葉原ダイビル5F 5B会議室

主催

独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター

地下水と岩石物性との関連の解明 ～産総研のチャレンジ～

趣旨

地下のさまざまな地質現象を理解し、予測するためには原位置における計測手法のほか、地下と同じ環境を再現しながら実験室内の小さな空間で再現する計測手法も採用されています。産総研では、多様なバックグラウンドを有する研究者が、異なる視点や手法に基づいて地下水と岩石物性との関連の解明に取り組んでいます。本シンポジウムでは、地震現象のメカニズム解明から、地震断層の流体移動能力評価など地下10 km以上の深度を対象としている研究事例を紹介し、また、メタンハイドレート・二酸化炭素地中貯留問題へのアプローチ、水理学上重要なファクターである透水係数や比貯留率を実験室で精度よく求める手法の開発など地下1 km程度を対象とする研究事例も紹介します。

産総研における多岐にわたる研究実施例を紹介し、岩盤工学・水理学・地震学などの立場から進められている実験室内から自然現象を理解する試みについて紹介します。

開催日：平成20年5月8日（木） 13:00～17:30

会場：秋葉原ダイビル 5F 5B会議室
東京都千代田区外神田1-18-13秋葉原ダイビル (<http://www.akibahall.com/>)

主催：独立行政法人 産業技術総合研究所地質調査総合センター

CPD（技術者継続教育）4単位が認定されます。

スケジュール & 目次

- 13:00～13:05 開会の挨拶 ～産総研の岩石力学実験の可能性～ 加藤 碩一（産総研 理事）
- 13:05～13:15 本シンポジウムの趣旨と構成 高橋 学（地圏資源環境研究部門）
- 13:15～13:50
- 【基調講演】 難透水性地層中の地下水流れ・物質移行の定量的評価に向けて・・・・・・1
徳永朋祥（東京大学）
- 【一般講演】
- 13:50～14:15 AEによる地震発生過程に関する実験的研究・・・・・・5
雷 興林（地圏資源環境研究部門）
- 14:15～14:40 亀裂面間のせん断変位と透水性変化・・・・・・17
高橋 学（地圏資源環境研究部門）
- 14:40～15:05 圧密による泥岩中の亀裂の閉鎖と浸透率変化・・・・・・25
高橋美紀（地質情報研究部門）
- 15:05～15:50 休息 & ポスター発表
- 15:50～16:15 無次元理論解析による室内物質移行試験の設計・評価法の検討・・・・・・29
竹田幹郎・張 銘（地圏資源環境研究部門）
- 16:15～16:40 メタンハイドレート層内における流体流動の取り扱い
－室内実験結果を基にしたシミュレーションへの適用・・・・・・33
天満則夫・坂本靖英（地圏資源環境研究部門）・山口 勉（メタンハイドレート研究ラボ）・駒井 武（地圏資源環境研究部門）・
ジョージジボロスキー（ロスアラモス国立研究所）
- 16:40～17:05 クラックの構造からみた岩石の力学・透水挙動・・・・・・37
竹村貴人（日本大学）
- 17:05～17:25 総合討論
- 17:25～17:30 閉会の挨拶 佃 栄吉（地質調査総合センター代表）

【ポスター】

- P1 竹村貴人（日本大学）
石の超微小変形とその制御 —先端産業技術への貢献—
- P2 高橋美紀（地質情報研究部門）・溝口一生・増田幸治
鉱物の脱水反応と地震発生メカニズム
- P3 高橋 学（地圏資源環境研究部門）
三軸圧縮と三軸伸張試験における変形特性の差異について
- P4 宮崎晋行（メタンハイドレート研究ラボ）・榊井 明・羽田博憲・坂本靖英・山口 勉
メタンハイドレート堆積物の力学特性と構成方程式
- P5 柳澤教雄（地圏資源環境研究部門）
トレーサー試験などによる地熱貯留層内流体挙動の解析
- P6 竹原 孝（地圏資源環境研究部門）・及川寧己・當舎利行
三軸応力下の砂岩の力学特性に及ぼすCO₂圧入の影響

各講演の概要

難透水性地層中の地下水流れ・物質移行の定量的評価に向けて 徳永朋祥（東京大学）

難透水性層中の地下水挙動・物質移行に関しては、多くの場合、帯水層を対象とした評価手法を適用した研究が行われてきている。一方、極端に遅い流れ場に対する定量的な検討が望まれるようになるに従って、いわゆる地下水学的なアプローチに加えて、新たな手法を構築することが必要となっているように思われる。本講演では、このような問題意識に基づき、発表者が今までに行ってきたいくつかの研究(多孔質弾性論に基づく地下物性評価、同位体分別を用いた地質時間にわたる拡散挙動の直接的な評価、不完全な半透膜としての泥質岩の挙動)について、その現状と課題について紹介する。

AEによる地震発生過程に関する実験的研究 雷 興林（地圏資源環境研究部門）

地殻の岩石は広範囲にわたる不均質性を有し、地震のような地殻の破壊はその大きさに対応するスケールの不均質性に支配される。高速・大容量・多チャンネルのAE波形記録システムの導入により岩石破壊に伴うAE活動を詳しく調べることが可能となり、断層形成過程のモデル化や誘発地震のメカニズムの解明やCO₂地下注入におけるリスク評価に資する成果が得られた。

亀裂面間のせん断変位と透水性変化 高橋 学（地圏資源環境研究部門）

地下深部の各種応力状態を想定し、亀裂の出現やせん断変形中の岩石の透水性変化を室内実験シミュレーション的に実施し、データを蓄積してきた。各種難透水性透水試験手法の紹介を通してこれらの具体的なデータの一部を紹介し、併せて岩石の内部構造を拘束圧下で観察するX線CT事例についても紹介する。

圧密による泥岩中の亀裂の閉鎖と浸透率変化 高橋美紀（地質情報研究部門）

二酸化炭素の地中貯留を維持するシール層である泥岩が亀裂を含んでいる場合、その流体移動特性はどうなるのか？我々は亀裂面を持たせた泥岩を圧密させながら浸透率を計測し、亀裂の閉鎖までの浸透率評価を実験的に実施した。浸透率評価法であるオシレーション法について解説を交えながら紹介する。

無次元理論解析による室内物質移行試験の設計・評価法の検討

竹田幹郎・張 銘（地圏資源環境研究部門）

室内試験により岩石の透水性あるいは拡散性を測定するには、効率的に実験を行える試験法を選択するほか適切な評価式によるデータ解析が必要である。本発表では無次元パラメータを用いて各種試験法をモデル化し、試験法選択の目安となる試験時間、簡易評価式の有効条件、測定結果の潜在的誤差などを試験法相互に評価した結果を紹介する。

メタンハイドレート層内における流体流動の取り扱い

－室内実験結果を基にしたシミュレーションへの適用－

天満則夫（地圏資源環境研究部門）ほか

MH開発では、MH層の温度や圧力を変化させて、MHの平衡曲線をずらすことで水とガスに分解して、メタンガスの生産を行うことを考えている。しかしながら、様々な温度や圧力条件下での、MHを含む岩盤内の流体流動には未解明な点が多い。そこで、室内実験によるMHの物性値(透水性、分解/生成等)の把握や、その現象のモデル化及びシミュレーターへの組み込み、ヒストリーマッチングによる生産シミュレーターの機能開発を進めている。

クラックの構造からみた岩石の力学・透水挙動

竹村貴人（日本大学）

岩石（岩盤）は破壊の進行に伴いクラックが進展し、最終的に地震の発生やトンネルの変形などの被害をもたらす。このようなクラックの進展は力学挙動のみならず、水みちとして機能することで岩石の透水挙動も変化させる。ここでは、岩石の破壊実験結果とクラックの観察事実を強く反映した形で岩石の力学・透水挙動を予測しそのメカニズムについて話題を紹介する。

難透水性地層中の地下水流れ・物質移行の定量的評価に向けて

徳永 朋祥（東京大学大学院新領域創成科学研究科環境システム学専攻）

1. はじめに

近年、非常に遅い地下水流れ・物質移行現象や、難透水性層中の地下水挙動・物質移行に関して議論をする場面が増えてきている。高レベル放射性廃棄物の地層処分に関連する地質環境の長期安定性評価は、典型的な課題のひとつであろう。一方、化石エネルギー資源開発の分野では、帽岩のシール能力評価が重要な技術的課題となっており、現在でも様々な議論が行われているホットなトピックである。私の個人的な意見かもしれないので注意が必要ではあるが、多くの場合、これらの課題に対して、地下水が流れやすい条件において確立されてきた検討手法を直接適用した研究が行われてきているように思われる。しかし、非常に遅い地下水流れ・物質移行現象を議論する場合、このようなアプローチが適切でない場合がいくつかあり、少し視点を広く持つことにより、全体としての見通しがよくなるように思われる場合がある。本講演では、このような問題意識に基づき、発表者が今までに行ってきたいくつかの研究について、その現状と課題について紹介する。なお、本講演での議論は、単相流れを対象とし、帽岩のシール能力等については、別の機会に議論することとしたい。

2. 多孔質弾性論に基づく地下物性評価

2.1. 連成現象と地下水挙動

地下水の流れに関しては、Darcy の法則と質量保存則とを組み合わせることにより議論がなされる。しかし、地下水の流れが遅くなるにしたがって、そのような理想化が適切でなくなってくる場合が存在する。このような場合に重要な概念は、現象を連成系として考えることであると最近思うようになってきている。何も、このような考え方は新しいわけではなく、教科書にも普通に書かれていることである。しかし、最近、Ge et al. (2003)によっても示されているように、この種の考え方の重要性は、繰り返し主張されてきている。本節では、これらの連成過程のうち、流れ・変形の連成過程について考えていくことにしたい。

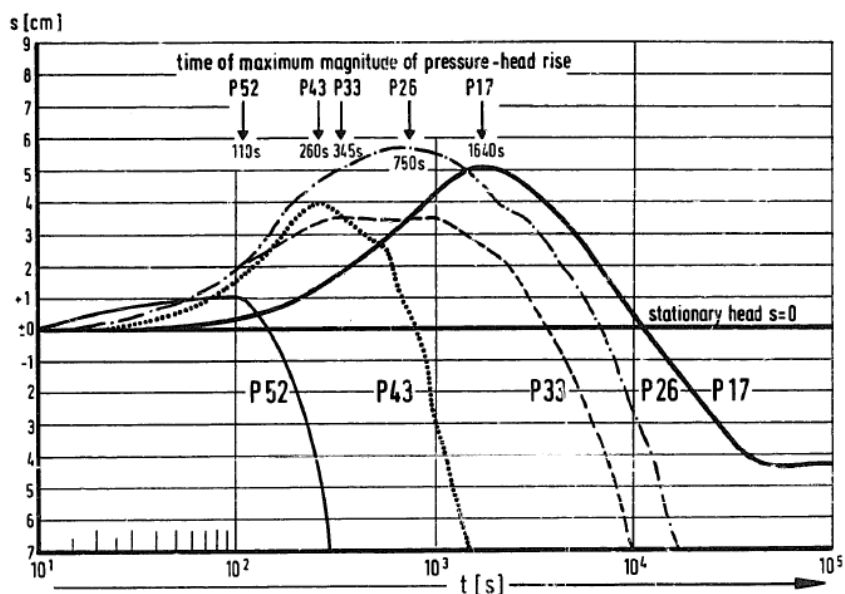


図1 Reverse water fluctuation の例(Langguth and Treskatis, 1989)。この例では、観測井群から 47m 離れた地点において地表から 56m 以深に存在する帯水層中から 110m³/h で揚水した場合の難透水性層中の観測井戸水位の変化を示している。井戸の番号は、観測している深度を表している。

2. 2. 準静的多孔質弾性論と間隙水圧変動

準静的多孔質弾性論は、Hooke 弾性挙動をする線形弾性材料と Darcy 流動をする間隙水挙動の連成理論である。従って、個々の物理は古典的であり比較的単純なものである。しかし、間隙水圧挙動と、それにかかわる地盤・岩盤の変形を考えるためのアプローチのひとつとして、この考え方に基づく検討が有効な場合が少なからずある。これは、一般に間隙水圧変動に伴う変形は十分に小さく、本理論の直接的な適用が可能であることにもよっていると考えている。

このような考え方に基づくと、直感的には理解しにくい現象も整合的に説明できることがある。その典型的な例と思われるのが、reverse water fluctuation といわれる現象である(図1)。この現象は、帯水層からの揚水を始めた場合、その上に存在する難透水性層の間隙水圧が一時的に上昇し、その後減少していくという挙動をさしている。この現象の物理的な説明は、講演でさせていただくが、この予稿を読んでくださる方にもぜひご一考いただきたい。

2. 3. 間隙水圧の気圧に対する応答を用いた物性評価

周期的载荷に対する間隙水圧挙動は、古くから広く認められている事象である。最近、細谷・徳永(2005)は、これに関する先行研究を総括し、実際に間隙水圧の気圧変動応答に対する挙動から、岩盤物性を今までよりも精度良く推定する手法を提案している。図2は、これらのアプローチに関する基本的な考え方を示している。また、浦越ほか(2006)は、この種のアプローチが適用できる深度の载荷周期依存性に関して議論しており、その結果は、具体的にこの手法を用いる場合に有益であると思われる。

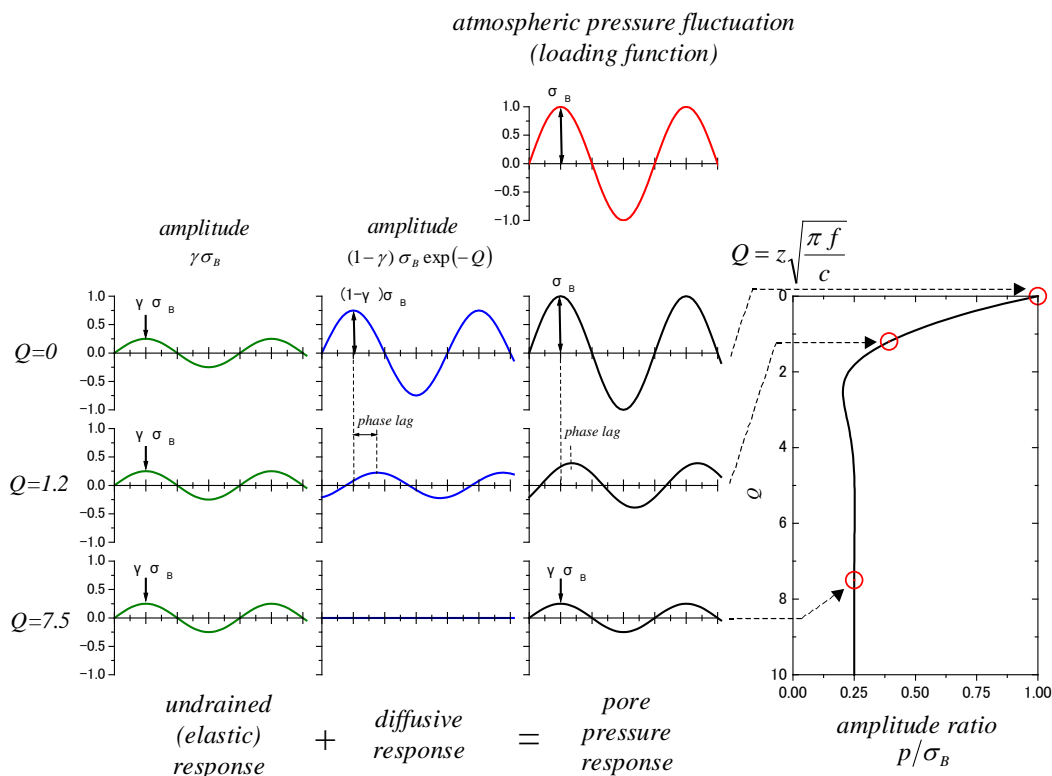


図2 気圧変動に対する多孔質弾性材料中の間隙水圧応答変化の説明(細谷・徳永, 2005)

これら以外にも、地震時の歪の再配分と変位・間隙水圧の過渡的变化なども、条件によっては多孔質弾性論を用いて説明をすることが可能であり、この考え方が現象の理解に有益である場合が多々あると思われる。一方、この考え方は、単純な材料特性を仮定しており、その適用条件には十分に注意する必要があることを忘れてはならない。

3. 同位体分別を用いた地質時間にわたる拡散挙動の直接的な評価

高レベル放射性廃棄物処分に対する地質環境の安定性を議論する上で、地下水流れに伴う物質移行現象は重要な問題である。地質環境が長期にわたって物質を閉じ込める能力を持つためには、その条件の一つとして、地下水の流れが十分に遅いことが重要となる。ここでは、対象とする地域の地下水流れが十分に遅いことを、計測できるデータに基づいて示す試みの例を紹介したい。

地下水流れが十分に遅い場合には、地層中の物質移行は拡散によって起きることになる。すなわち、地下水流れに伴って起こる移流現象や、水力学的分散現象が見られなければ、考慮している場での物質移行が拡散現象に支配されており、地下水流れが十分に遅いことがいえることになろう。

ところで、地下水中の溶質が拡散現象によって移動する際、その溶質が同位体を持つ場合、同位体各々の拡散係数がわずかに違うために分別が起こり同位体比が変化する。一方、移流が物質移動の主要な要因である場合には、地盤・岩盤中の濃度分布は機械的分散に支配されるため、拡散による同位体比の影響は無視でき、同位体比の変化は見られない。このような現象に着目し、沿岸域における塩水と淡水の境界領域における塩素安定同位体比と塩化物イオン濃度分布に着目した研究を実施した(図3)(Tokunaga et al., 2007)。

図3に示されている塩化物イオン濃度と塩素安定同位体比を比較してみると、塩素安定同位体比がマイナス方向にシフトする深度は塩化物イオン濃度の遷移領域にあたることからわかる。これらの分布は、 ^{35}Cl と ^{37}Cl の拡散係数のわずかな差に従って、軽い同位体である ^{35}Cl が ^{37}Cl よりわずかに速く下方へ拡散したと整合する。このことから、調査地点における塩素挙動は拡散に支配されていることが強く示唆される。同様の結果は、幌延地域の地下水についても示されており(徳永ほか, 2006)、今後、塩水と淡水の両者が存在する沿岸域等における地下水流れとそれに伴う物質移行の速さを議論するうえで、地下水の滞留年代推定とあわせて有効な方法になることが期待される。

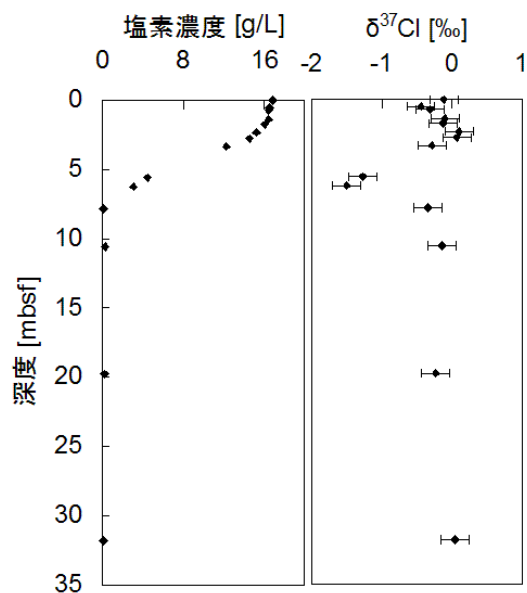


図3 熊本県不知火湾の海底下ボーリングコアから採取した間隙水の塩化物イオン濃度と塩素安定同位体比(Tokunaga et al., 2007 に基づく)。塩化物イオン濃度が急変する深度よりもやや深いところに塩素安定同位体比の負のピークが存在すること、また、塩化物イオン濃度が減少し始めるあたりの深度で安定同位体比がやや正にふれていることに注意。

4. 不完全な半透膜としての泥質岩の挙動

泥質岩が、不完全な半透膜としての挙動をし、その結果として過剰間隙水圧を発生させている可能性があることは、すでに1970年代から議論されてきている。また、濃度勾配と地下水流れが互いに関連し、連成系になることも良く知られていることである(表1)。しかし、現実的な問題として、その評価を行ってきた例はそれほど多くない。一方、日本のような沿岸域に位置する条件では、この種の現象を考慮する必要がある場合が十分に想定される。Neuzil(2000)は、Pierre 頁岩を対象として、9年間にわたる極めて興味深い実験を実施している。本講演における最後のトピッ

クとして、この実験結果について紹介し、その重要性について議論を深めたいと考えている。

表1 地下水流れを考える上での連成系の例(Badar and Kooi, 2005 に基づく)。

Flow	Gradient		
	Hydraulic	Chemical	Temperature
Fluid	Hydraulic flow	Chemical osmosis	Thermo-osmosis
Solute	Ultrafiltration	Diffusion	Soret effect
Heat	Isothermal heat transfer	Dufour effect	Thermal cond.

5. まとめ

今まで述べてきたように、帯水層を対象として発展してきたいわゆる地下水学的アプローチに加え、すでに理論的には説明がなされているがそれほど実際の問題に対して積極的に用いられたこなかった連成系の考え方を導入することにより、難透水性層中の地下水流れ・物質移行に関してよりわかりやすい説明が可能になることがある。このような捉え方は、見かけ複雑で理解が難しいような現象も、比較的単純な過程の組み合わせで説明できることを示唆しており、現象を明らかにしていくための一つの方向性ではないかと考えている。今後とも、丁寧にデータを積み重ねていき、かつ、適切な解析を実施することにより、極めて遅い地下水流れとそれに伴う現象、難透水性層中のプロセスについての理解を深めていきたい。

文献：

Badar and Kooi, 2005, *Adv. Water Res.*, **28**, 203-214. Ge et al., 2003, *EOS*, **84**, 145, 151-152. 細谷・徳永, 2005, *地下水学会誌*, **47**, 397-417. Langguth and Treskatis, 1989, *J. Hydrol.*, **109**, 79-93. Neuzil, 2000, *Nature*, **403**, 182-184. 徳永ほか, 2006, *日本地下水学会 2006 年秋季講演会講演要旨集*, 150-155. Tokunaga et al., 2007, *IAHS Publ.*, **312**, 197-200. 浦越ほか, 2006, *地学雑誌*, **115**, 279-294.

AEによる地震発生過程に関する実験的研究

雷 興林 (地圏資源環境研究部門・CO₂ 地中貯留研究グループ)

1. はじめに

地震は地下深部に生じる岩石破壊現象であり、室内実験で地下の温度・圧力・流体環境下で岩石を破壊し、この間の岩石の諸物性値を測定することによって地震発生過程、特に地震直前の震源域の振舞いを推定すること可能である。特に岩石破壊過程に伴い岩石内部に生じる微小破壊から発生する微小破壊音 (Acoustic Emission, 以下, AE と略記) を利用する研究は、マクロな最終破壊までの微小破壊の時空間分布を推定でき、地震準備過程の理解を深めるものと考えられる。

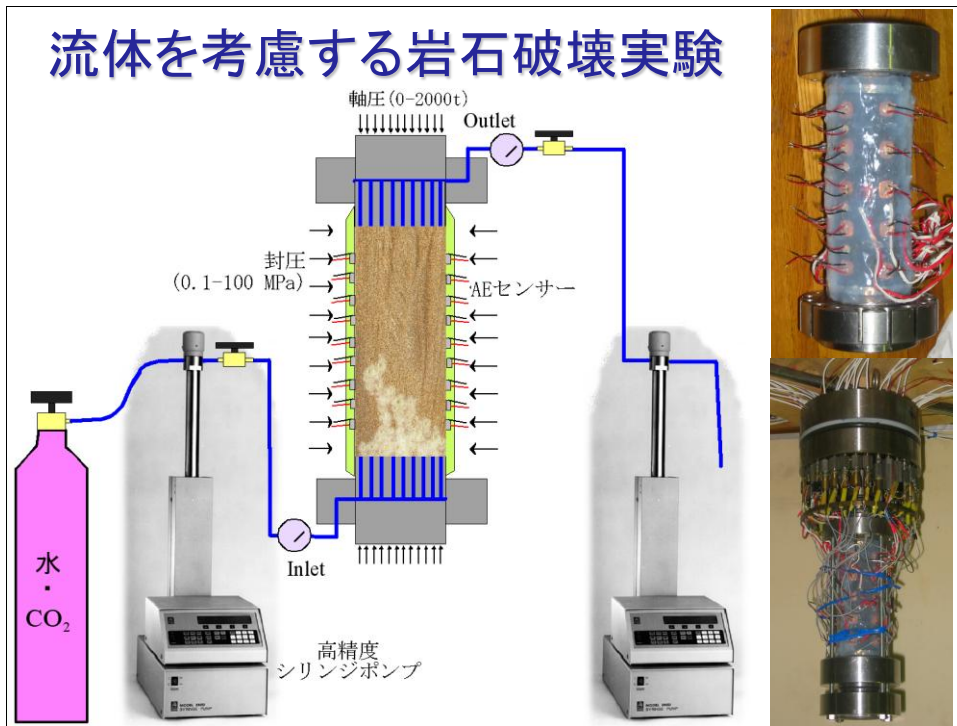
産総研の岩石破壊実験室では地震素過程に及ぼす水の役割の解明や CO₂ 地下注入後挙動モニタリングの高度化のため、差応力下での岩石変形注水実験を系統的に展開している。弾性波の走時の差及び相対的な振幅の変化を用いた相対トモグラフィ解析技術を駆使し岩石変形や流体の移動に伴う弾性波速度・減衰の変化を詳細に調べ、流体の分布を推測する。一方、多チャンネル高速 AE (acoustic emission) 波形記録システムを利用し、微小破壊の震源分布を 2~3mm 以下の精度でモニタリングすることができる。

2. 実験装置とデータ収録解析

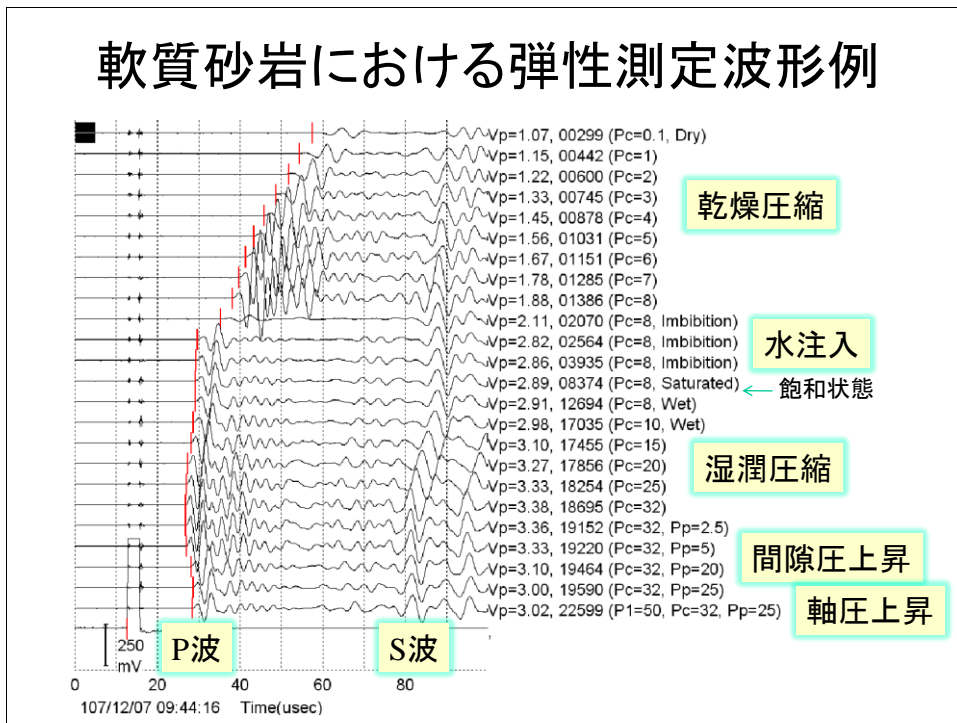
岩石試料に応力を加える破壊する三軸岩石圧縮実験装置を紹介する。この装置は地下の圧力及び水化学環境での岩石の物性の測定、破壊機構の解明を目的として 1970 年代前半に導入したもので、最大封圧 100MPa の高圧環境で岩石破壊実験を行うことができる。試料は、直径 50mm, 高さ 125mm の円筒形のものまで使用できる。この装置を用いて定荷重(クリープ)及び定ストレスレート条件下で実験でき、最大 16 枚の歪ゲージと 32 個の AE センサーを試料の表面貼り付けることができる。このような試料を使って高速 AE 波形記録システムと併用することにより、岩石変形に伴う微小破壊に詳細な時空間分布・歪の局域化 (Localization) を調べることができる。

応力作用下の岩石試料内部の既存の微視割れ目や鉱物粒子の結晶境界など虚弱な場所に応力が集中することにより突然亀裂が発生あるいは成長し AE が起こる。それに伴って発生する弾性波も AE または AE 波と呼ぶ。岩石あるいは材料の種類や微小破壊の規模により AE の卓越周波数は kHz から MHz のオーダーの幅広い範囲に分布する。岩石最終破壊の直前では AE の発生率は毎秒千個以上にも達し、当システムを利用すれば個々の AE の波形を 20MHz のサンプリングで漏れなく収録である。AE 震源の決定には自然地震震源決定と同じような最小二乗法による方法が採用されている。なお、震源の精度は通常 2mm (均質な岩石試料の場合) なし 3mm (粗粒岩石試料の場合) 以下である。さらに、AE 計測と平行して任意時刻に最大 18 個のあらかじめ選択したセンサーに順次に電圧パルスを送り弾性波を励起する。これらの信号は AE 信号と同様に他のすべてのセンサーに記録される。一回の測定(順次に最大 18 回発振)は 1 秒以内に完了するため、AE 計測を邪魔せずに岩石変形のあらゆる段階で弾性波速度の測定を実施することができる。これにより、弾性波速度や減衰などの物性値を時空間において稠密に測定し、さらに相対トモグラフィ技術を駆使しこれらの物性値の変化と試料内微小破壊の発生、流体の移動、気・

液置換などとの関係を詳細に調べることができる。

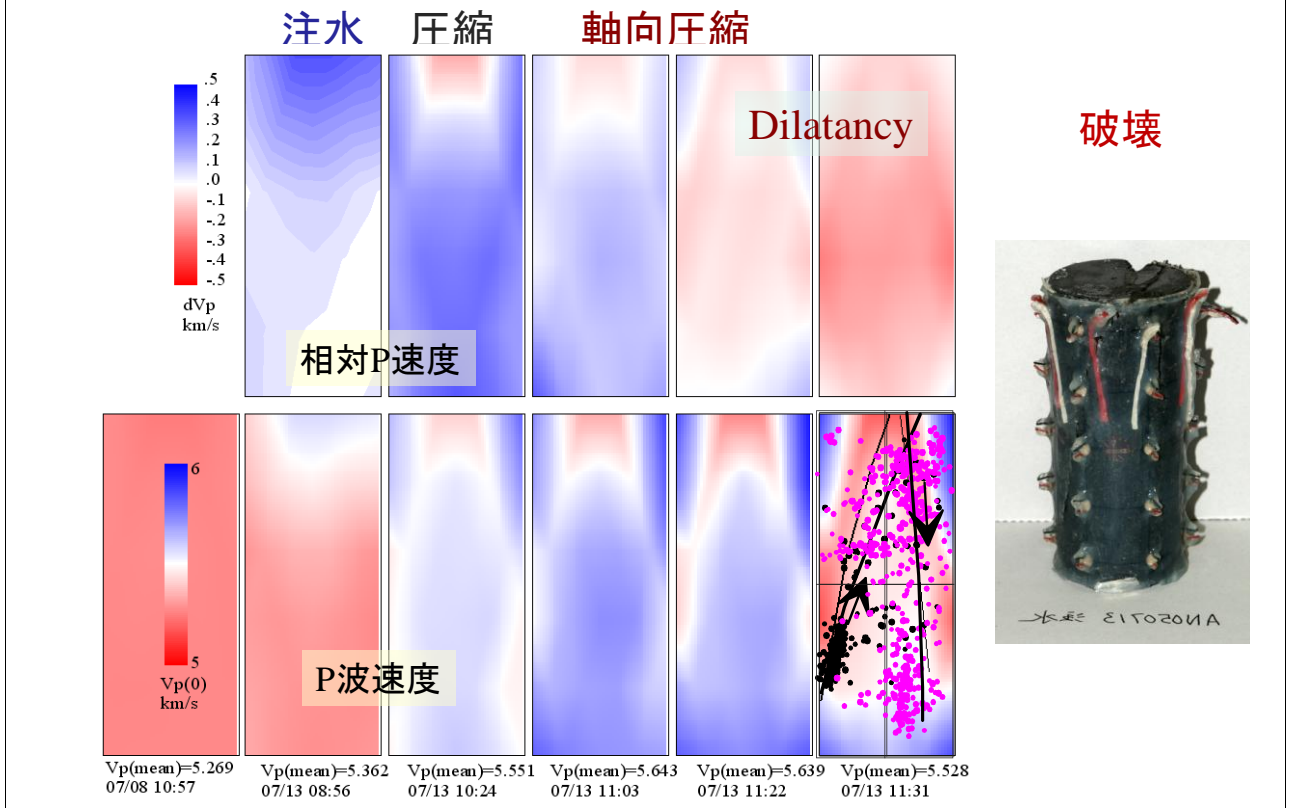


注水・破壊実験システムの概要、実験準備途中（右上）と結線終了後（右下）の岩石試料を示す。試料表面に最大32個PZT素子と8ペアの歪ゲージを貼り付けている。



試料中央部直径方向の弾性波測定波形を並べたグラフで、圧縮・飽和・間隙圧変化・ダイナタシなどの要因による初動の到達時間や振幅の変化が顕著であることが示されている。

破壊過程岩石物性の変化



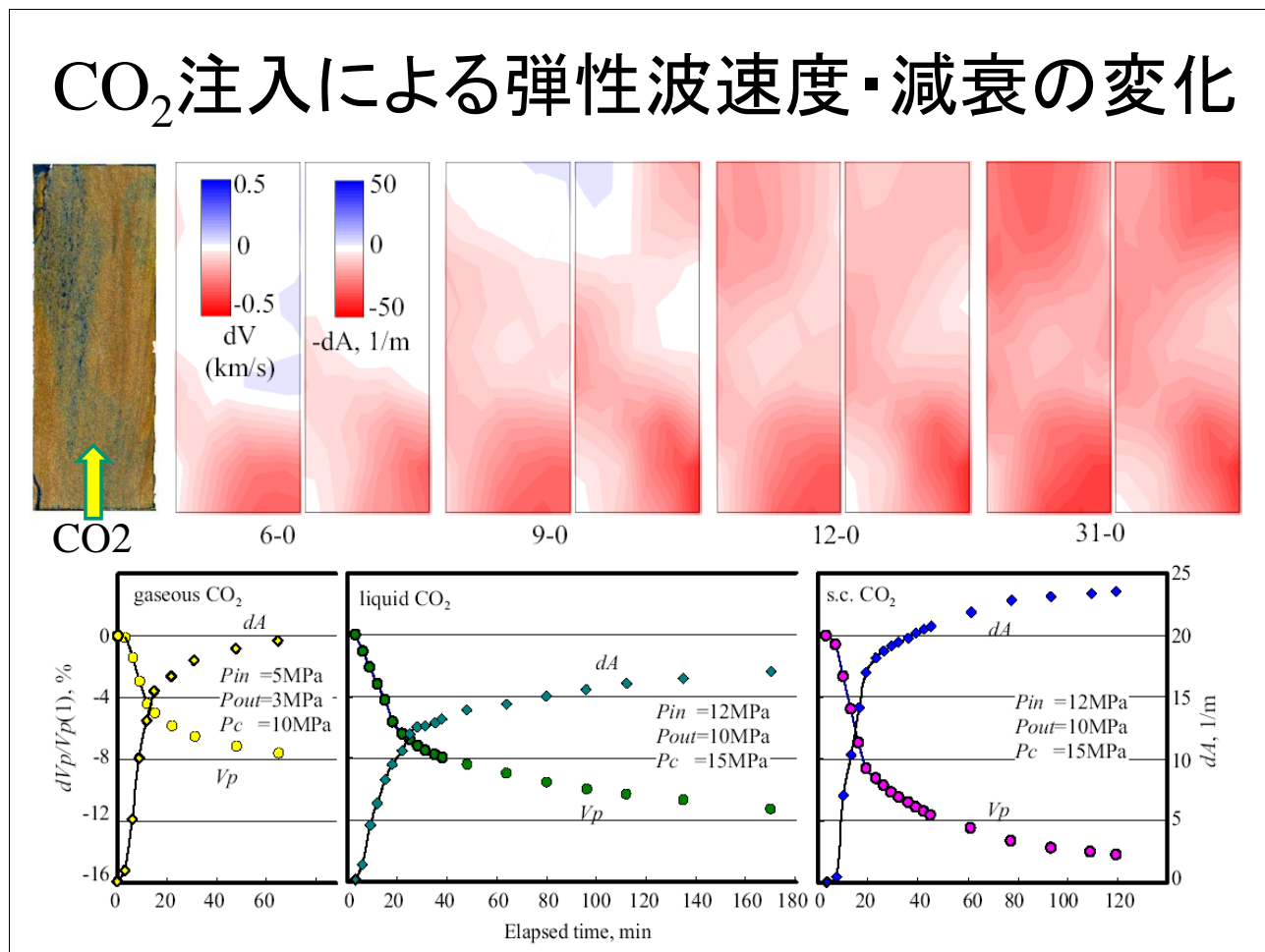
安山岩試料における水注入、等圧圧縮、差圧圧縮各段階 P 波速度・減衰の相対変化を示す。この場合、岩石試料が一樣に飽和されていない、最終破壊が流体のフロントより始まることが分かった。(破壊核形成時の AE 震源は黒丸で示し、その以降の AE 震源はピンク丸で示す)

3. CO₂・水置換による弾性波速度・減衰の変化

CO₂ 地中貯留にとって 地下深部の帯水層に圧入された CO₂ 挙動のモニタリングは基本的で重要な研究課題と指摘されている。CO₂ 貯留量の推定や漏洩通路の検出においては、とりわけ高度なモニタリング技術が必要である。現状では地震探査手法が CO₂ の分布と移動を把握するための最も有効な方法だと考えられている。GSJ では CO₂ の注入による岩石物性値変化モデルの構築とイメージング技術の改良を同時に遂行することを目的とする室内 CO₂ 注入実験を展開している。良く制御された実験条件下で、多孔質岩石試料にガス状態・液体状態・超臨界状態の CO₂ をそれぞれ注入する実験を行い、稠密弾性波伝播測定及び AE 観測による弾性波速度、減衰、異方性などの物性値の変化を評価する。差トモグラフィ技術を適用し、CO₂ 注入による弾性波の速度と減衰係数の変化について詳細に調べた。多胡砂岩(間隙率~24%)の場合、気体 CO₂、液体 CO₂ 及び超臨界 CO₂ の注入により、最終的に、P 波速度はそれぞれ 7.5%、12%、および 14.5%減少した。同時に減衰ファクター1/Q はそれぞれ 3.3、2.7、および 3.7 倍増加した。

これらの実験結果は White and Dutta-Odé の理論モデルを使ってよく説明できる。これは、超音波周波数帯域でも間隙流体の拡散が速度分散とエネルギー損失において大きな役割を果たし

ているのを示す。また、得られた不均質飽和(パッチ)の特長サイズは $b=1.3\sim 1.5\text{mm}$ である。一般にガスパッチがフラクタル的な分布を示すと考えられ、実サイトに使える地震周波数帯域でも実験室の超音波帯域と同様な結果が得られると思う。実験及びモデルの結果は、 CO_2 飽和度の増加に伴い、減衰が急速増加し、30-40%のところにピークを持ち、その後完全 CO_2 飽和状態になるまで(それが可能であるなら)次第回復する特徴を示している。しかしながら、最終的な CO_2 の飽和度はおよそ 30-40%すぎなかった。

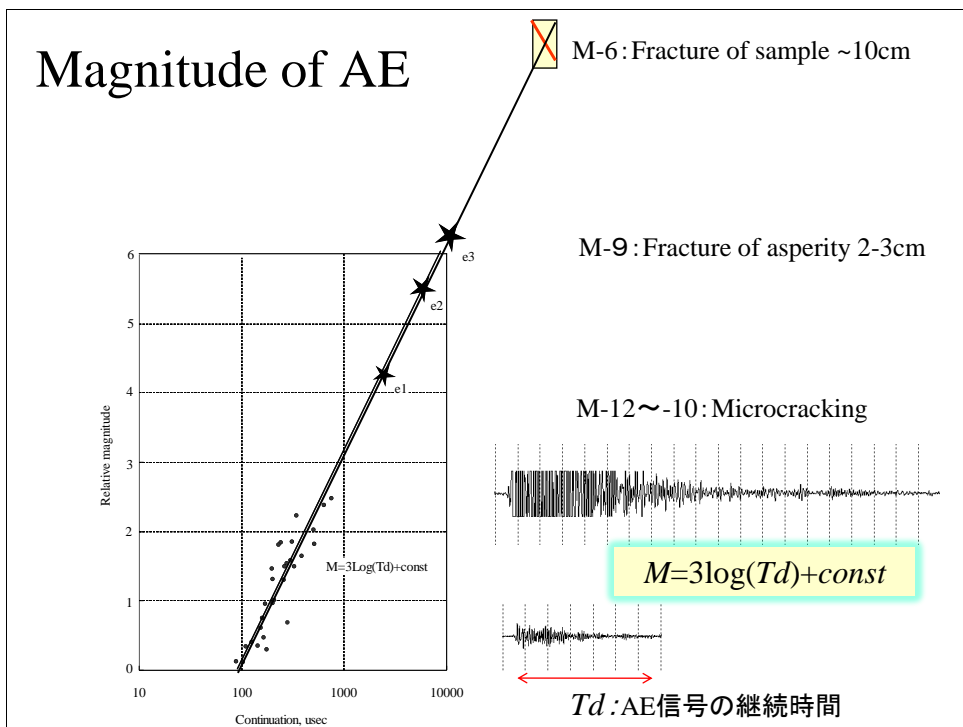
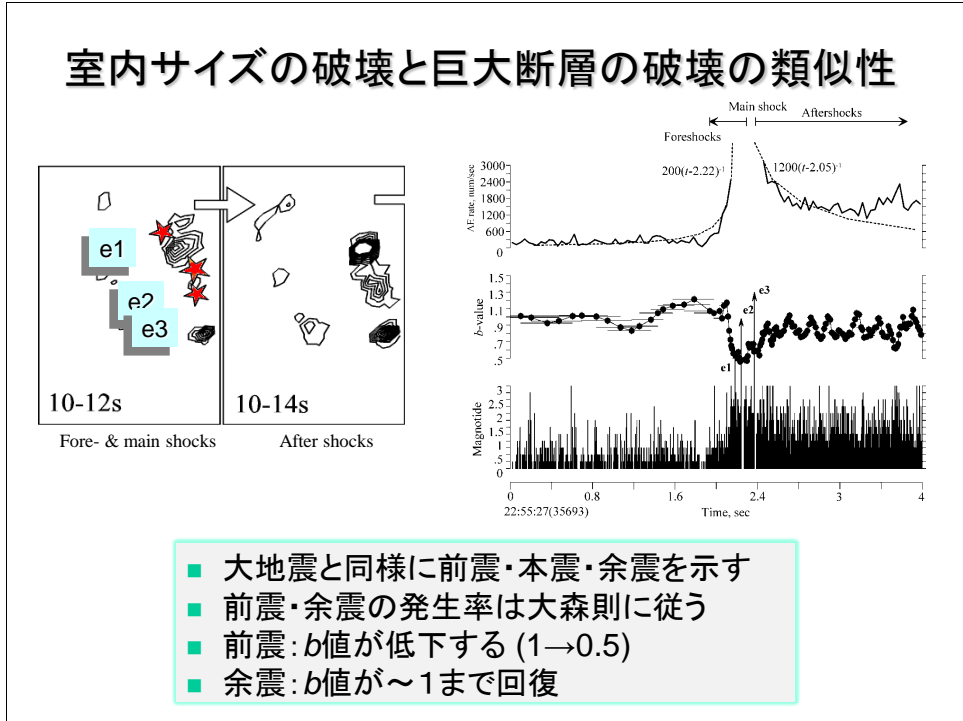


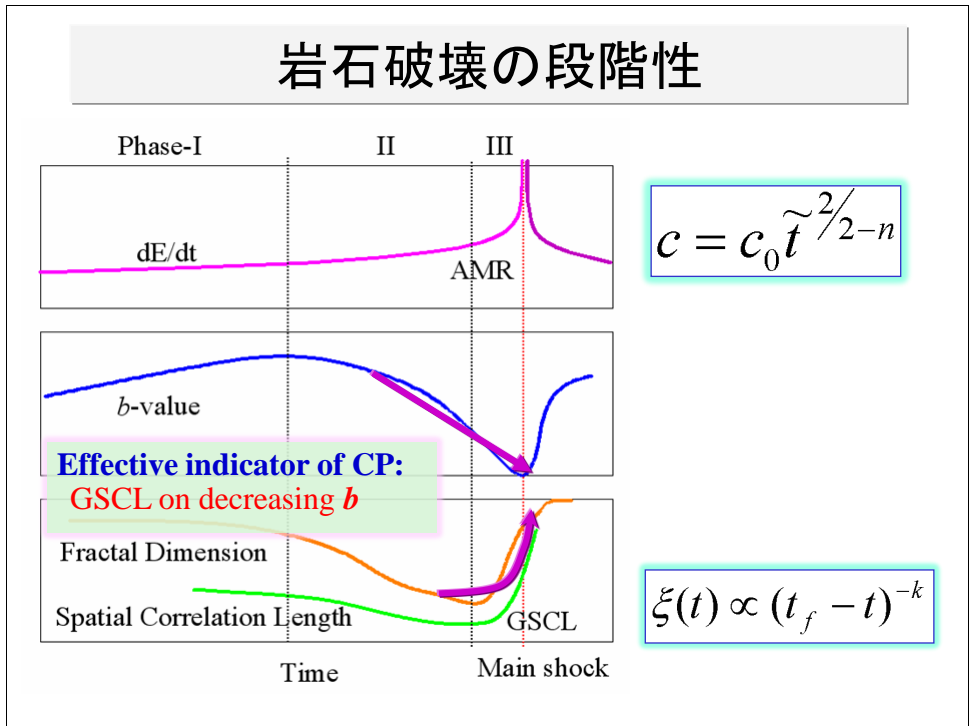
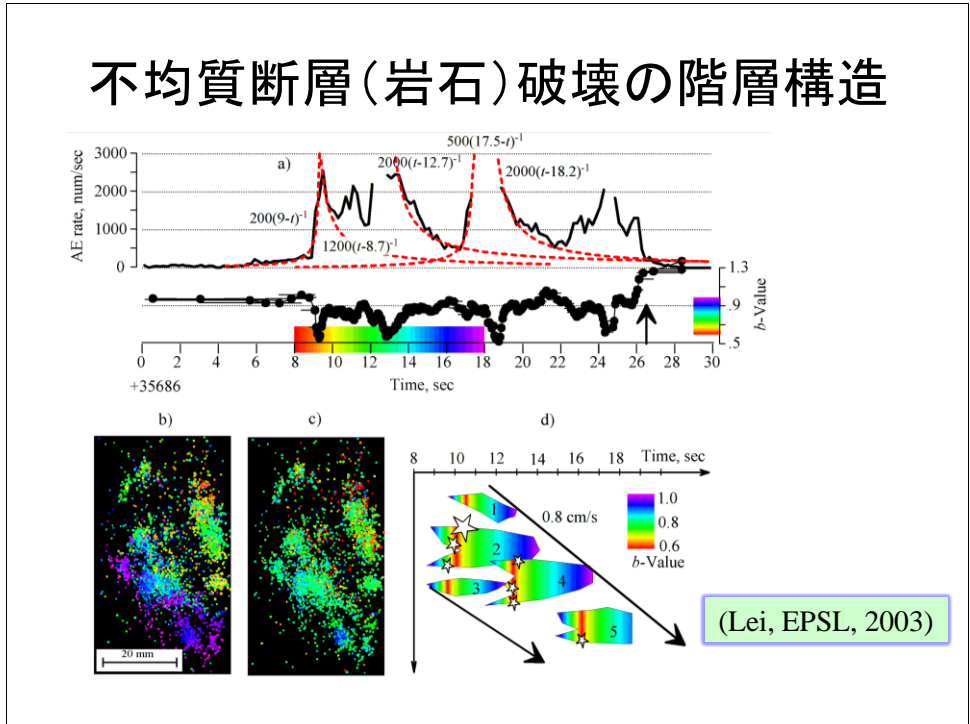
ガス CO_2 注入に伴う P 波速度 (dV) と減衰 (dA) の相対変化。各ペア画像の下にあるラベルは経過時間を示す。例えば、ラベル“12-9”はその上の画像は 12 分と 9 分の間の相対変化であることを示す。下図に平均速度 (低下) と平均減衰 (増加) の時間変化を示す。これらの実験データは White and Dutta-Ode の理論モデルを使って良く説明できる。これは、超音波周波数帯域でも間隙流体の拡散が速度分散とエネルギー損失において大きな役割を果たしているを示す。

4. 不均質構造を有する岩石・断層の破壊

不均質構造を持つ岩石の破壊過程は階層性を示す。動的な破壊に前駆する準静的な破壊核形

成過程ある。一方、その準静過程にはさらに小さいスケールの動的な破壊が含まれる。このような階層的なモデルと破壊プロセスは諸前兆現象の原因と考えられ、小さい変動から大きい変動、静的な変動から動的な変動を予測するための理論に資する。

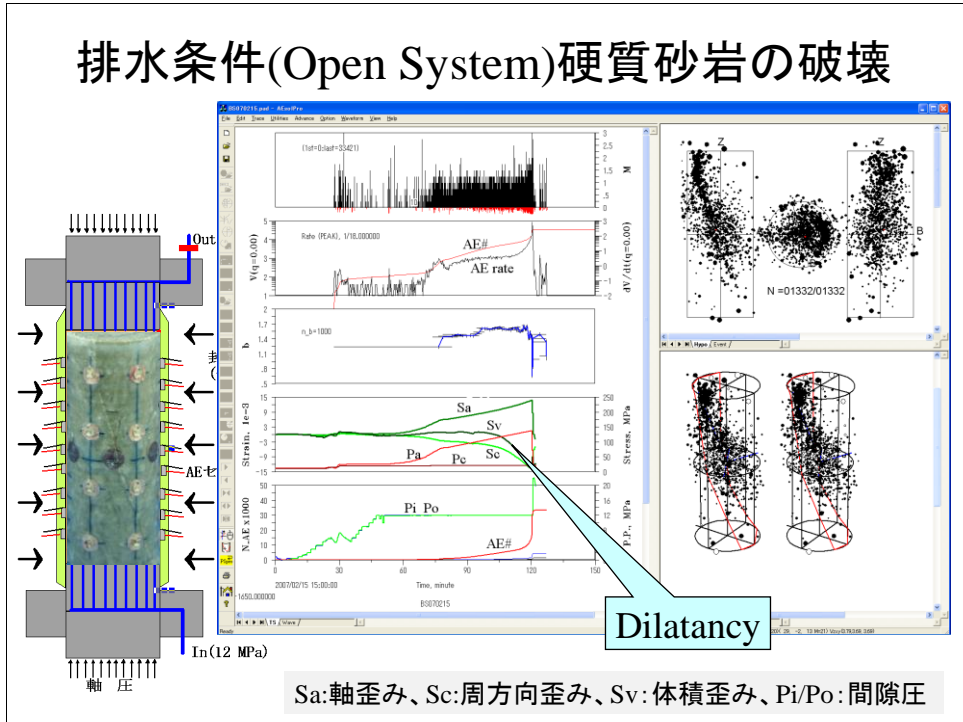




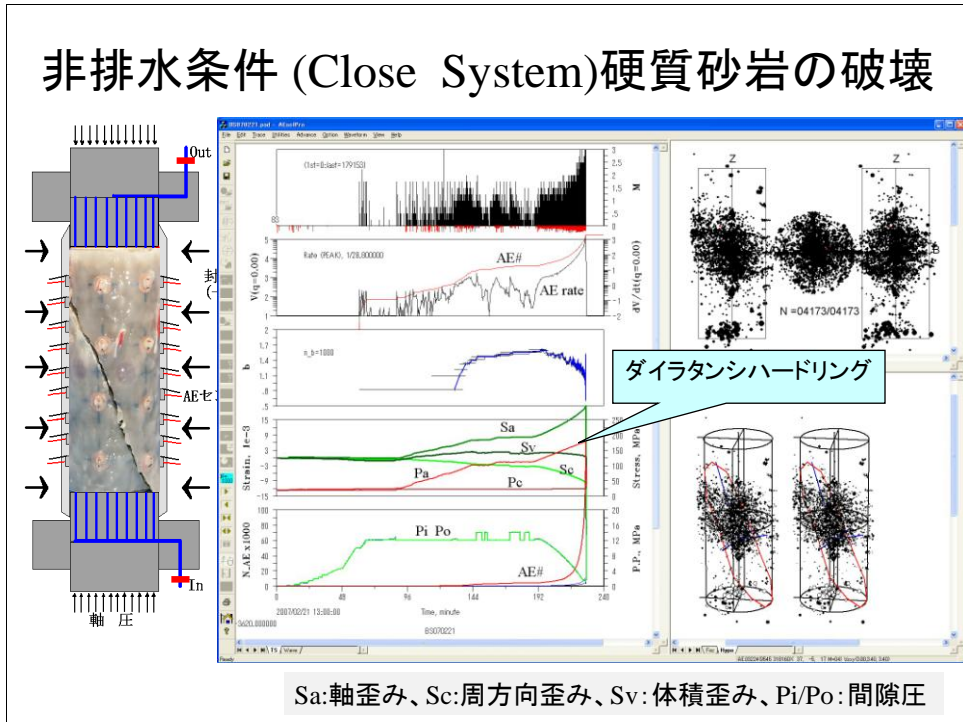
岩石破壊過程の段階性と AE パラメータの変化パターン。クラック成長フェーズ：
 b 値・フラクタル次元・空間相関距離が減少する。断層核形成・成長フェーズ
 では、加速モーメント解放、顕著な b 値減少、増加するフラクタル次元と空間
 相関距離が観測される。これらのパラメータは臨界点（最終破壊）までの時間の
 関数であり、複数の統計パラメータを利用することで予測精度を向上するこ
 とが期待できる。

5. 地下流体の流動条件を制御した多孔質貯留層岩石の破壊

5.1. 排水及び非排水条件下硬質砂岩の場合

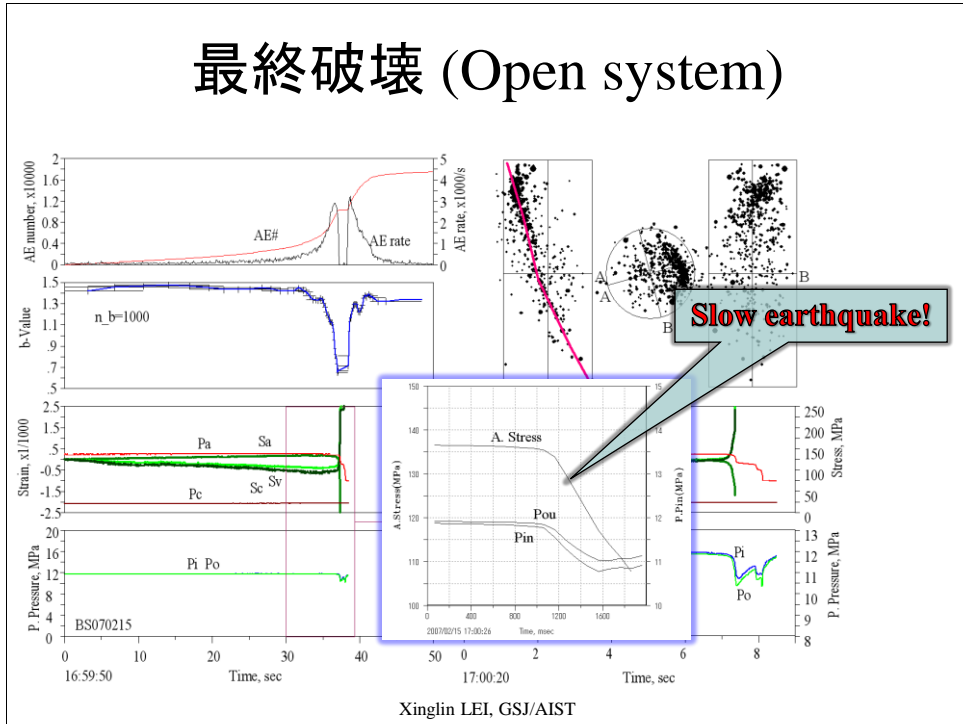


排水状態では、軸圧が強度の 60%に達した時点からダイナタシが観測され、以降増えつつ。Dilatancy の発生でより生じた間隙圧の低減が水の流入により迅速に回復され、結果として間隙圧の変化がなかった。

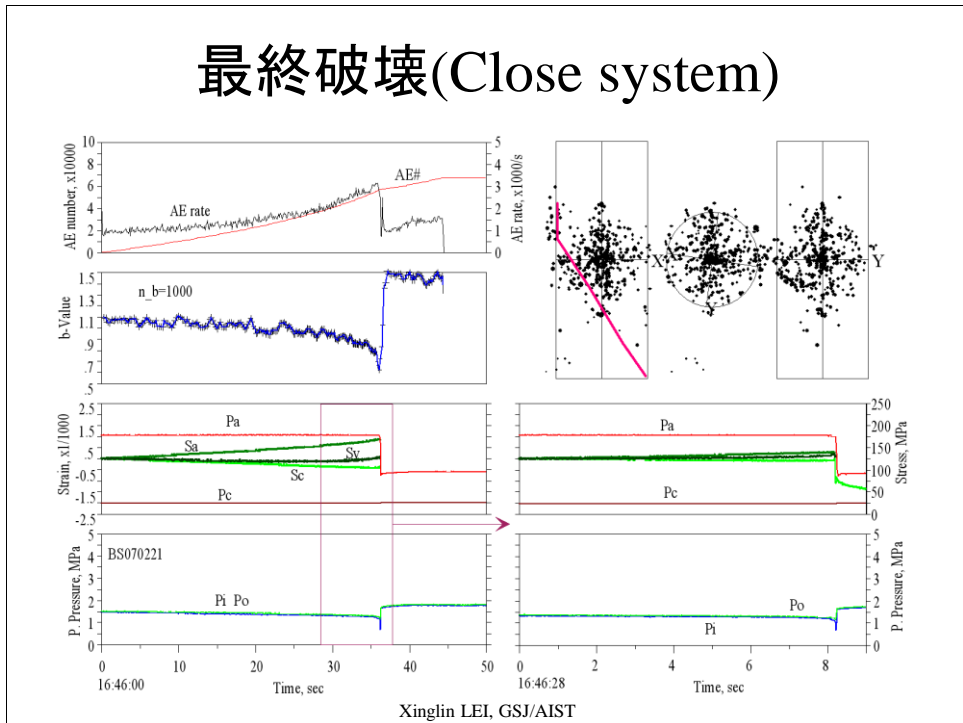


非排水状態では、Dilatancy が間隙圧の低減（有効封圧が増加）により相殺さ

れ、軸方向の短縮と周囲方向の膨らみがつりあうため体積変化は顕著ではなかった。

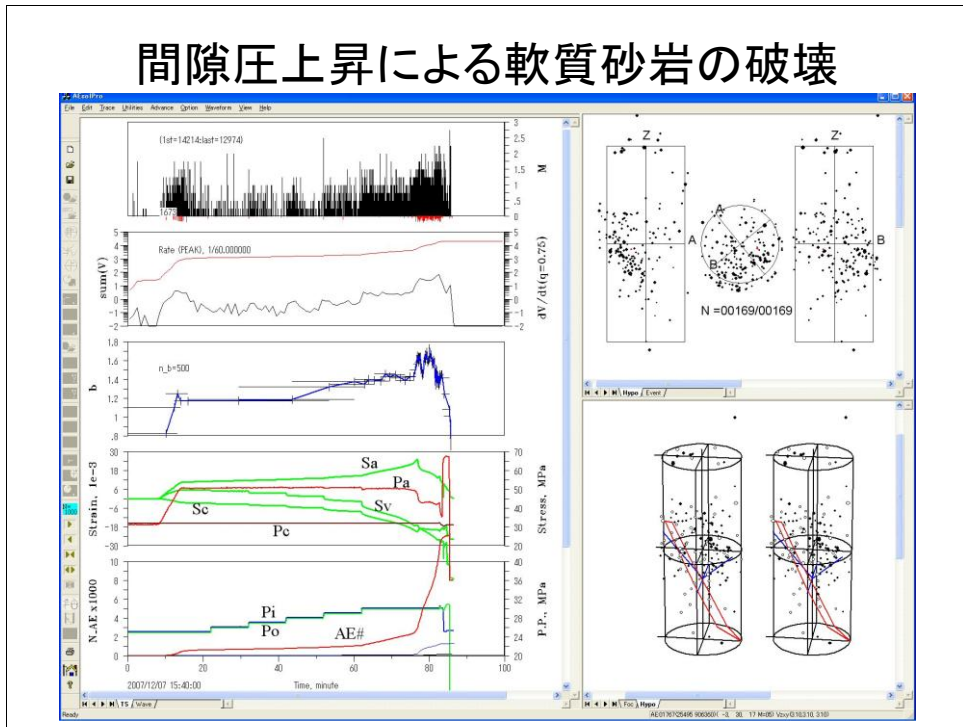


排水状態では、試料の強度が相対的に低く、終破壊速度 (fracturing velocity) は遅い。



非排水状態では、試料の強度が相対的に高く、最終破壊速度 (fracturing velocity) は速い。

5.2. 軟質砂岩の場合



軟質砂岩石の変形に伴い AE 頻度が高い。しかし、減衰が大きいので AE 信号が弱く、震源決定できる割合が低い。

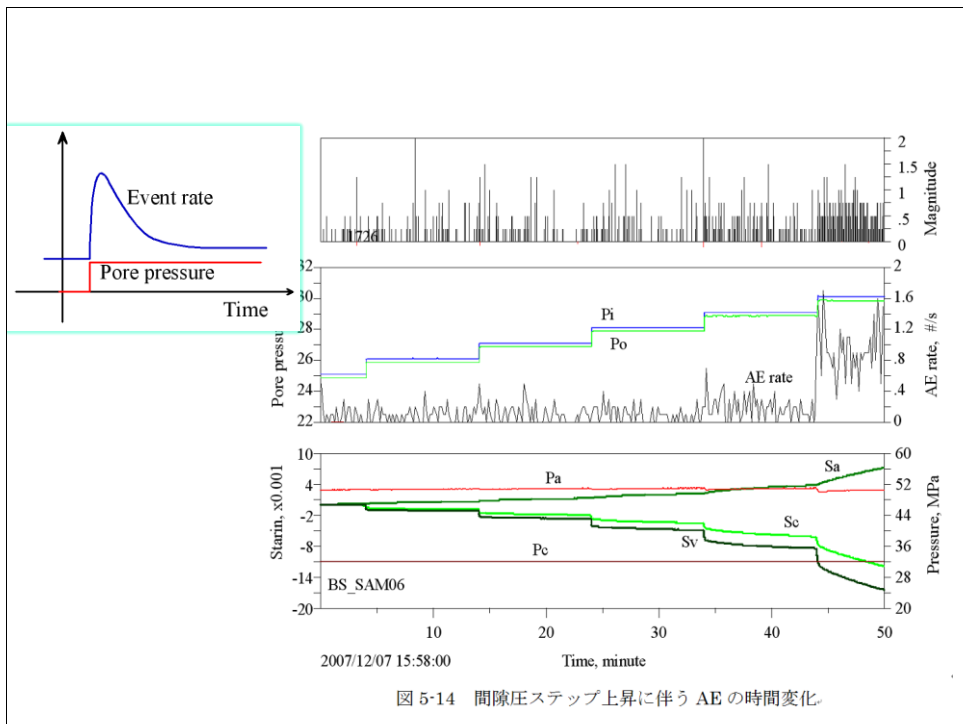
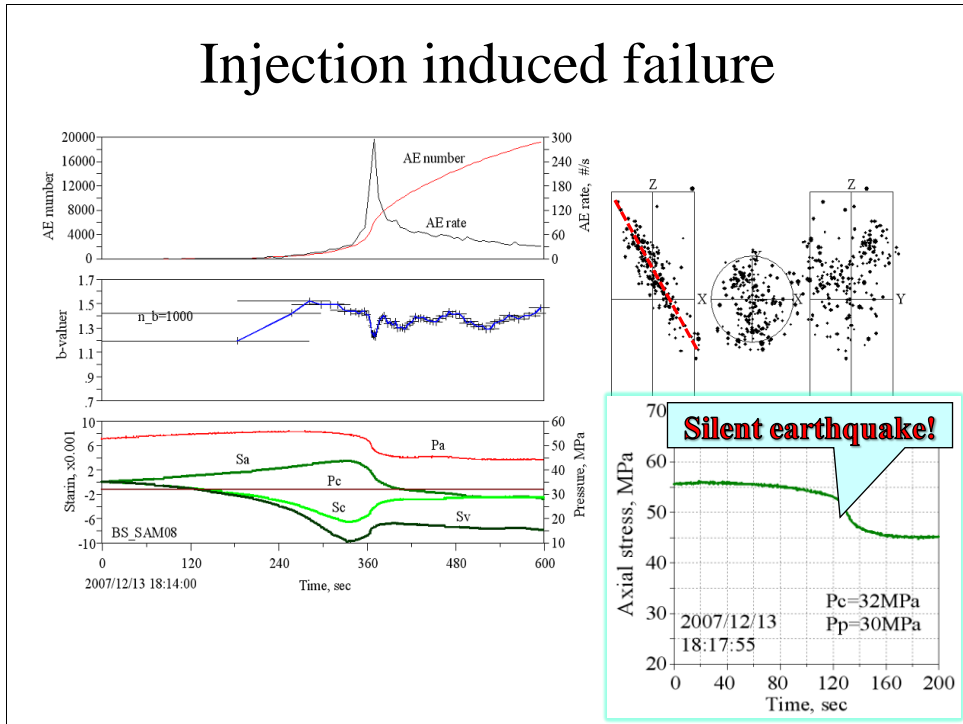


図 5-14 間隙圧ステップ上昇に伴う AE の時間変化

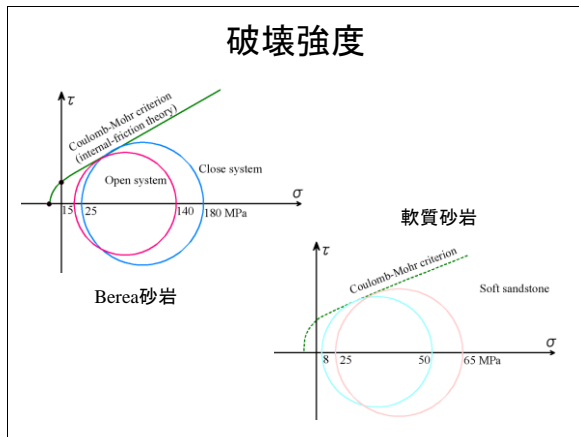
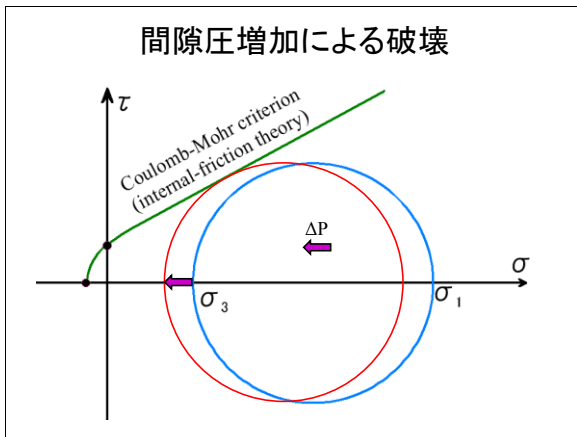
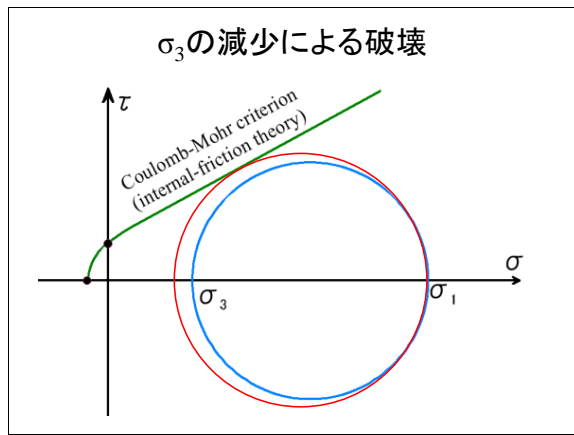
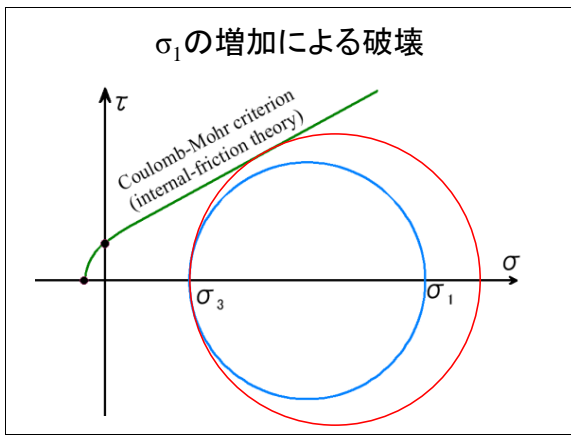
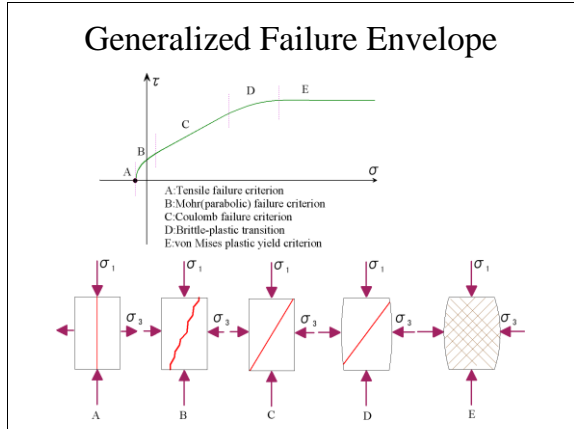
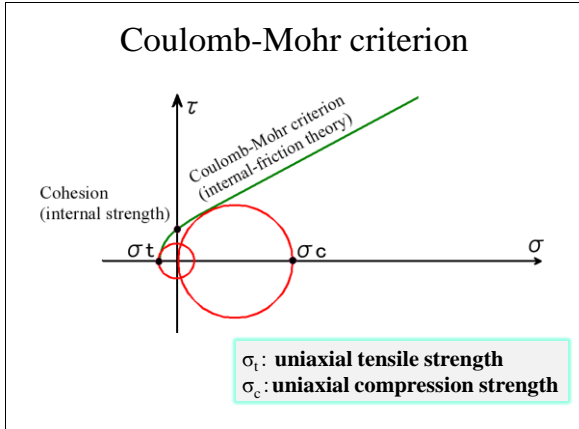
ステップ状間隙圧の上昇に伴う AE の時間変化を示す。間隙圧の上昇に並行して AE 発生率が急増し、その後次第に一定のレベルまで下がる。間隙圧が高いほど、つまり拘束圧と間隙圧との差が小さいほど、間隙圧の上昇により発生する AE の数が大きい。



最終破壊に直前からダイナタシの拡大と同調して AE 発生率が急激に増加し、軸圧の降下（最終破壊）時にピークに達する。その後、AE 発生率が次第に減少する。最終破壊面形成した後、断層が安定的に滑りつつ、それに伴い大量の AE が観測された。AE 頻度の時間分布は自然地震の前震・本震・余震のパターンとよく似ている。AE 震源は最終破壊のせん断面上に密に集中する。支配的な AE 発生メカニズムは粒子間の滑り（shear 型破壊）や剥離（tensile 型破壊）であると考えられる。

5.3. Coulomb-Mohrの破壊則

地震は地殻の応力が限界値を超えたときに断層（地下の岩盤が割れ目）が滑ることによって生じます。応力が増えて限界値を超える場合と限界値が下がって掛かっている応力より小さくなる場合、二つの可能性がある。特に地下流体が存在する場合両方とも同じ重要だと考えられる。多孔質砂岩の実験結果は Coulomb-Mohr の破壊則により解釈できる。



6. 結論

地震性破壊あるいはダイナミックな破壊は破壊速度が S 波速度に相当する急速な破壊現象で、高周波地震波を励起する。これに対し静的な破壊（地震波を放射しない非常に遅い速度の断層滑り、例えば断層のクリープや沈み込み帯の非地震領域の安定滑り）も存在する。条件によれば、ダイナミックな破壊と静的な破壊の間に準静的な破壊（破壊速度 cm/s オーダー）と準ダイナミックな破壊（m/s オーダー）など様々な破壊態様がある。最近では Slow-earthquake や低周波地震、極低周波地震などの用語が続々登場し地殻破壊現象の複雑さを物語る。排水条件下での多孔

質砂岩の破壊はゆっくりであるが、準ダイナミックな破壊に近いと思う。非地震性破壊そのもの自体は怖くないが、その変形により岩盤の応力場が変わり付近の断層の地震活動を誘発するポテンシャルがある。

結論

Open system

- Dilatancyで生じる間隙圧の低下が流体の補給により迅速回復
- 破壊が促進
破壊強度低下
- Fracturing速度が緩和
aseismic, slow-earthquake
- より群発的
- 期待する前兆現象
 - 膨張的な地殻変動
 - 流体流動によるもの

Close system

- Dilatancy→間隙圧低下＝有効封圧増加→Dilatancy Hardening
- 破壊が遅延
強度強化
- Fracturing速度が加速
seismic
- より本震・余震型
- 期待する前兆現象:
 - 間隙水圧の低下(地下水位降下)

CO₂地下貯留における意味

CO₂ Sequestration

- High porosity, high permeability
- Fluid source (CO₂)
- Open system

What would happen

- AE (micro-seismic) activity
- Aseismic slip, slow/silent earthquakes
- If there are some nearby faults with stress close to the critical point:
significant earthquakes may be trigger

What we should do

- Select safe sites
- AE monitoring: helpful for safe operation

謝辞

砂岩に関する実験成果石油資源開発(株)との共同研究によるものである。

亀裂面間のせん断変位と透水性変化

産総研第7事業所
地圏資源環境研究部門
地質特性チーム

高橋 学

本日の発表内容

- 室内試験の必要性
- せん断・透水試験の必要性
- 各種透水試験手法について
- 真三軸試験におけるせん断・透水試験について
- μ フォーカスX線CTによる内部構造の可視化事例について
- まとめ

<室内試験の必要性>

原位置試験

- ・場(環境)の再現ができない
- ・場(環境)の変動を人間の時間スケールでは観測できない



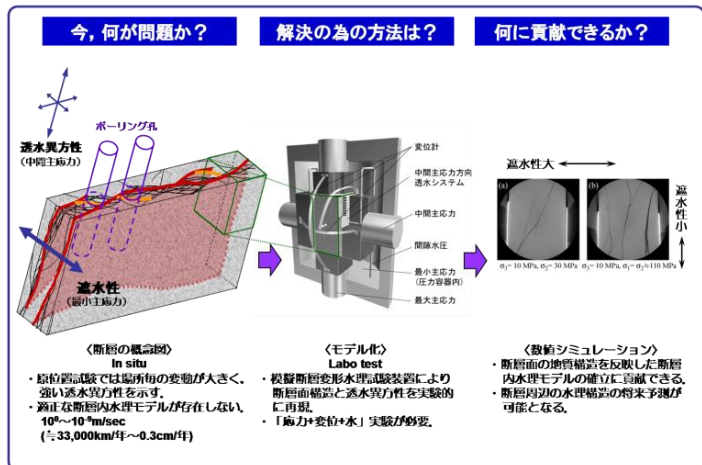
室内実験を中心とした場(環境)の変動に対応した地質特性の把握を行う必要がある。

室内実験が具備すべき条件

- ・異方性応力(一般的な応力条件)下での試験が可能
→ 真三軸試験がベスト
- ・破断面(断層面に相当)での変位・透水挙動観察が必要
→ 真三軸試験の中間主応力方向がベスト
- ・高精度の透水試験手法を実施できる
→ 各種透水試験手法
- ・せん断・透水条件下でのその場観察技術を有している。
→ μ Focus X線CTによるその場観察技術を有している

<せん断・透水試験の必要性>

「断層内or亀裂水理モデルの確立に何が必要か？」



断層帯に関する原位置透水試験のSummary

場所ごとの変動が大きく、その値は $10^0 \sim 10^9 \text{ (m/s)}$ 以下まで幅広く分布している。しかも年代測定結果から地表に降った雨はかなり早く地下深部に到達している。これは透水性の高い「水みち」の存在を示している。

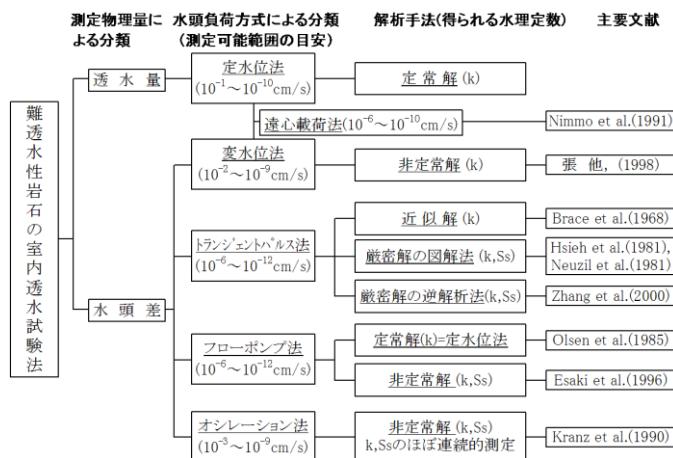
得られる結論

原位置透水試験だけでは断層破砕帯の水理的特長を解明する事は不可能

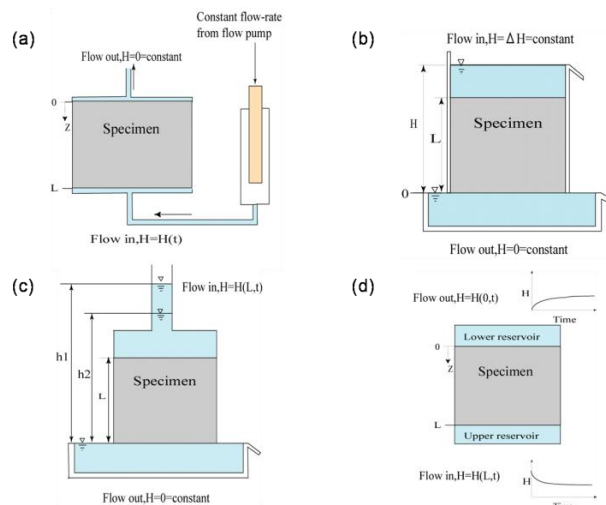
今後の取り組むべき道筋

室内実験を中心とした蓋然性の高い断層水理モデルを構築する必要がある。

<各種透水試験手法について>

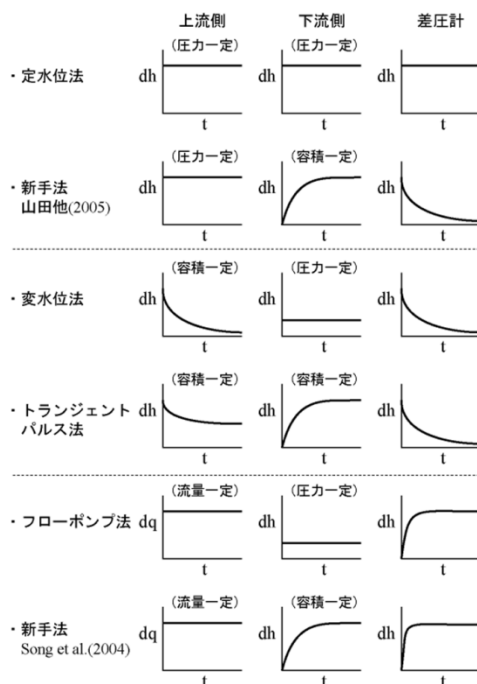
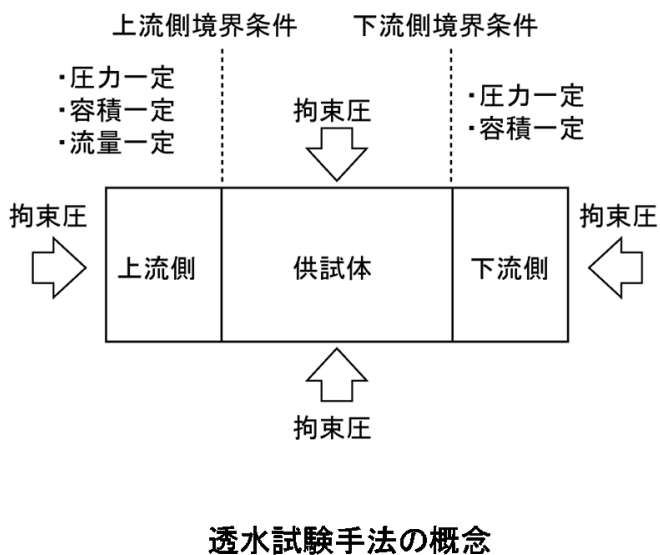


難透水性岩石の各種室内試験法の分類と解析手法 (k: 透水係数, S_s: 比貯留率)



試験法概略図 (a)フローポンプ法, (b)定水位法, (c)変水位法, (d)トランジェントパルス法

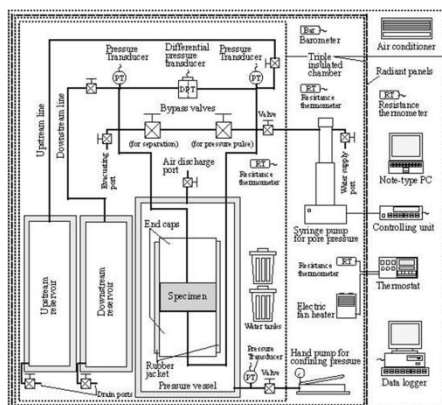
<解析の原理>



各種透水試験手法の上・下流及び差圧の変動

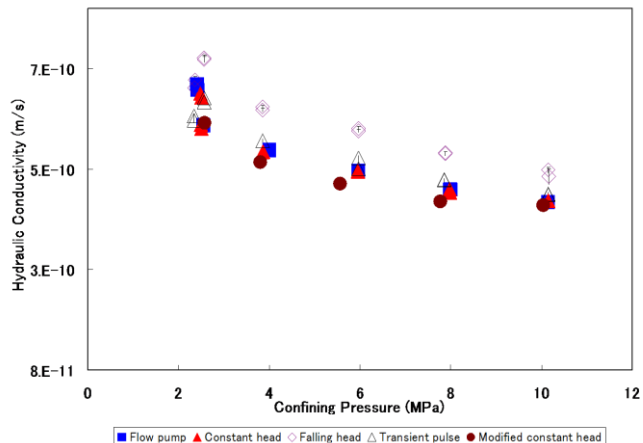
<測定手法と Sequential Test 結果>

Experimental setup



- Features**
- Closed system
 - A syringe pump for controlling pore fluid
 - Two reservoirs at both side
 - Highly precise differential pressure transducer
 - Compressible storage of equipment: $5.6 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ (experimentally estimated)
 - Temp. change around the vessel: $\pm 0.01 \text{ }^\circ\text{C/h}$

Experimental results: hydraulic conductivity



<今後の透水試験の展開について>

- Sequential試験の実施と比較
- Labo Test と In Situ Testの比較検討
- 変形試験と透水試験のCoupling

三軸試験における封圧・間隙水圧の変化に伴う間隙水の流出・流入量および体積変形から供試体の多孔弾性係数と水理パラメータを同時に評価する。

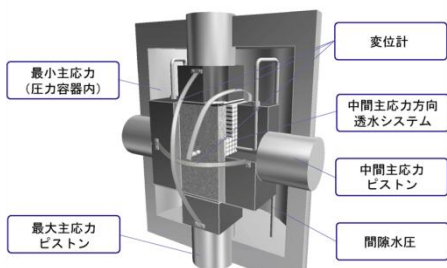
透水試験と変形試験から加藤他 (2005) は排水状態での体積圧縮率, Biot-Willisの係数, Skemptonの係数, Biotの係数, 多孔弾性膨張係数などの多孔弾性係数を求めることに成功している。

今後は完全飽和状態における変形・透水実験から透水係数や比貯留率などの水理係数と多孔弾性係数を同時に求める実験が主流になり, 一度の実験からより多くの変形・水理パラメータを取得出来る可能性が指摘できる。

<真三軸試験装置について>

真三軸試験装置の可能性

真三軸試験装置の概要

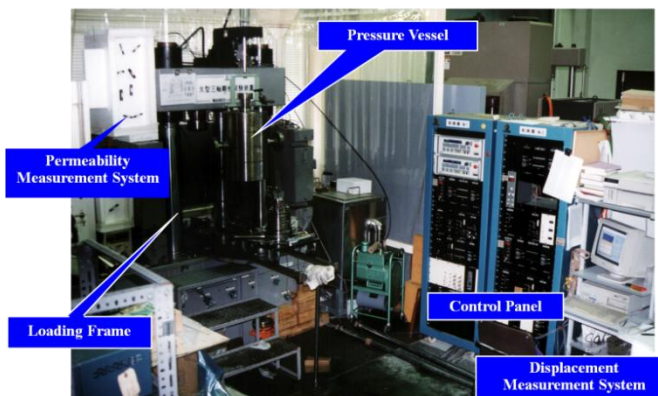


荷重能力 σ_1 : Max 250 ton
 σ_2 : Max 50 ton
 σ_3 : Max 200 MPa (流体圧)

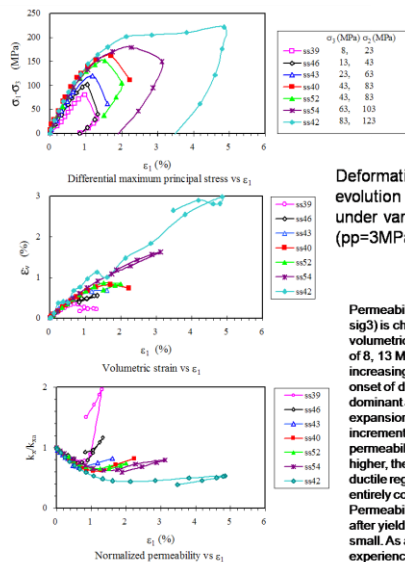
真三軸試験装置のメリット

- 1) 任意の応力値および応力経路条件が可能
- 2) 断層面形成前後の状況を連続的に計測できる
- 3) 種々の透水試験手法が採用できる

True Triaxial Test System



<圧力容器と $(\sigma_1 - \sigma_3)$ Vs K 関係>

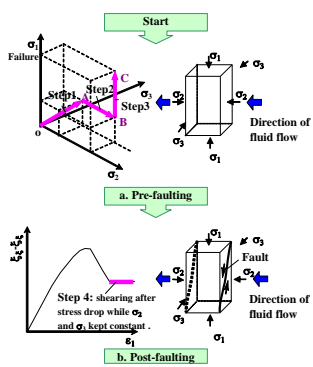


Deformation behavior and permeability evolution during true triaxial compressions under various σ_3 for shirahama sandstone (pp=3MPa).

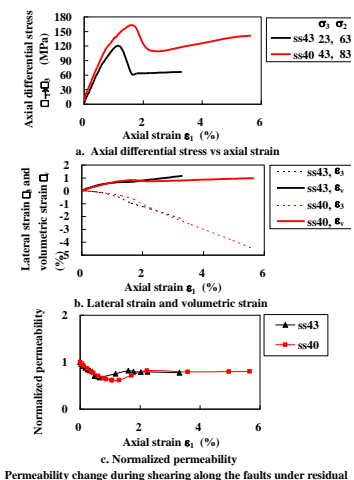
Permeability revolution in the brittle failure regime (low σ_3) is characterized by the fact that permeability and volumetric strain increase prior to brittle fracture. At the σ_3 of 8, 13 MPa, permeability consistently decreased with increasing axial strain until dilatancy occurs. After the onset of dilatancy lateral strain for the σ_3 direction was dominant and then volumetric strain tend to show expansion, permeability for the σ_3 direction increase with increment of axial strain prior to failure. The final permeability is larger than the initial value. However, at higher, the σ_3 of 63, 83 MPa, specimen shows brittle ductile regime, volumetric strain shows dilatants yield and entirely compaction until shear fracture occurred. Permeability decreased with increasing axial strain, but after yield stress that of decreasing ratio become gradually small. As a result, the final permeability in failure-experienced specimen is less than the initial value.

<せん断・透水試験結果 - その1>

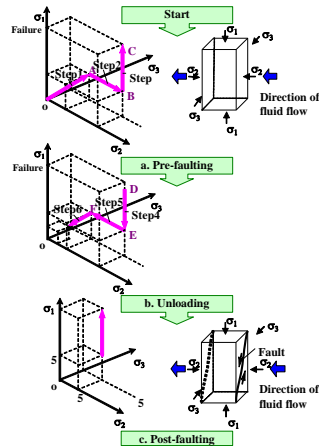
実験結果-その1 (白浜砂岩)



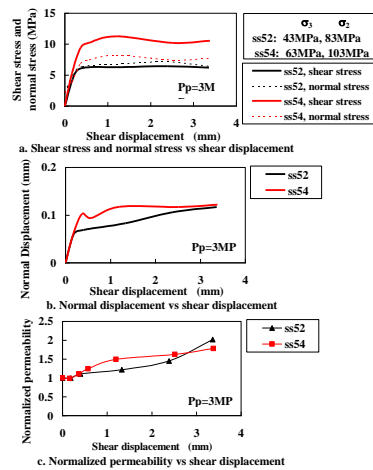
Loading path E2 for investigating permeability change during entire deformation process.



実験結果-その2 (白浜砂岩)

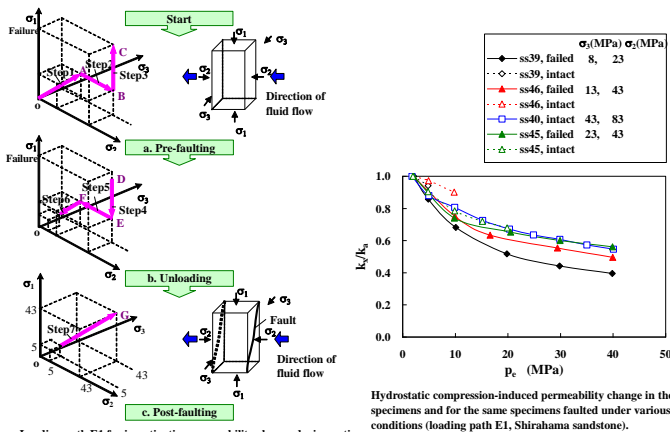


Loading path E3 for investigating permeability change during entire deformation process



<せん断・透水試験結果 — その2>

実験結果-その3(白浜砂岩)



まとめ

- ・地質体の取り得る変形(せん断)・透水特性を把握するためには、三軸(封圧および真三軸)応力条件下における供試体(bulk)の透水特性が重要である。
 - ➡ 実験 Simulation
- ・脆性変形を示す砂岩では、破断面形成後bulkの透水係数は大きくなる。
 - ➡ 破断面が流体の通路となっている。
 - ➡ 地下浅部ほど亀裂の成長・発生は流体移動特性を大きく変える可能性がある。
- ・脆性変形を示す結晶質岩は、顕著なダイラタンシー特性同様、透水係数もドラスティックに変化する。
 - ➡ 亀裂系が流体移動特性を支配する。
- ・幅広い応力範囲をカバーする変形(せん断)・透水データの蓄積が必要。

<μフォーカスX線CTについて>

Specification in the TESCO Corporation HMX225

Composition	Element	Specification
X-Ray equipment (X-TEK 225MF)	Voltage / Focal spot size	225kV / 5 μm
Manipulator (M130-150)	Max weight / Diameter, Height	3Kg / 130, 150mm Max
Image system	Camera	High resolution CCD (12bit)
	Image intensifier	Input window 150mm φ
CT equipment (BIR ACTIS+3)	Scan type	Offset/ 180° / 360° / 3 slices
	Reconstruction time	30 sec.
	Data output	TIFF, CAD



Micro focus X-ray system assembled by TESCO Corporation.

図2-1 スペックと装置全景

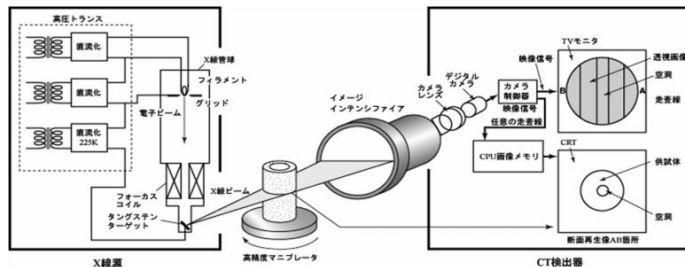


図2-2 マイクロフォーカスX線CT原理図

<撮影事例>

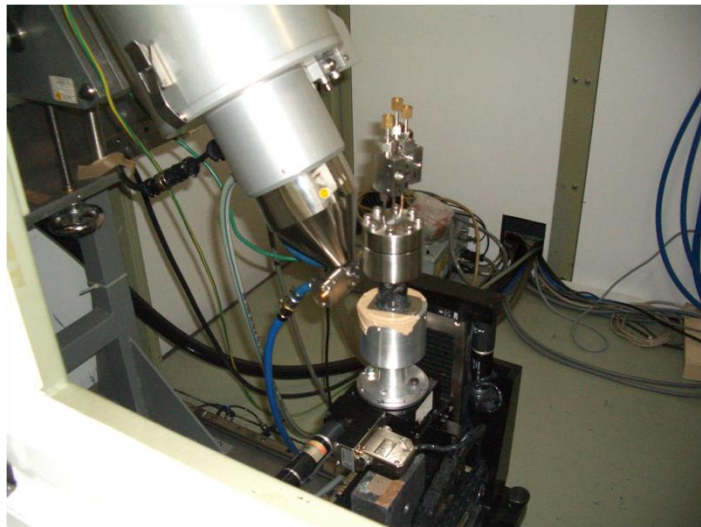


図2-3 CT用圧力容器をセットした状態

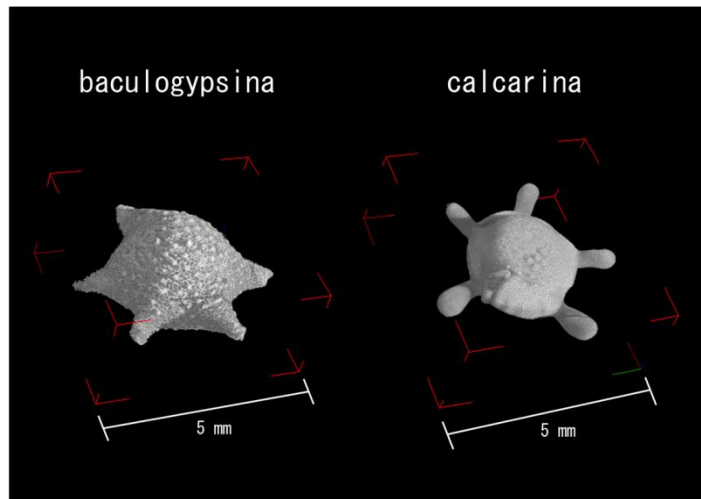
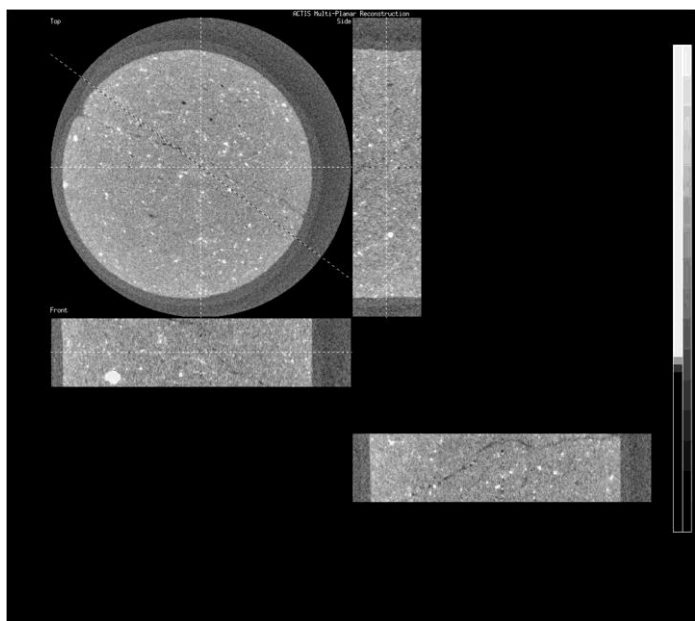


図3-4 星砂(有孔虫)の事例



圧力による亀裂の閉鎖

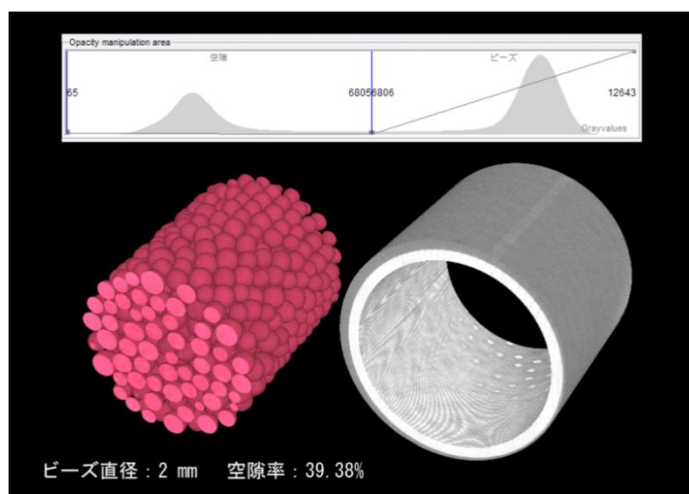


図3-5 ガラスビーズの事例

<撮影事例>

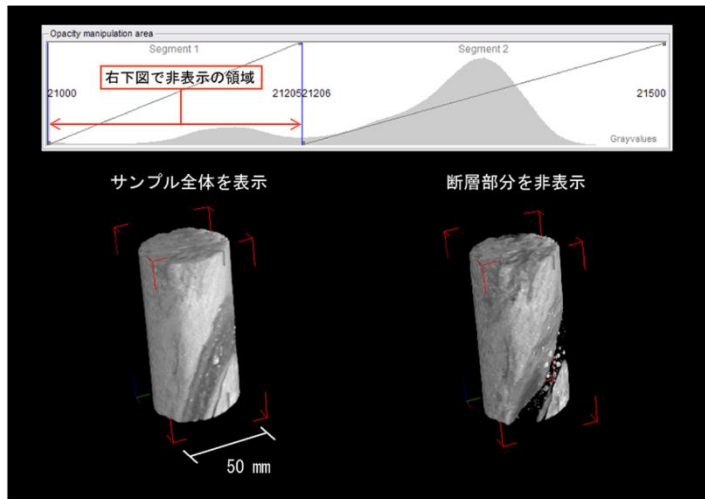


図3-6 原位置コアの事例

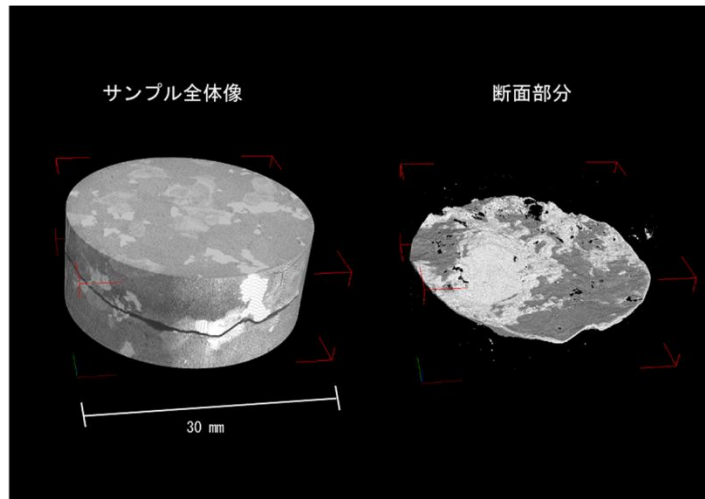


図3-7 稲田花崗岩の引張り亀裂の事例

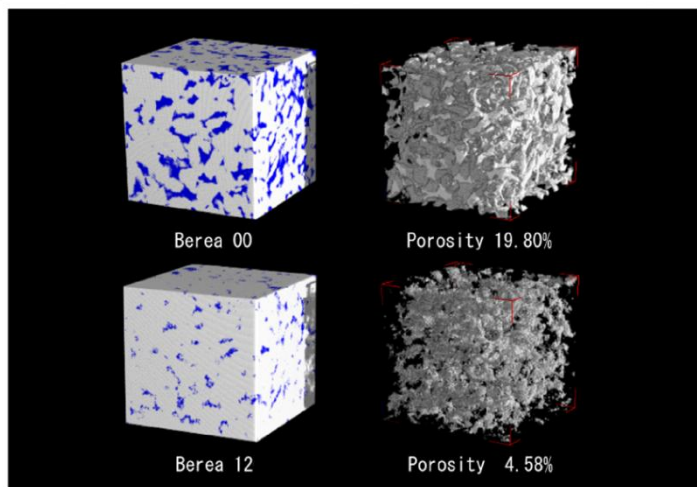


図4 Berea砂岩の大気圧と拘束圧12MPaのCT画像.直径は約2mm.

まとめ

- 自然現象の理解と将来予測には室内実験からのアプローチは必須である。
- せん断・透水実験の必要性は種々の分野から認められている。
- 地下の応力条件を再現するためには真三軸試験が最適である。
- 地下浅部における岩石の破壊は透水性の急激な変化をもたらす。
- μフォーカスX線CTの有効性が確認された。

圧密による泥岩中の亀裂の閉鎖と浸透率変化

高橋 美紀（地質情報研究部門）

1. はじめに

砂泥互層は、多孔質の砂岩と、難透水性で流体の移動を妨げる役割をする泥岩の繰り返しにより、地下水・石油・天然ガスなどの流体の貯留を可能にしている。この砂泥互層の特性を生かし、地球温暖化対策としての二酸化炭素地中貯留に関わる技術の開発が産総研にて実施されている。堆積岩の流体に対する貯留能力を把握するには砂岩の孔隙率（全体の体積に対する隙間部分の体積）の大小だけでなく、砂岩上部に横たわる泥岩のキャップロックの能力がどの程度確保されているのかにも依存する。泥岩のキャップロックとしての能力は、泥岩の物性（主に浸透性・孔隙率）や泥岩の厚さ、連続性等の堆積層の性質・分布に起因するものと、亀裂・断層など堆積後の地殻変動による新たな“水みち”の形成による難浸透性能力の劣化を評価する必要がある。地震国である我が国において、泥岩中に閉鎖されずに残っている亀裂の存在を考察の対象から外すことは出来ない。特に物理探査では検知できないサブサイズミックサイズの亀裂の存在の有無と、その亀裂を用いた流体の漏洩の可能性を評価する手法開発が「将来的なサイト選定」の過程で求められている。我々は泥岩中に微小亀裂を人工的に作り、圧力の増加（埋没深度の増加）とともに閉鎖していく亀裂の様子を浸透率の減少という形で捉える実験を試みたので紹介する。

2. 実験手順

2. 1 試料準備

泥岩は千葉県房総半島の2地点より採取した。上総層群大田代層の泥岩と、三浦層群清澄層の泥岩を使用した。大田代層と清澄層の間には、大田代層O7テフラと清澄層Ky21テフラの年代より、約320万年の差がある（特殊地質図東京湾とその周辺地域の地質, 1995）。試料は、(1) 亀裂を含まない無垢の試料（インタクト試料）、(2) 鋭利な人工亀裂を含む試料（プレカット試料）、(3) 破壊実験によってできた破断面を含む試料（破断試料）(4) 破断面形成直前で実験を終了した試料（破断直前試料、清澄層の泥岩のみ）の4種類を準備した。インタクト試料とプレカット試料は、泥岩ブロックより直接きりだし、直径20mm、長さ10~18mmの円柱状に整形した（図1a, b）。プレカットサンプルの場合は、あらかじめ岩石ブロックをカッターで二分し、その面をSiC#80で研磨し、再び面を合わせた状態で亀裂面に対して平行にコアリングした。

プレカット試料の亀裂面はシャープで複雑な形状を持った天然の亀裂とは亀裂面の凹凸に大きな差があろう。そこで天然の破断面の形状に近いサンプル（破断試料）を作成するため、一軸圧縮試験を行った。封圧約4MPa、軸荷重制御で2kN/minの荷重増加を与え、約1%の軸ひずみ、差応力約11MPaで破断した。破壊後の試料（図1c）を回収し、その後割れ目を含む円柱試料（直径20mm、長さ14~16mm）を、試料上端面から下端面まで1本のフラクチャーが貫通するように抜き取った（図1d）。

破断面形成直前で载荷を中断し、より細かい亀裂を含む試料（破断直前試料）の形成には、産業技術総合研究所所有の三軸試験機（MTS815）を使用した。この装置は周歪み制御ができるので破断面が形成される直前で変形を止めることが出来る。封圧5MPa、周歪み速度 $2.0 \times 10^{-5}/\text{sec}$ のもと3%の軸歪みで実験を終了した。回収された試料には試料を貫く破断面は存在しないものの細かい亀裂により周方向にダイレーションを起こしていた（図1e）。実験後の試料から直径20mm、長さ16mmの円柱試料を抜き取り試料とした（図1f）。

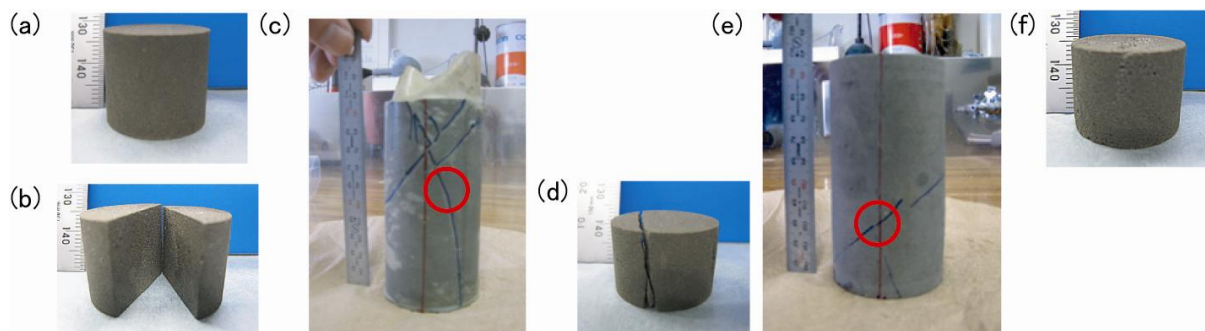


図1 (a) インタクト試料、(b) プレカット試料。(c) 破壊実験後の試料と抜き取った後の (d) 破断試料。(e) 破壊直前で一軸圧縮実験を終了した後の試料と抜き取った後の (f) 破断直前試料。赤丸の位置でコアリングを行った。抜き取った試料の直径はいずれも20mm。

2. 2 浸透率測定法

産総研のガス圧式高温高压変形実験装置 (図 2a、Masuda et al., 2002) は、最高圧力 200MPa、最高温度 800°C、最高間隙圧 200MPa の環境を圧力容器内に実現でき、それぞれが独立に制御可能である。封圧媒体にはアルゴンガス (不活性ガス) を使用している。間隙流体としては、現在は水とアルゴンガスを使用できる。圧力容器内部で岩石試料を封入するために、厚さ 0.25mm のチューブ状の銅ジャケットを使用する。この銅ジャケットは、圧力が加わると変形して試料に密着する。銅ジャケットと試料との間に隙間が出来ないように試料側面にシリコンシーラントを塗布した。

浸透率の測定には間隙圧オシレーション法 (図 2b、高橋・金子, 2003) と定流量法を採用した。オシレーション法では、サンプル上流の間隙流体に一定の周波数の圧力変化を加え、サンプルを通して減衰し、位相の遅れを生じた下流側の圧力変化を観測することで浸透率を計算する。この方法のメリットは低浸透率の試料を比較的短時間で計測出来るところにある。一方、割れ目がある場合など無垢な泥岩の浸透率とは桁違いに高浸透性を示す場合は、オシレーション法が使用できないため、ダルシー則に基づく定流量法によって浸透率を測定した。間隙圧振動法を用いるときの間隙圧は 2MPa を中心に 0.5MPa の振幅を与えて実験し、定流量法の場合は上流の間隙圧が 1MPa 程度になる流速を用い浸透率を計算した。封圧は 5 から 50MPa (封圧にして深度約 3km に相当) まで上昇させ、各封圧毎に浸透率を計測した。

3. 結果

3-1) 浸透率の測定結果

図 4 に、インタクト試料、プレカット試料、破断試料、破断直前試料の、有効圧 (封圧-間隙水圧) に対する浸透率変化を示す。三浦層群清澄層の泥岩を図 3a に、上総層群大田代層の泥岩を図 3b に示す。亀裂を含まないインタクト試料は、どちらも有効圧が低い領域から圧力の高い領域まで 10^{-17}m^2 以下の低い浸透率を示す。清澄層の泥岩について、破断直前試料では低有効応力下ではややインタクト試料より高い値を示すものの、傾向としてはインタクト試料とほとんど変化がなかった。プレカット試料や破断試料は、有効圧が低い領域では高い浸透率を示すが、有効封圧約 23MPa でインタクトのサンプルと変わらない浸透率を示す。それ以上の高有効圧領域では、4 種類のサンプルの浸透率には差はほとんどなく、プレカット面や破壊実験による破断面などの影響がみられなくなる。このインタクト試料と同じ浸透率になった応力が亀裂の閉鎖応力と考えられる。

三浦層群清澄層の泥岩 (図 3a) も上総層群大田代層の泥岩 (図 3b) も破断試料は同じ有効

封圧 23MPa で亀裂の閉鎖を生じていると思われるのに対し、プレカット試料の場合、上総層群大田代層と三浦層群清澄層の泥岩を用いた試料では有効封圧にして 10MPa の差が生じた。プレカットの三浦層群清澄層の泥岩では 13MPa という低い圧力で亀裂は閉じたと思われる。この差が生じた理由は現段階では追求できない。

3-2) 実験後の試料観察

ここでは清澄層の泥岩について実験後の試料観察結果を示す。破断試料はまず封圧 50MPa までの浸透率計測結果(図 3a の A)から亀裂閉鎖応力を確認し、その後その応力に至る直前の 20MPa で実験を終了した試料(図 3a の B)の 2 試料について実験後の試料観察を行った。図 4 写真を示す。実験前と実験後の試料を比較すると、50MPa までの圧力下での測定によって、端面でみられる亀裂は閉じており、肉眼では認識できない。一方、20MPa で実験を終了した破断試料の場合、亀裂がまだ生き残っていることが確認される。CT 像を見ると、A は内部に亀裂による空洞が見えるものの、端面と端面を繋ぐ流体移動の経路としては閉じられている。B は明らかに亀裂が端面-内部に貫通していることがわかる。図 3 に示した浸透率の変化から考察すると、大田台層および清澄層の泥岩は有効封圧にして 23MPa で亀裂が閉じてしまい、流体の移動経路としての役割をしなくなったと解釈できる。

4. シール層健全性評価のための亀裂浸透性

2 試料ともインタクト試料の浸透率は似たような値をとり、圧力増加に対する減少傾向もほぼ同じであった。よって粒径分布や孔隙率などの岩石物性も類似であったと思われる。亀裂の接触点周辺が降伏し、塑性変形により亀裂の間隙を埋めていっているようである。有効封圧 20MPa では、端面に見る亀裂の閉鎖は完全ではないが(図 3b)、50MPa では亀裂面の凹凸が肉眼では判断できないほど完全に閉じている(図 3a)。有効封圧 23MPa とは、泥岩からなる亀裂表面の接触

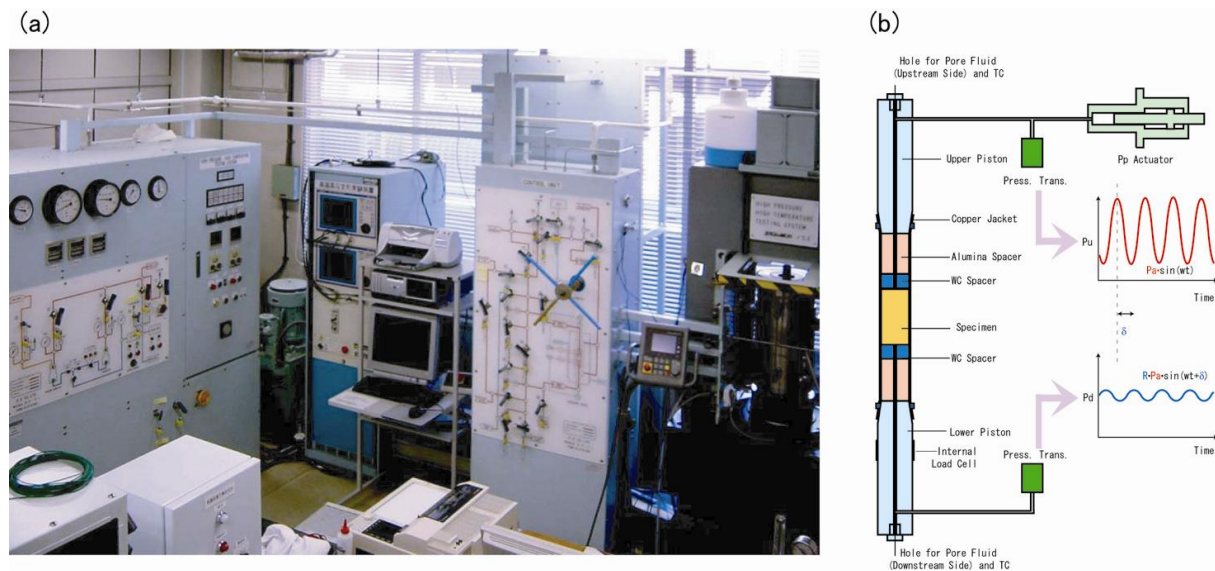


図2(a) 実験装置と(b) 間隙圧振動法の概念図。試料上流の一定周波数の水圧変化にตอบสนองする下流の水圧変化を計測。浸透率が低いほど上下流の振幅比は小さくなり、位相差が大きくなる。

点近傍が降伏するために必要な応力と考えられる。実験に用いた破断試料の亀裂表面の凹凸が同程度であるとするならば、少なくとも今回採取した大田代層の泥岩と清澄層の泥岩は(埋没履歴や深度に違いはあるだろうが)、亀裂表面の接触点に対する弾性係数や降伏応力が同程度であったことを示唆するものと考えられる。

破壊実験による破断面が流路として輸送特性に与える影響は、有効封圧が 23MPa 以上の

領域より深い領域ではみられない。これより深部では亀裂は閉鎖し、マトリックスの泥岩と同じ浸透率を示すが、これより浅部では亀裂は十分に閉じきってはいない可能性がある。

これまでの実験では、加圧の時間効果(遅れ圧密)による亀裂の閉鎖については議論できない。時間とともに亀裂が閉鎖していく過程の考察は次の課題である。また、2種類の泥岩について亀裂浸透性を評価したが、この2つの泥岩の破断試料に亀裂閉鎖応力の差が現れなかった。埋没深度や圧密・固結の程度に差がなかったことが考えられる。

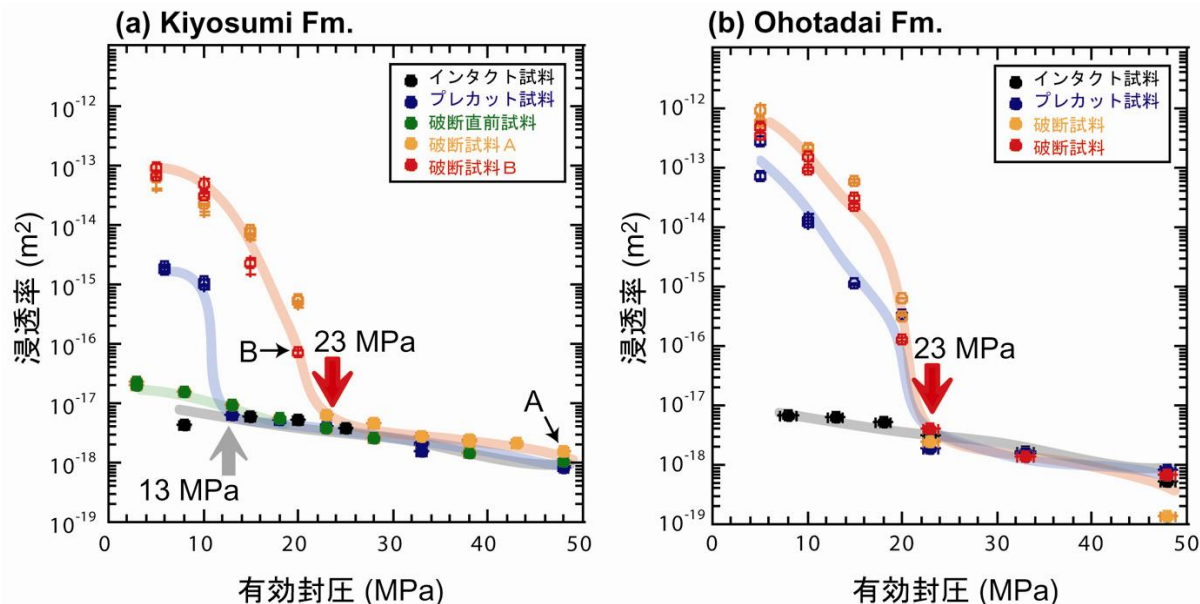


図3 有効圧と浸透率の関係。○は定流量法、●はオシレーション法による浸透率測定結果。(a) 三浦層群清澄層の泥岩の結果と(b) 昨年度計測した上総層群大田代層の泥岩の結果。A、Bの点における実験前後の資料写真を図4に示す。

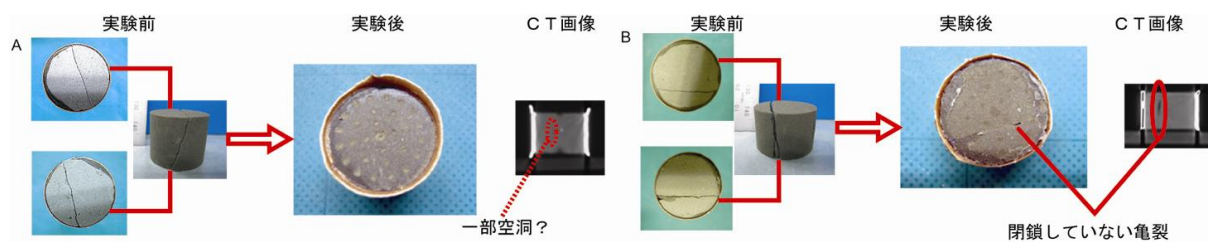


図4 図3aのA、Bの点における破断試料の実験前後の亀裂の閉鎖と形状変化。試料直径は20mm。Bでは亀裂はまだ開いており、CTによる内部観察でも亀裂による空洞が観察される。

文献

特殊地質図 東京湾とその周辺の地質 第2版 (1995)

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.

高橋美紀, 金子貴信(2003), 間隙圧オシレーション法による浸透率・比貯留率測定方法と岩石の変形試料に対する適用例, 資源と素材. **119**, 501-507.

無次元理論解析による室内物質移行試験の設計・評価法の検討

竹田幹郎・張 銘（地圏資源環境研究部門）

1. はじめに

近年の資源循環による地下水の持続的利用や地下環境の保全・修復への関心の高まりとともに、地下での水や溶存物質の移動を調査することの重要性は増してきている。一方、温暖化対策としての二酸化炭素の地中貯留や原子力発電により生じる放射性廃棄物の地層処分では、それら物質の長期に亘る安全・安定な隔離が期待されており、ここにおいても深地層を含む広域的な地下水循環とそれにとまなう物質移行（以下、地下水も物質に含める意味で物質移行）の理解が必要とされている。

地下での物質移行には循環系や着目する物質にもよるが多くの要因・現象が関係するためそれらの調査データを統合的に解釈しなくてはならない。我々は物質移行の主現象である移流、分散、拡散に関連する地層（地質媒体）の特性を測定する試験技術に対して、地質媒体に応じた試験方法の選択を可能とするよう技術開発を行うとともに、理論解析に基づく各試験法の検討、より精密な解析モデルによる従来からの評価式の検討などを行っている。本稿では無次元理論解析による試験法相互の評価手法と、代表的な室内拡散試験への適用例を紹介し、室内透水試験への適用を検討する。

2. 物質移行試験における無次元理論解析の利用

透水試験、トレーサー試験、拡散試験など地層あるいは岩芯を対象とする物質移行試験では、調査井孔壁あるいは岩芯端面における境界条件により着目する現象（移流、分散、拡散）を発生させ、これに誘発される流量、圧力、濃度などを計測する。データ解析には試験を数学的にモデル化した数値解あるいは解析解が一般的に利用される。実際の試験と解析モデルの乖離は主な誤差要因となるため、試験における境界条件は実施面での制御と数学的な取り扱いの容易さから比較的単純なものが用いられる。このため多くの試験法で解析解の導出が可能であり、基準化が行われている透水試験でも評価方法として解析解を記載している（ASTM, 2002 など）。

一般に解析解はその導出過程で無次元化され、解析解を用いて実験条件の検討を行う場合には誘導過程で導入された無次元パラメータを規準に行われることが多い（Fischer and Paterson, 1992 など）。また、計測データが明確な定常状態をとらない試験法では、無次元パラメータを基準とする感度解析により非定常データ解析の検討が行われる（McElwee et al., 1995 など）。無次元パラメータを基準とする実験条件や評価方法の検討は効率的であり、異なる試験法間での検討にも統一した無次元パラメータで各解析モデルを再整理することにより適用可能である。例えば、van Genuchten and Alves(1982)は各種室内トレーサー試験法の解析モデルをペクレ数とクーラン数（いずれも無次元パラメータ）で再整理し、遅延係数を基準に簡易評価式の有効条件を明らかにしている。van Genuchten and Alvesの検討方法は無次元パラメータを基準とする試験法間での試験時間の比較や非定常データ解析におけるパラメータ同定可能性の検討にも拡張でき、実際の試験と解析モデルの乖離による潜在的誤差の評価にも利用できる。これら無次元パラメータを用いた検討方法を代表的な室内拡散試験法へ適用した。

3. 室内拡散試験

3.1 解析モデルの無次元化

Zhang et al. (2006)によると、室内拡散試験は主に透過法、浸入法、浸出法、カラム法に分類され岩石コアを対象とする実験では透過法及び浸入法が広く利用されている。それら代表的な試験法の境界条件は図-1のようにまとめられる。各試験法の非定常解析モデルは表-1に示すように共通の無次元パラメータを用い再整理できる。無次元解析モデルにおいて各試験法の差異は境界条件の形式と無次元パラメータ β として表される。各試験法のデータ解析には表-1のモデルから導出される非定常解析解が利用できるが、多くの場合において、定常状態を仮定した解析モデルや試験体を半無限長とした解析モデルから導出される簡易評価式が用いられてきている。これらの簡易評価式も表-1中の無次元パラメータにより再整理できる。

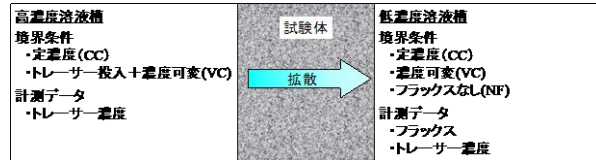


図-1 一次元拡散試験の概念図

表-1 解析モデルの無次元化

次元付解析モデル	無次元解析モデル
支配方程式 $\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\alpha}{D_e} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = 0 \quad (1)$	支配方程式 $\frac{\partial^2 c}{\partial \xi^2} - \frac{\partial c}{\partial \tau} = 0 \quad (1')$
初期条件 $C = 0 \quad 0 < x \leq L, t = 0 \quad (2)$	初期条件 $c = 0 \quad 0 < \xi \leq 1, \tau = 0 \quad (2')$
高濃度槽側境界条件 定濃度(CC) $C = C_0 \quad x = 0, t \geq 0 \quad (3)$ トレーサー投入+濃度可変(VC) $V_{in} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = D_e \cdot A \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad x = 0, t > 0 \quad (4)$ $C = C_0 \quad x = 0, t = 0$	高濃度槽側境界条件 定濃度(CC) $c = 1 \quad \xi = 0, \tau \geq 0 \quad (3')$ トレーサー投入+濃度可変(VC) $\beta_{in} \cdot \frac{\partial c}{\partial \tau} = \frac{\partial c}{\partial \xi} \quad \xi = 0, \tau > 0 \quad (4')$ $c = 1 \quad \xi = 0, \tau = 0$
低濃度槽側境界条件 定濃度(CC) $C = 0 \quad x = L, t > 0 \quad (5)$ 濃度可変(VC) $V_{out} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = -D_e \cdot A \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad x = L, t > 0 \quad (6)$ フラックスなし(NF) $\frac{\partial C}{\partial x} = 0 \quad x = L, t > 0 \quad (7)$	低濃度槽側境界条件 定濃度(CC) $c = 0 \quad \xi = 1, \tau > 0 \quad (5')$ 濃度可変(VC) $\beta_{out} \cdot \frac{\partial c}{\partial \tau} = -\frac{\partial c}{\partial \xi} \quad \xi = 1, \tau > 0 \quad (6')$ フラックスなし(NF) $\frac{\partial c}{\partial \xi} = 0 \quad \xi = 1, \tau > 0 \quad (7')$
次元付変数 C: トレーサー濃度 [ML ⁻³] x: 距離 [L] t: 時間 [T] C ₀ : 高濃度槽側定濃度または初期濃度[ML ⁻³] V _{in} 及び V _{out} : 高濃度槽及び低濃度槽体積 [L ³] L: 試験体長 [L] A: 試験体断面積 [L ²] D _e : 実効拡散係数 [L ² T ⁻¹] α: 保持因子 [-]	無次元変数 c = C/C ₀ : 無次元濃度 ξ = x/L : 無次元距離 τ = D _e · t / α · L ² : 無次元時間 β _{in} = V _{in} / α · A · L : 無次元高濃度槽体積 β _{out} = V _{out} / α · A · L : 無次元低濃度槽体積

3.2 試験法間での試験時間の比較

無次元パラメータ β を基準に非定常解析解を用いて各試験法の計測データをシミュレーションした結果、 β の値が小さい場合には高濃度槽の濃度低下を許す浸入法と透過法が早く平衡状態に達し、 β の値が大きい場合には溶液槽内のトレーサー濃度を一定に保つ透過法が他の試験法と比較して早く定常状態に達した。 β の値はトレーサーの吸着性に反比例し、通常室内実験では概ね $10^{-3} \sim 10^3$ の値をとるため、上記の結果はトレーサーの吸着性が高い場合には高濃度槽の濃度低下を許す試験法の試験時間が短く、吸着性が低い場合には両溶液槽濃度を一定に保つ透過法が早いことを示唆している。これは従来からの試験時間を基準とした試験方法の使い分けと整合的である。 $\beta = 10^0$ 程度の場合には各試験法が定常あるいは平衡状態に達するまでの時間は図-2に示すように1オーダー程度の差となる。

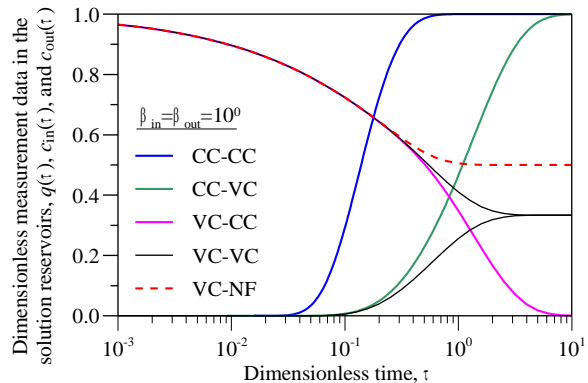


図-2 各試験法の計測データの経時変化

3.3 簡易評価式の有効条件

定常解析モデルおよび半無限解析モデルから得られる簡易評価式の有効条件は無次元パラメータ β を基準に評価できる。これらの簡易評価式の有効条件は β の値だけではなく、計測データである溶液槽濃度の値にも依存する(Takeda et al., 2008a)。従って、データ解析に際して

はトレーサーの吸着性を考慮するだけではなく解析に用いる計測データの選定が必要であろう。

3.4 解析モデルに起因する潜在的誤差

非吸着性のトレーサーを用いる拡散試験では両溶液槽濃度を一定に保つ透過法が効率的である。しかし、実際の実験において溶液槽濃度を一定に保つことは難しいため、容積の大きな高濃度槽と低濃度からの検出が可能となるような小さな低濃度槽が利用され、濃度一定を仮定する定常解によってデータ解析が行われることが多い。このような場合における拡散係数 D_e 及び保持因子 α の潜在的誤差を、表-1 に示した解析モデルを用い評価した結果、図-3 に示すようにいずれの値も小さく見積もられることが示唆された。

3.5 非定常データ解析におけるパラメータ同定性

非定常データ解析におけるパラメータ同定性の検証方法には、計測データに対する同定パラメータの感度を評価する方法(Wang and Hart, 1993)や逆解析に用いられる目的関数を同定パラメータについて評価する方法(Finsterle and Faybishenko, 1999)がある。このような検証も無次元解析解と統一した無次元パラメータを導入した目的関数を各試験法について定義することにより試験法相互で行えるようになった(Takeda et al., 2008b)。トレーサー浸出側の溶液槽濃度データからのパラメータ同定は全般的に好条件であるが、トレーサー浸入側の溶液槽濃度に基づく場合は不安定になりやすい。これは高濃度側境界条件が濃度可変の浸入法では顕著となるため、吸着性トレーサーを用いた実験の非定常データ解析では同定結果の吟味が必要となる。ただ、図-4 に示す目的関数の評価例のように局所解での値は実効拡散係数 D_e が小さく保持因子 α が大きくなる傾向にあるのでこれを念頭に異なった初期値から複数回パラメータ探索を行うことにより最適解を決定することが有効と考えられる。

4. 室内透水試験への適用性

室内透水試験の解析モデルにおける支配方程式は拡散試験と同じ熱伝導方程式であり、

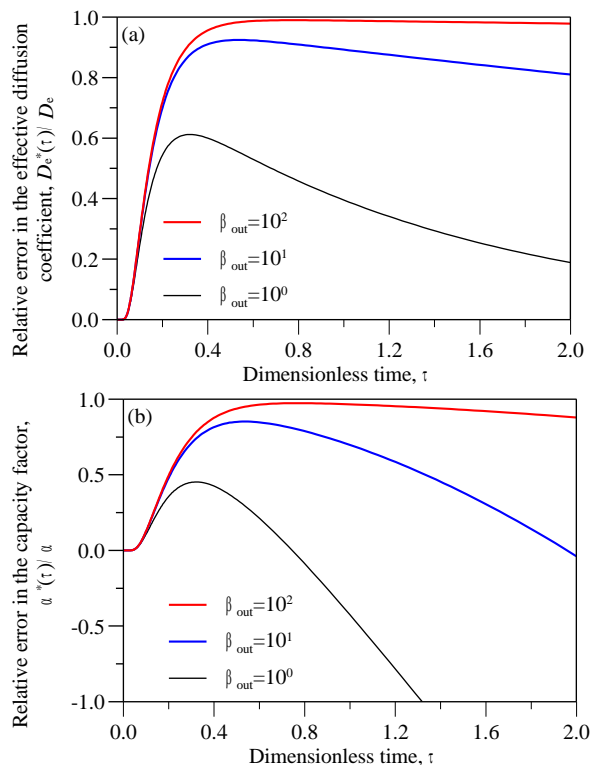


図-3 解析モデルに起因するパラメータの潜在的誤差の検討

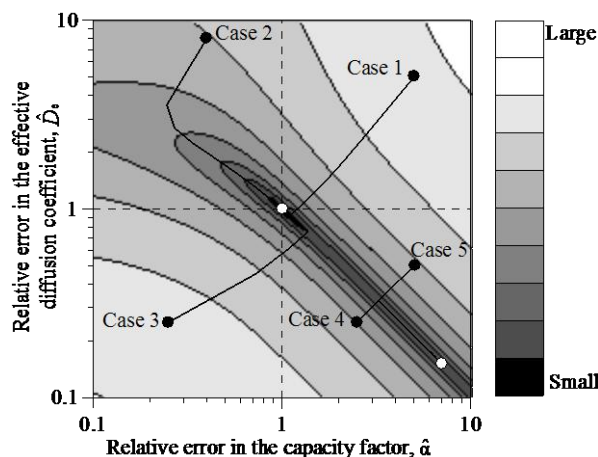


図-4 最適解近傍での目的関数のコンター図. Case 1~4の●および○はパラメータ探索の初期値および収束値. -は探索ルート.

拡散試験における濃度，実効拡散係数，保持因子をそれぞれ水頭，透水係数，比貯留率，で読み換えれば，境界条件が同じタイプの試験法の解析解は同一となる．幾つかの透水試験法は拡散試験と異なる境界条件を有するが，拡散試験に対する場合と同様に統一した無次元パラメータにより再整理が可能であることを確認した．今後は無次元パラメータに基づく試験法相互評価の効果的な適用を図りたい．

5. おわりに

統一した無次元パラメータを各試験法の解析モデルに導入することにより，試験法相互の試験時間の比較，試験と解析モデルの乖離に起因する潜在的誤差，非定常データ解析におけるパラメータ同定性の検証は効率的に行える．無次元スケールでの試験時間の比較結果は一部試験法に対してこれまでに得られている知見と一致しており，本稿で紹介した比較結果は，実験に長時間を要する拡散試験において試験時間を基準とする場合の試験法選定に役立つと考えられる．また，無次元パラメータを基準に整理した簡易評価式の有効条件，潜在的誤差は実際のデータ解析だけではなく，すでに行った実験に対しても取得データの考察，信頼性の検討に利用できる．

引用文献

- ASTM. (2002) Standard test method for determining transmissivity and storativity of low-permeability rocks by in situ measurements using pressure pulse technique. *Annual Books of ASTM Standards*, 4(8), 778-783.
- Fischer, G. J. and Paterson, M. S. (1992) The determination of permeability and storage capacity: Pore pressure oscillation method, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, edited by B. Evans and T.-F. Wang, 213-251, Academic, San Diego, California.
- McElwee, C. D., Bohling, G. C. and Butler, J. J. (1995) Sensitivity analysis of slug tests. 1. The slugged well. *Journal of Hydrology*, 164, 53-67.
- Van Genuchten, M. Th. and Alves, W. J. (1982) Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation: U.S. Dept. of Agriculture, Tech. Bull. No. 1661, 151 p.
- Zhang, M., Takeda, M. and Nakajima, H. (2006) Strategies for solving potential problems associated with laboratory diffusion and batch experiments-part 1: An overview of conventional test methods: Proc. Waste Management Symposium 2006.
- Takeda, M., Nakajima, H., Zhang, M. and Hiratsuka, T. (2008a) Laboratory longitudinal diffusion tests: 1. Dimensionless formulations and validity of simplified solutions, *Journal of Contaminant Hydrology*, 97, 117-134.
- Wang, H.F. and Hart, D.J. (1993) Experimental error for permeability and specific storage from pulse decay measurements. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 30(7), 1173-1176.
- Finsterle, S. and Faybishenko, B. (1999) Inverse modeling of a radial multistep outflow experiment for determining unsaturated hydraulic properties. *Advances in Water Resources*, 22, 431-444.
- Takeda, M., Zhang, M., Nakajima, H. and Hiratsuka, T. (2008b) Laboratory longitudinal diffusion tests: 1. Parameter estimation by inverse analysis, *Journal of Contaminant Hydrology*, 97, 100-116.

メタンハイドレート層内における流体流動の取り扱い

ー室内実験結果を基にしたシミュレーションへの適用ー

天満則夫・坂本靖英(産総研・地圏資源環境研究部門(メタンハイドレート研究ラボ併任))・山口勉(産総研・メタンハイドレート研究ラボ)・駒井武(産総研・地圏資源環境研究部門(メタンハイドレート研究ラボ併任))・ジョージジボロスキー(ロスアラモス国立研究所)

1. はじめに

メタンハイドレート(MH)は、世界中で存在が確認されています。また、自国のエネルギー資源の乏しい我が国でも存在が確認されており未来のエネルギー資源の一つとして期待されています。MHは地層内でシャーベット状(固体)で存在しているので、MH層からガスを生産・開発するためには、MH層の温度や圧力を変化させて平衡曲線をずらして水とガスに分解させることが必要です。しかしながら、MHを含む岩盤内において、温度や圧力条件を変化させた場合にMHから分解したガスや水がどのような流体流動を示すのか、MH層内での分解がどのように進展していくか等については未だに未解明な点が多く残っています。また、実際に生産・開発を行う場合の経済的な手法についても研究が必要です。このような観点から、我が国では、MH21が実施主体となって2001年から研究が進められています(MH21 Japan, 2002)。産業技術総合研究所は、このプロジェクトの中で生産手法の開発に関する研究を行っています。室内実験によるMHの物性値(透水性、分解/生成等)の把握を進めて現象のモデル化を行い、得られた結果を基に数値シミュレーションを行う等をしてモデル化を進めています。ここでは、これまでに得られた研究成果の一部を紹介したいと思います。

2. 室内実験(熱水注水試験)

MHの室内実験に関しては、多くの報告がされています(Yousif and Sloan, 1991, Kamath et al. 1991 and Masuda et al. 1999)。これらの研究では、ベレア砂岩が用いられています。ここでは、条件を単純にしてMHの物理現象の把握を行うために、豊浦砂を用いた室内実験を行いました。室内実験に関しては、既にSakamoto et al.(2004)によって報告されていますので、ここでは実験概要に関して簡単に報告します。

室内実験では、熱水注水に伴うMHの特性の把握を目的に、熱水注水試験を行いました。試験に用いたMH試料のサイズは、直径65mm、長さ540mmです。まず、Fig.1に示すようにMHの作成を行います。

- 1)水で満たされたカラム内に砂を充填します。
- 2)そこにガスを圧入していき、水と置換されます。
- 3)水との置換が終わったら、このカラムを冷却して、MHの平衡条件になるように設定します。
- 4)MHが生成します。

このMH生成後にカラムの上端から熱水を注入して、MHの分解を行い、カラム内の温度、圧力、累積ガス生産量に関して計測を行いながら、MH層内でのガスや水の流動に関して検討を行いました。なお、MH生成の際の圧力条件を7.5MPaとしました。それぞれの実験で得られた温度、圧力、累積ガス生産量の結果をFig.2に示します。

図の(a)は、カラム内に設置した温度の経時変化で、熱水の注入を行った上端から、それぞれ103, 177, 251, 325, 399, 473mmの地点での結果です。(b)は、注入を行った上端からガス及び水の生

産が行われた下端の圧力を引いた差圧の変化です。(c)は、実験に得られた累積ガス生産量の変化です。図より以下の知見が得られます。

(a)の温度変化では、1)初期温度の急激な上昇、2)圧力に対応した温度における MH の分解、3)MH 分解後の温度上昇の3段階の変化が観測されていることがわかります。

(b)の圧力変化では、差圧の急激な上昇が観測されています。さらに MH の分解開始後には、差圧は徐々に低下しています。

(c)の累積ガス生産量では、ガス生産量の傾きが3段階になっていることがわかります。これは、1)フリーガスの生産、2)MH 分解によるガス生産、3)ガス生産終了をそれぞれ示していると考えられます。

3. 計算手法及び計算結果

室内実験で得られた結果を再現できるようにシミュレータの開発を行っています。本計算では、FEHM (Finite Element Heat and Mass Transfer Code)というシミュレーションコードを使用しました (Zyvoloski et al. 1992)。本コードは、George Zyvoloski 博士等により開発された有限要素解析プログラムで、流体の質量保存則と系全体のエネルギー保存則を基に、物体中に熱水や蒸気が流れる際の温度及び圧力などの非定常挙動を有限要素法によって解析するものです。FEHM は、元々 MH を対象としていなかったため、この物性に関して、プログラムに組み込む必要があります。さらに、実験や調査等も行いながらシミュレーションコードを現在も修正しています。ここでは、本コードに組み込まれた機能の一部として MH の成長速度や最大 MH 飽和度に関して紹介します。

3.1 MH の成長速度

2 節でも示したように、熱水注水試験では初期に急激な温度上昇が見られました。その原因として MH の分解で出来たガスや水がカラム内の下端に流れる際に、MH に再生成してしまい、それに伴う発熱反応が考えられました。MH は水やガスの存在によって生成するので、MH、水およびガスの飽和度を含めた次式のような MH の成長速度式を提案しました。

$$R_H = -\phi \rho_h \cdot \exp\left(\frac{21580}{273.15+T} - 87.58\right) \cdot (S_h)^2 \cdot (S_g)^2 \cdot (S_w)^2 \cdot (D_A)^{-0.5772} \cdot (f - f_e) \quad (1)$$

ここで、 R_H ; MH の成長速度 [mol/(m³・s)]、 ϕ ; 孔隙率、 ρ_h ; ハイドレートの密度 [mol/m³]、 T ; 温度 [degC]、 S_h ; MH 飽和率、 S_g ; ガス飽和率、 S_w ; 水飽和率、 D_A ; 平均粒径 [m]、 $(f - f_e)$; フガシテイ [Pa] です。この MH の成長速度を組み込んだ計算結果を、Fig.3 に示します。上図は、MH の成長速度を考慮していない場合で下図が考慮した場合の計算結果になります。図より明らかのように MH の成長速度を考慮した場合には“初期温度の急激な上昇”が再現できています。これは、MH の再生成に伴う発熱反応の影響が非常に高いことを示唆していることとなります。

3.2 最大 MH 飽和度

室内実験では、試料内の MH 飽和度が生成/分解に伴い変化して、その変化量によって試料内の流動抵抗、すなわち絶対浸透率が変化していると推定されます。このことを考慮した絶対浸透率の式として、Masuda et al.(1997, 1999)が $k = k_o (1 - S_H)^N$ を提案しています。この式では、MH 飽和度の変化に対応して、絶対浸透率が変化することがわかります。しかしながら、室内実験では、MH が 100% 充填されるかどうかは定かではありません。すなわち、MH 飽和度の範囲が

0~1 ではない可能性があります。そのため、MH 飽和度の変化に伴う浸透率の変化量を十分に表現できないことが考えられます。そこで、試料内の空隙を満たす最大 MH 飽和度 S_{H_max} を考え、絶対浸透率として次式を用いました。

$$k = k_o \left(1 - \frac{S_H}{S_{H_max}} \right)^N \quad (2)$$

ここで、 k_o は、試料の絶対浸透率、 N は MH の減衰指数です。また、ガス及び水の相対浸透率についても室内実験の結果を基に作成しました。

MH の成長速度や絶対浸透率を考慮した室内実験に関する計算結果を Fig.4 に示します。まず、図の(a)に示す計測された温度と計算結果では、MH 分解後の 103mm での計算された温度変化が、計測値よりも早く上昇していますが、他の点は、ほぼ合っています。図の(b)に示す差圧の変化では、計算されたピーク値と計測値が合っています。また、差圧のピークに達する時間もほぼ合っています。(c)に示す累積ガス生産量では、3 段階の変化があります。まず、最初にフリーガスの生産があり、その後 MH 分解に伴うガス生産、MH 分解終了に伴い累積ガス生産量が一定値となります。このフリーガスの生産から MH 分解に伴うガス生産に変わることによって累積ガス曲線の傾きが変化しています。計算では、この変化する時間がほぼ再現できており、さらに、MH 分解の終了に伴う累積ガス生産量が一定値となる時間もほぼ再現できたことがわかります。

4. 考察

実験を再現した計算結果を用いることで、室内実験中のカラム内の水、ガスの流体流動や MH 飽和度の変化を推定できます。Fig.5 に MH、水およびガスの飽和度の経時変化を示します。図は MH、水、およびガス飽和度の変化であり、それぞれ 0、15、30、45、60、90、120、240 及び 360min における長さ方向での分布図です。図より、まず、水(熱水)の注入に伴い、MH の飽和度が増加(MH の成長)していることがわかります。さらに、残留ガスの一部が MH の成長に使われるために、ガスの飽和度が少なくなっています。また、MH の分解も熱水の注入開始後、上流側から始まっています。これらの MH の増加や分解によって、差圧の変化が生じていると考えられます。そのため、MH の分解が進展して、MH が少なくなるに従い差圧が徐々に低下していくことになります。

5. おわりに

今回紹介したように室内実験より MH 層内の現象を把握し、それを再現できるモデルの作成を行い、数値シミュレーションを実施し、室内実験の現象を再確認しながら、MH 開発のための研究を進めています。現在も、FEHM の開発は継続中で、本文では述べていませんが、不動水と遊離水を分けて MH 層内の流れを取り扱うモデルや温度や粒径を考慮した相対浸透率モデル等の開発・組込等も行いました。また、MH 開発では減圧法の適用が検討されており、減圧法による MH 層内の流体流動について室内実験やシミュレーションでの検討も行っています。最後に、本研究は MH21 研究コンソーシアムの研究の一部として行われたものです。MH21 関係者各位に感謝の意を表します。

参考文献

- Kamath, VA, Mutalik, PN, Sira, JH and Patil SL (1991) ; SPEFE, 477 – 484, December 1991
 Masuda, Y., Naganawa, S., Ando, S., and Sato, K. (1997) ; Numerical calculation of gas production performance from reservoirs containing natural gas hydrates, SPE38291, Society of Petroleum Engineers.

Masuda, Y., Fujinaga, Y., Naganawa, S., Fujita, K., Sato, K. and Hayashi, Y. (1999) ; Modeling and experimental studies on dissociation of methane gas hydrates in Berea sandstone cores, *Proceedings of 3rd International Conference on Gas Hydrate*, Salt Lake City, Utah, USA.
 MH21 Japan (2002) <http://www.mh21japan.gr.jp/english/index.html>
 Sakamoto, Y., Komai, T., Kawabe, Y. Tenma, N. and Yamaguchi T. (2004) ; Gas hydrate extraction from marine sediments by heat stimulation method, *Proceedings of 14th International Offshore and Polar Engineering Conference*, Toulon
 Yousif, MH and Slaon, ED (1991) ; Experimental and Theoretical Investigation of Methane-Gas-Hydrate Dissociation in Porous Media, *SPERE*, Vol. 6, No.1, 69-76
 Zvoloski G, Z. Dash and S. Kelkar (1992) ; FEHMN 1.0 Finite Element Heat and Mass Transfer Code, LA-12062-MS, Rev.1, Los Alamos

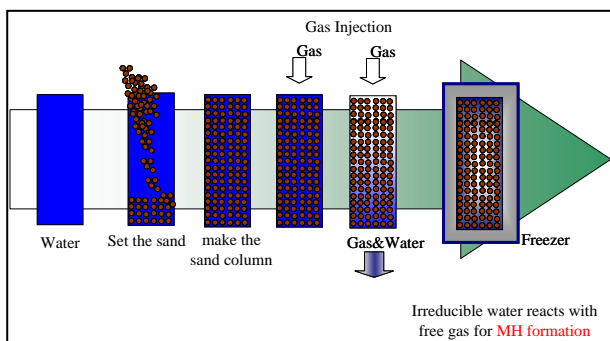


Fig.1 実験準備(MH層の作成)について

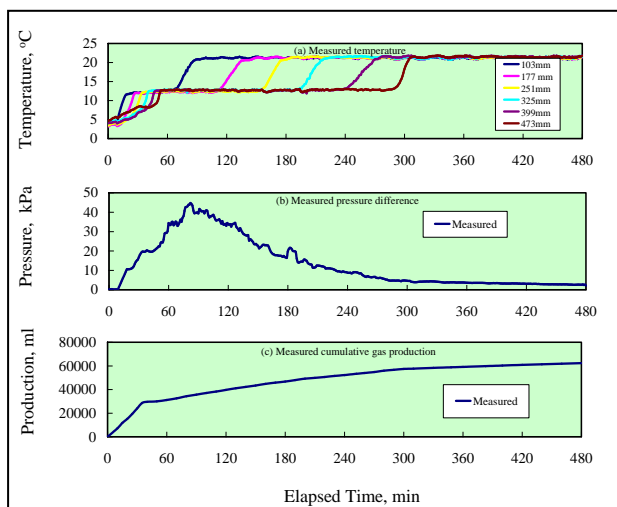


Fig.2 熱水注水試験結果

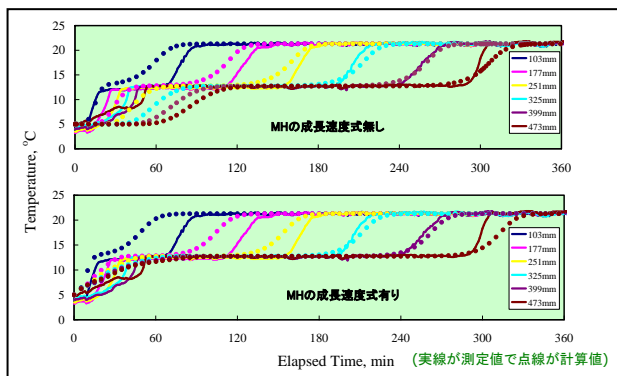


Fig.3 MHの成長速度の有無による温度変化

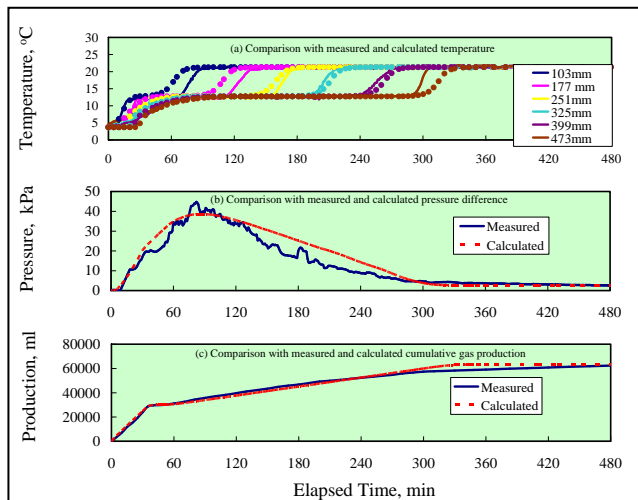


Fig.4 室内実験結果と計算結果の比較

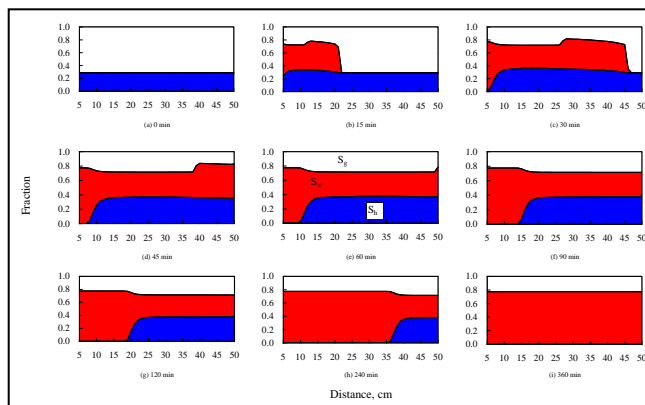


Fig.5 MH(S_h :青色)、水(S_w :赤色)、ガス(S_g :白色)の飽和度の経時変化

クラックの構造から見た岩石の力学・透水挙動

竹村貴人（産総研・地質情報（現：日本大学・文理学部））

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分や石油地下備蓄などを目的とした大深度地下空間の利用に関連して、深部地質環境での岩石の健全性の評価が改めて問題となっている。深部地質環境下での岩石の健全性の低下は岩石のダメージが進展することで引き起こされる。例えば、地質学的な要因により引き起こされるダメージはテクトニックな広域応力や熱環境などの影響などが挙げられる。また、建設時の要因として、掘削に伴う空洞周辺領域の掘削影響領域（EDZ）で起こる応力の再配分などによりクラックが進展することが知られている。このようなダメージの進展は周辺岩盤の力学的な強度低下を引き起こすのみならず、流体の通り道である水みちとして機能する。

実際に露頭やボーリングコアから深部地質環境を把握しようとする時、得られる情報は限られている。その中でもクラックの持つ情報は深部地質環境下での力学的・水理学的な状態を直接的に評価できる数少ないデータの一つであり、現在および過去の深部地質環境に関する多くの情報を内包しているといえよう。このような地質情報を積極的に数値シミュレーションに反映させるためには、地質情報をより一般的な例えばテンソル量などで表現することが必要であるといえる（図1）。本論では、クラックの幾何という視点から岩石・岩盤の力学・水理学的挙動に関する最近の研究成果をまとめる。また、深部地質環境下での岩石・岩盤の長期安定性を考える上では、必要不可欠となる地質学的な情報が工学的な問題にどのように関係してくるかについての議論を行う。

2. 岩石の脆性破壊機構

クラックの幾何に視点を置いた岩石の内部構造を対象にした研究は、多くのフィールドや実験結果を対象に岩盤の安定性、地震の発生機構や広域応力場の評価などを目的として行われてきた。その多くは、密度については線密度や面密度などで、方向についてはステレオネットで表現されている。しかしながら、異方性を持つような岩石・岩盤のクラックの密度は、線密度や面密度が方向もしくは観察面に依存した結果を示すことが指摘されている（竹村・小田，2002）。Oda(1982)はクラックの幾何学的特長（寸法分布、方向分布、密度）をテンソル量であるクラックテンソルで標示することを提案した。さらにクラックテンソルで標示された幾何学的特長は、

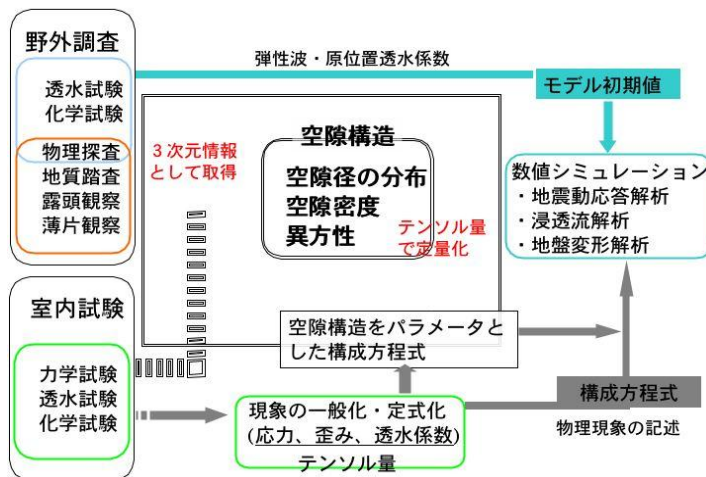


図1 内部構造を取り入れた研究の位置づけ

ステレオロジーを導入することで観察・計測可能な量から三次元量として決定することができる (Oda, 1993)。また、より簡便な方法として X 線 CT (Takemura et al., 2007) による 3 次元画像や弾性波速度 (Takemura & Oda, 2005) からクラック密度を推定することができる。テンソル量で標示されたクラックの幾何学的特徴は同様にテンソル量で標示される応力や歪みと関連づけやすいだけでなく座標系に依存しない一般的な量であるといえる。

深部領域での岩石・岩盤は多くの場合、圧縮応力下におかれている。このような、岩石・岩盤の破壊はクラックの発生・進展により引き起こされることが知られている。脆性破壊の過程において、クラックは発生・進展し体積膨張(ダイラタンシー)を引き起こす原因となり、最大圧縮主応力軸方向のクラックがその大部分を占める。ダメージ進展から見た岩石の破壊機構は、初期異方性を維持しつつ破壊が進行しクラック密度を増加させるが、クラック密度がある値に到達すると応力降下を伴うような脆性破壊を引き起こすとしている (Oda et al., 2002A; 竹村・小田, 2002)。この時、クラックは破壊応力到達時までは主に石英内にあるクラックが成長するが、その後、せん断帯を作るような急激な体積歪みの増加を伴う、破壊応力到達の後(破壊後)領域では、粒界クラックが増加していることが顕微鏡下での観察から明らかにされている (Takemura & Oda, 2004)。破壊後に粒界クラック密度が増加する一方で、石英内のクラック密度の増加は収束に向かっており、このことは、石英内でクラックの成長が鈍っていることを意味していると言えよう。以上の事実から破壊後に形成された粒界クラックは、ただ単なる圧潰によるものではなく、細片化された石英のブロックの変形または回転に誘発されて形成されていると考えなければならない。少なくとも、破壊後の破壊プロセスに積極的に関わっていると見なければならず、特に破壊後に発生する急激な体積歪みの増加には、粒子の回転・滑りが強く影響していると考えられる (Oda et al., 2002A; Takemura & Oda, 2004)。脆性破壊時の体積歪みの非弾性成分は拘束圧に依存するが、同じ拘束圧下ではほぼ一定であることが示されている (Takemura & Oda, 2004)。また、Oda et al. (2002A) はクラック進展則を提案しており、最近では、これのクラック進展則を利用した空洞掘削に伴う掘削影響領域 (EDZ) のダメージ評価が数値解析でも行われるようになってきている (Golshani et al., 2007)。

岩石・岩盤の長期的な挙動として、竹村ほか(2005)は、構成鉱物の異なる花崗岩質岩石のクリープ試験結果から、雲母系鉱物の存在がクリープの破壊時間に大きな影響を与える可能性を示している。このことは、同一の岩体であっても、岩体の中心部と辺縁部とでは力学的な長期安定性が異なることを意味している。さらに、長期的な力学安定性を考慮した岩盤構造物の建設を考える際には、岩体形成史などの情報が重要であるといえる。

3. 岩石の破壊に伴う透水挙動

岩石・岩盤の長期安定性や掘削時に発生する EDZ の透水性を評価しようとする、クラックの進展を考慮した透水係数の変化を議論する必要がある。ここでは、主に実験的な方法から見た、ダメージの進展と透水係数の関係についての近年の研究の動向をまとめる事にする。

破壊の進行に伴う透水係数の変化は三軸圧縮試験中に透水係数を測定するアプローチで Kiyama et al. (1999) などが行っており、非弾性領域にはいると透水係数が増加することを示している。しかしながら、これらの破壊の進行に伴う透水係数の変化はダメージを受けた領域の変化ではないことが Oda et al. (2002A) によって指摘されている。その理由として、最終的な破断が起こるまでに発生・進展するクラックはほぼ中心部であり、両端の 1/3 はほとんど未変形であるためである。このことを考慮にいたった拘束圧下でダメージを受けた岩石の固有浸透率は Zoback et al. (1999) の報告している値より 10^2 - 10^3 m²

ほど高い（水が通りやすい）という結果が得られている（Oda et al., 2002B）。

また、Oda et al., (2002B)はクラック進展則と透水テンソルを使って三軸圧縮応力下での岩石の破壊に伴う透水係数の変

化を議論している。提案された破壊の進行に伴う透水係数の推定法はダメージの進行が進むほどその精度は高いが、ダメージを受けていない、インタクトな試料に関しては誤差が大きい。その理由として、クラック密度が低いインタクトな花崗岩質岩石では水みちはクラックだけでなく、長石類の空隙が大きく影響しているとしている。このことは、Kosaka & Takemura (1999)でも示されており、インタクトな花崗岩質岩石に過マンガン酸カリウム水溶液を浸透させると、その微小領域では、雲母や長石の空隙部が水みちとして機能しているとしている（図2）。

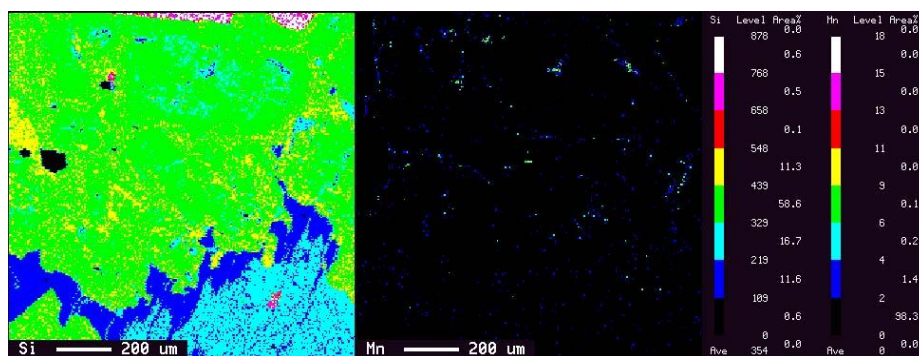


図2 岩石中のポーラス部での物質移行(Kosaka & Takemura, 1999を修正加筆)

4. おわりに

今後、長期的な岩石・岩盤の力学・水理学的安定性を議論する際には地質学・地球化学的な効果を積極的に力学・水理学モデルに組み込んでいく必要があると考える。そのためには、地質情報、例えば、鉱物脈やクラックの密度や異方性などを陽に取り込んだ形式で議論をしていく必要性があり、より一般的な量として表現していくべきであると考え。また、岩盤等の地質媒体を対象とする限り、物理探査などの結果は補足的なものであり、広領域の地質媒体を扱うには野外調査が不可欠であると考え。

引用文献

- Golshani, A., Okui, Y., Oda, M. & Takemura, T. (2007) Numerical simulation of the excavation damaged zone around an opening in brittle rock”, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 45, pp. 835-845
- Kiyama, T., Kita, H., Ishijima, Y., Yanagidani, T., Aoki, K. & Sato, T. (1996) Permeability in anisotropic granite under hydrostatic compression and triaxial compression including post-failure region; NARMS96, Montreal, pp 1643-1650.
- Kosaka, K. & Takemura, T. (1999) Significance of deformation microstructures of mineral grains in the study of diffusivity and permeability in intact granitoids, Jour. Japan Soc. Enginn. Geol., 40, 153-165.
- Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials, Soils and Foundations, 22, 96-108.
- Oda, M. (1993) Modern developments in rock structure characterization. In Comprehensive Rock Engineering, 1, pp. 185-200.
- Oda, M., Katsube, T. & Takemura, T. (2002A) Microcrack evolution and brittle

- failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140MPa, *J. Geophys. Res.*, 34, 313-331.
- Oda, M., Takemura, T. & Aoki, T. (2002B) Damage growth and permeability change in triaxial compression tests of Inada granite, *Mech. of Materials.*, 34, 313-331.
- Takemura, T. & Oda, M. (2004) Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite, *Tectonophysics*, 387, 131-150.
- Takemura, T. & Oda, M. (2005) Crack density and wave velocity change with damage growth in Inada granite, *J. Geophys. Res.*, B110(5), B05401, doi :10.1029/2004JB003395.
- 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの3次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構も, *地質学雑誌*, 108, 453-464.
- 竹村貴人・小田匡寛・Golshani, A.・鈴木健一郎・中間茂雄 (2005) 深部地質環境下における花崗岩類のダメージ進展およびクリーブ破壊に関する実験的研究, *応用地質*, 46, 280-286.
- Takemura, T., Takahashi, M., Oda, M., Hirai, H., Murakoshi, A. & Miura, M. (2007) Three-Dimensional Fabric Analysis for Anisotropic Material Using Multi-Directional Scanning Line -Application to X-ray CT Image, *Materials Transactions*, 48, 1173-1178.
- Zoback, M. D. & Byerlee, J. D. (1975) The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite., *J. Geophys. Res.*, 80, 752-755.