岩石の輸送特性と貯留層工学

石 戸 経 士*

Transport Properties of Rock with Applications to Reservoir Engineering

Tsuneo ISHIDO *

Abstract

Characterizing the transport properties of reservoir-forming rocks is one of the most important tasks in reservoir engineering. We review the relationships among permeability, porosity, electrical formation factor, and electrokinetic coupling coefficient under saturated and unsaturated conditions on the basis of the capillary tube model of porous medium, by which one can relate the microscopic physics of the transport properties to the macroscopic behaviors described by Darcy's and Ohm's laws and the cross-coupling effects. These relationships together with the recent models of clay rich sandstones provide a useful guideline for interpreting core, logging, and geophysical survey data. Among various rock properties, permeability in particular needs *in situ* measurements such as pressure transient tests, because *in situ* values are usually at least a few orders of magnitude larger than those measured for intact core samples due to the presence of discontinuities such as fractures in reservoirs. Concerning this topic, the concept of fractured rocks, *i.e.*, the double porosity medium and how to characterize fractured reservoirs are described.

Even if the results of extensive field-wide pressure transient tests are available, in addition to drilling and various exploration data, numerical models of reservoirs are never precise, due to the problem of non-uniqueness. However, once exploitation begins in earnest, additional data become available such as temporal trends in downhole flowing pressure and enthalpy (in case of geothermal reservoirs), which may be used in history-matching studies. Because uncertainty in predictions of numerical reservoir models is directly related to the amount of field data available against which the models can be tested, it is clear that the addition of repeat geophysical survey data to the list of pertinent field measurements is likely to improve the reliability of these forecasts. Recently developed computational tools such as the EKP-postprocessor, which can calculate changes in self-potential distribution through electrokinetic coupling caused by changing underground conditions computed by reservoir simulation, enable us to use geophysical monitoring data in history-matching studies.

* 産業技術総合研究所

* National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

Key words : permeability, porosity, electrical conductivity, formation factor, electrokinetic coupling, capillary tube model, double porosity model, pressure transient test, geophysical monitoring, history-matching

キーワード : 浸透率, 孔隙率, 電気伝導度, 地層比抵抗係数, 界面動電カップリング, キャピラリーチューブモデル, 二重孔隙モデル, 圧力遷移テスト, 地球物理モニタリング, ヒストリーマッチング

I. はじめに

貯留層とは, ある程度の孔隙率をもち浸透性の高い地層であり, 生産井を掘削して, 石油, ガスや地熱流体, 地下水などの資源を採取できるものを指す。貯留層工学の目的は, 適切な生産規模の評価や生産井の配置の設計をすることであり, 生産が開始されてからは各種モニタリングにより貯留層の状態を把握し, 生産の最適化を図ることにある。

本稿では主として地熱の貯留層工学を扱うが, 地熱では地熱流体の生産を通して貯留層に蓄えられている熱エネルギーを採取する。地熱発電所の建設にあたっては, 貯留層にどのくらいの熱及び流体が蓄えられているか, またどの程度の生産規模であれば貯留層の熱をうまく回収できるかを評価しておくことが必要である。調査, 開発の各段階で, 対象とする貯留層について何らかの評価が行われるが, 発電所の建設を決定する段階では, 貯留層の数学モデル (数値モデルともいう) に基づく数値シミュレーション (貯留層シミュレーション) が行われる。

貯留層シミュレーションでは, 数値モデルの各ブロックに孔隙率や, 浸透率, 熱伝導率など岩石の輸送特性を入力データとして与えることが必要である。このために井戸から採取されたコアの物性測定や検層, さらに圧力遷移テストなどが行われる。地熱貯留層は多くの場合, 断裂型であり主たる流体の通路はフラクチャーや断層によってもたらされる。ただしフラクチャー部分の体積割合は一般に小さいので, 流体の貯留に係わる孔隙率は, 代表的な数値ブロックのスケール (数 10 から数 100 メートル) においてもコア測定の結果

をベースに与えられる。また, 輸送特性の中でも熱伝導率や電気伝導度などは同様の扱いが可能である。これに対し浸透率は孔隙の水理半径の 2 乗に比例するため, 体積割合が小さくても岩石マトリックスに比べ水理半径のずっと大きいフラクチャー部分の寄与が卓越する。したがって数値ブロックのスケールでの浸透率の評価には圧力遷移テストなど原位置の測定が必要になる。

本稿ではまず II 章で, 岩石の輸送特性について微細構造のモデル化に関する最近までの研究を紹介する。ここでは浸透率に加え電気伝導度, 界面動電現象のカップリング係数, およびそれらの間の関係を述べる。電気伝導度と孔隙率, 浸透率の関係は, 古くから検層データの解析に用いられている。また, 地表探査データの解釈にとっても不可欠である。

III 章では, 貯留層スケールと岩石コアレベルの中間, 数値シミュレーションのブロックのスケールでの輸送特性のモデル化の問題として, ダブルポロシティの概念とその特性把握について述べる。

IV 章では, 地球物理学的観測量を用いた貯留層シミュレーション (ヒストリーマッチング) について述べる。貯留層内の電気伝導度や自然電位の分布, 変化を計算する際, II 章で述べるキャピラリーチューブモデルを用いた定式化がベースとして用いられている。

II. 岩石の輸送特性

電荷と流体の輸送の間に界面動電効果によるカップリングがある場合, 次の現象論方程式が成り立つ (例えば, Ishido and Mizutani, 1981)。

$$\mathbf{I} = -L_{ee}\nabla\Phi - L_{ev}\nabla\Xi \quad (1)$$

$$\mathbf{J} = -L_{ve}\nabla\Phi - L_{vv}\nabla\Xi \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{I}$ は電流密度 (A m^{-2})、 $\mathbf{J}$ は流体の体積流量密度 (m s^{-1})であり、 $\nabla\Phi$ は電位勾配 (V m^{-1})、 $\nabla\Xi$ は流体流動の駆動力 (孔隙圧勾配, Pa m^{-1})である。また、 L_{ab} は現象論係数であり、式 (1) の右辺第1項はオームの法則、式 (2) の右辺第2項はダルシー則に相当する。カップリングの係数 L_{ev} 、 L_{ve} のついている項が界面動電効果を表しており、オンサガーの定理により $L_{ev} = L_{ve}$ である。

1) キャピラリーチューブモデル

電気伝導度、カップリングの係数、浸透率についての具体的表現を得るのに、多孔質媒質中の孔隙からなる流路を図1に示すような毛管の集合、束によるものとしたキャピラリーチューブモデル (等価流路モデルともいう) が用いられる (例えば, Bear, 1972)。このモデルでは、すべての孔隙は流れに関与すると仮定される。また各流路は簡単な形状、砂岩であれば円柱状のチューブ、花崗岩中のマイクロクラックであればスリット状のものが仮定される。

図1において、流れの方向の長さが L 、断面積が A であり、断面積 A あたり1本の毛管が走っているとする。毛管は曲がりくねっているので $L_f > L$ であり、断面積を A_f とする。孔隙率 ϕ 、迂回率 τ は、

$$\phi = (A_f L_f) / (AL)$$

$$\tau = L_f / L$$

と表せる。また、 S_f を孔隙と岩石の内部境界面の全表面積とすると、比内部表面積 S (単位は m^{-1}) および水理半径 Λ は、

$$S = S_f / (AL)$$

$$\Lambda = (A_f L_f) / S_f = \phi S^{-1}$$

と表せる。

このモデルを用いると、電気伝導度 $L_{ee} = \sigma$ 、およびカップリングの係数 L_{ev} は、以下のように

図1 キャピラリーチューブモデル.

Fig. 1 Capillary tube model.

表される (Ishido and Mizutani, 1981)。

$$L_{ee} = \phi \tau^{-2} (\sigma_f + \Lambda^{-1} \Sigma_s) = 1/F (\sigma_f + \Lambda^{-1} \Sigma_s) \quad (3)$$

$$L_{ev} = \phi \tau^{-2} (-\varepsilon \zeta / \mu) = 1/F (-\varepsilon \zeta / \mu) \quad (4)$$

ここで、 σ_f : 孔隙流体の電気伝導度、 Σ_s : 表面伝導 (界面のもつコンダクタンスで電場に直交する単位長さ当たりの値、単位は S)、 F : 地層比抵抗係数 (フォーメーションファクター) ($1/F = \phi \tau^{-2}$)、 ε : 誘電率、 ζ : ゼータ電位、 μ : 粘度である。

係数 L_{vv} ($= k/\mu$) の中の浸透率 (k) については、毛管の断面形状がスリット的な場合についてはポアズイユの流れを考慮して、

$$k (A/L) = k_f (A_f/L_f) = (a^2/3) (A_f/L_f)$$

の関係式が与えられる。ここで a はスリット幅の $1/2$ で、

$$a = \phi S^{-1} = \Lambda$$

であるので、以上の関係を用いて、

$$k = \phi^3 \tau^{-2} S^{-2} / b = \phi \tau^{-2} \Lambda^2 / b = \Lambda^2 / F b \quad (5)$$

が得られる。ここで、 $b = 3$ である。毛管の断面が円形である場合は、 r を半径として $\Lambda = r/2$ 、 $b = 2$ である。

比内部表面積を多孔質岩石の単位体積あたりの S でなく、岩石粒子の単位体積あたりの S_s で定義すると、 $S = (1 - \phi) S_s$ であるので、

$$k = \{\phi^3/(1-\phi)^2\} \tau^{-2} S_s^{-2}/b \quad (6)$$

となる。ここで直径 d の球状粒子 ($S_s = 6/d$) の集合体を考え τ を一定とすると、(狭義の) Kozeny-Carman (KC) の関係式が得られる (Bear, 1972)。

$$k = \{\phi^3/(1-\phi)^2\} d^2/180 \quad (7)$$

ここで 180 は経験的に決められた値である。

浸透率と孔隙率の関係は最近、格子ボルツマン法による数値シミュレーションによっても検討されている (三善・松岡, 2004)。球状粒子の集合体についてのシミュレーションにおいて、孔隙を一定割合で充填した場合、充填の仕方によって様々な関係が得られる。粒子を一樣に大きくさせて孔隙率を変えた場合に式 (7) の KC 関係に近い関係が得られている。

2) 電気的輸送特性と浸透率の関係

浸透率は貯留層特性として最も重要なパラメータである。しかし必ずしも測定に必要なコア試料が得られないこともあるし、井戸を使った圧力遷移試験などが実施できないこともある。したがって、浸透率と他の物性、とくに電気伝導度との関係を知り、検層や地表探査の結果から浸透率を推定することは、石油分野では古くから行われている。

地層比抵抗係数は電気伝導度の測定から求められる。表面伝導が無視できる場合 $F = \sigma/\sigma_f$ となる。地層比抵抗係数と浸透率の測定値が得られると、キャピラリーチューブモデルについて与えられる式 (3), (5) をベースとして、孔隙の大きさや形状 (τ や Λ など) について有用な情報が得られる。コア解析では、ある貯留層の岩石について測定された浸透率と地層比抵抗係数を岩石タイプごとに両対数グラフ上にプロットすることがよく行われる。しばしば次のような直線性が認められ、その場合、電気検層の結果が浸透率の推定に使われる。

$$k \propto F^{-r} \quad (8)$$

同一の岩石について封圧を加えて浸透率と地層比抵抗係数を測定した結果からは、 $1.5 \leq r \leq 2.8$ が

得られている ($r = 2$ 前後が多い) (Walsh and Brace, 1984)。

花崗岩など結晶質岩の場合、加圧とともにマイクロクラックの開口幅 (すなわち水理半径) が狭くなり、これに比例して孔隙率に変化する。この場合、キャピラリーチューブモデルを用いて浸透率と地層比抵抗係数、それぞれの対数の圧力微分から r の式を作ると、迂回率と水理半径の関係、

$$(\tau/\tau_0)^2 = (\Lambda/\Lambda_0)^{-[(3-r)/(r-1)]} \quad (9)$$

が得られる (Walsh and Brace, 1984)。 $1 \leq r < 3$ であるが、 $r = 3$ では迂回率は水理半径に依存しない。 $r = 2$ では $\tau^2 \propto \Lambda^{-1}$ 、 $r = 1.5$ では $\tau^2 \propto \Lambda^{-3}$ となる。Brown (1989) は、表面の凹凸分布がフラクタルである平行平板 (クラック) について数値シミュレーションを行い、 $2 \leq r \leq 2.9$ の結果を得ている。クラックの開口幅が表面凹凸の標準偏差にくらべ十分に大きい場合、 r は 3 に近く、迂回率はほぼ一定である。この場合、地層比抵抗係数は孔隙率にのみ依存する。水理半径は $\phi/(1-\phi)$ に比例するので、浸透率の孔隙率依存性は式 (7) の形になる。これに対しクラック開口幅が標準偏差の 2 倍程度以下になると迂回率増加の影響が現れ、 $r \approx 2$ となる。

界面動電効果のカップリング係数は地層比抵抗係数に逆比例するので、式 (8) からは浸透率の $1/r$ 乗に比例すると考えられる。花崗岩についての圧力依存性の測定では $r \approx 2$ という結果が報告されている (Yoshida, 2001)。流動電位係数 $C = -L_{ev}/L_{ee}$ は、

$$C = \varepsilon \zeta / \{\mu (\sigma_f + \Lambda^{-1} \Sigma_s)\} \quad (10)$$

と表されるので、水理半径が小さくなり表面伝導の寄与が大きくなると徐々にゼロに近づく (Ishido and Mizutani, 1981)。表面伝導が卓越する領域では、 C は Λ に比例するが、浸透率については $k \propto \phi \tau^{-2} \Lambda^2$ と式 (9) の関係を使うと $k \propto \Lambda^3 \sim \Lambda^6$ となる。 C は浸透率の $1/6 \sim 1/3$ 乗に比例する程度と考えられるが、砂岩についての実験では $2/3$ 乗に比例するという結果が報告されている (Jouniaux and Pozzi, 1995)。

界面動電効果のカップリング係数は、水理半径が電気二重層が重なり合う程度まで小さくなると急速にゼロに近づく。Coelho *et al.* (1996) は、岩石粒子の集合体について数値シミュレーションを行い、解析解をもとにキャピラリーチューブモデルについて予測されたものと同程度の変化を再現している。カップリング係数 L_{ev} を F 倍したものは、水理半径が十分大きい場合は一定値だが、 κA が 1 程度以下になると絶対値が急速にゼロに近づく（ここで、 κ^{-1} はデバイ長さで電気二重層の厚さに相当）。

電気伝導度の測定から、式 (3) 中の地層比抵抗係数と水理半径が求められると、式 (5) を使って浸透率を推定することができる。図 2 は、花崗岩試料の電気伝導度の温度依存性を孔隙流体の KCl 濃度を変えて測定した結果である (Tosha *et al.*, 2003)。電気伝導度は、溶液の濃度が 0.001 mol/L でも 0.01 mol/L の場合とそれほど変わらないが、これは試料の水理半径が小さく表面伝導の寄与が大きいためと考えられる。この結果からは、地熱貯留層を構成する低浸透性の緻密な岩石マトリックスが、比較的塩分濃度が低くても、高温下では 0.01 S/m 近くの伝導度を持つことが予想される。

図中の理論カーブは式 (3) による。地層比抵抗係数は 1 mol/L の溶液を飽和させて求めた $1/F = 0.0008$, σ_f は Olhoeft (1981) の式から計算した値を用いている。 Σ_s は溶液濃度によらず、

$$\Sigma_s(T) = \Sigma_s(25^\circ\text{C}) \{1 + 0.04(T - 25)\} \quad (11)$$

の式 (Revil *et al.*, 1999) から計算し、 $A = 1.25 \times 10^{-8} \text{ m}$ を仮定している。以上、電気伝導度測定から推定した $1/F$ と A の値を式 (5) に代入して浸透率を求めると、およそ $4 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ となるが、これはサイン波圧力変化の上流と下流における位相差から求めた浸透率値 $9 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ にくらべ 1 桁以上小さくなっている。このくい違いは平均値の間に成り立つ不等式、

$$\sqrt{\langle \Lambda^2 \rangle} \geq \langle \Lambda^{-1} \rangle^{-1}$$

図 2 高温下 200°C までの稲田花崗岩の電気伝導度 (Tosha *et al.*, 2003). 孔隙を満たす KCl 溶液の濃度は 0.001 mol/L (丸), 0.01 mol/L (四角) および 0.1 mol/L (三角). 式 (3) に基づく理論値は、0.001, 0.01 と 0.1 mol/L についてそれぞれ太線、破線、細線で示す。

Fig. 2 Measured electrical conductivity of Inada granite at temperatures to 200°C (after Tosha *et al.*, 2003).

The concentration of pore fluid KCl is 0.001 mol/L (circles), 0.01 mol/L (squares) and 0.1 mol/L (triangles). Theoretical values, based upon equation (3), for 0.001, 0.01, and 0.1 mol/L solutions are shown as heavy, broken, and light lines, respectively.

から理解できる。すなわち電気伝導度は水理半径の小さい流路、浸透率は大きい流路の影響をより強く受けるためである。

3) 粘土についてのモデル

堆積岩の多くは粘土鉱物を含むので、電気伝導度および浸透率のモデル化において、粘土の特性をモデル化しておくことが重要である。水を含む粘土の電気伝導度については、電気二重層による表面伝導の効果を扱う必要がある。粘土にはアルミノシリケートの結晶構造の中で Si が Al などで置き換わる同形置換による負電荷が存在する。また結晶構造末端では表面のシラノール Si-OH やアルミノール Al-OH でのプロトンの吸着・脱着反応の結果、負に帯電していることが多い。これらの負電荷には水の中の正イオンが引き寄せられ電気二重層を形成している。個々の粘土粒子

は、表面伝導をもたらす電気二重層によって覆われているので、これを伝導性を持つ粒子とみなすと、Bussian (1983) による伝導性を持った粒子が伝導性流体に浮かんでいる場合のバルクの伝導度についての混合則が適用できる。

Revil *et al.* (1998) によると、溶液の伝導度が表面伝導のそれに比べ十分大きい場合には、バルクの伝導度は、

$$\sigma = (\sigma_f/F) [1 + m(F-1)(\sigma_s/\sigma_f)] \quad (12)$$

と与えられる。ここで m はアーチーの式、

$$F = \phi^{-m} \quad (13)$$

におけるセメンテーションファクターである。また、 σ_s は（後出の式 (14) で与えられる）表面伝導度である。Bussian (1983) のモデルからはアーチーの式が導出されるが、粒子の形状が電場方向に平行な（無限に長い）円柱である場合に $m = 1$ 、電場と直交する場合に $m = 2$ 、球状である場合に $m = 1.5$ となり、粒子が平板状でこの面が電場に直交する場合に $m \gg 1$ となる。砂岩については $m \sim 1.5-2$ であるが、粘土についてはより大きく $m \sim 2-4$ 程度である (Waxman and Smits, 1968)。 m はトータルの連結した孔隙と電流の流れに参与する実効的な孔隙の乖離を表すパラメータとされる。 m が大きいほど、この乖離が大きく、球状の孔隙が狭い通路（スロート）によって繋がっている状況でも $m \sim 4$ の大きい値となる。これに対し、すべての孔隙が実効的な孔隙率に寄与するキャピラリーチューブモデルで表せるような場合には m は 1 に近く、 $m \approx 1.1 \sim 1.3$ である (Revil and Cathles, 1999)。

表面伝導度は $\sigma_s = 2 \Sigma_s/R$ と定義され (Σ_s は式 (3) の表面伝導、 R は粒子の半径)、

$$\sigma_s \approx 2/3 \rho_g Z_s \beta_s \text{CEC} \quad (14)$$

と与えられる。ここで ρ_g : 粒子密度、 Z_s : イオンの価数、 β_s : 表面でのイオン移動度、 CEC : 陽イオン交換容量である。 CEC はカオリナイトで 0.03、スメクタイトで 0.8 meq g^{-1} (粘土 1 g 当たりの陽イオンのミリグラム当量 : $1 \text{ meq g}^{-1} =$

96320 C kg^{-1}) 程度である。スメクタイトの CEC が大きいのは比表面積が $10^3 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 近くときわめて大きいことによる。同じ粘土のサンプルについて σ_s の値は σ_f によらずほぼ一定であり、スメクタイトで $\sigma_s \approx 0.1 \text{ S/m}$ の値をとる。なお、表面伝導 Σ_s については粘土鉱物によらず常温で $2.5 \times 10^{-9} \text{ S}$ 程度の値をとる (Revil *et al.*, 1998)。粘土の孔隙率は大きい 50% でも $m = 4$ とすると式 (12) の σ_s/σ_f にかかる係数は 60 となるので $\sigma_f = 1 \text{ S/m}$ であっても、表面伝導の寄与が卓越する。

浸透率については Revil and Cathles (1999) が、式 (12) と (3) の比較から得られる水理半径についての次の関係を用いて定式化している。

$$\Lambda = R/2m(F-1) \approx R/2mF$$

この式を式 (5) に代入すると（係数が若干異なるが）、Revil and Cathles の与えている次の式が得られる。

$$k = (d^2/24)F^{-3} = (d^2/24)\phi^{3m} = k_0(\phi/\phi_0)^{3m} \quad (15)$$

ここで d は粘土粒子の直径であり、 $k_0(\phi_0 = 0.5)$ はカオリナイトで $0.1 - 10 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ 、スメクタイトで $3 \times 10^{-22} \text{ m}^2$ 程度の値、また m はそれぞれ 3 程度および 4 以上の値が報告されている。

式 (15) は粘土（を含む堆積岩）のデータをよく説明する。 $\phi \leq 0.3$ で式 (7) の KC 関係はほぼ $k \propto \phi^3$ となるが、粘土については $m > 1$ であるから式 (15) はこれより強い孔隙率依存性を示す。また式 (15) は $k \propto F^{-3}$ となるが、これは式 (8) に関連して述べたように、 $r = 3$ となる $\Lambda \propto F^{-1}$ の場合に相当する。ただし粘土の場合は、 ϕ に比べ F^{-1} はずっと小さく、また ϕ の微小な変化によって F^{-1} は大きく変わる。これは流路の中にスロート部分が直列に入って、その影響、またその変化が支配的になるためと考えられる。実効的な Λ も粒子の径に比べずっと小さく、平均ではなくスロート部分の径を反映している。

図 3 は、式 (12)、(15) をベースに粘土を含む砂岩（泥岩や頁岩）について、粘土の体積割合

図 3 砂岩の浸透率および電気伝導度の粘土含有率による変化 (模式図)。

(a) 孔隙率の変化. 砂岩を構成する石英の体積割合は, 粘土含有率が 0.4 までは一定 (= 0.6) であるが, 0.4 以上では, 粘土含有率とともに減少する. 粘土含有率が 0.4 以上では砂岩の孔隙は完全に粘土で充填されている. スメクタイト, カオリナイトの孔隙率はそれぞれ 0.6, 0.3 で一定とする. (b) 浸透率の変化. Revil and Cathles (1999) の Fig. 10 を参考に, (粘土を含まない) 砂岩, スメクタイト, カオリナイトの浸透率をそれぞれ 10^{-11} , 10^{-20} , 10^{-16} m^2 として描いた模式図. (c) 電気伝導度の変化. 孔隙流体が KCl を 0.1, 0.01, 0.001 mol/L 含む場合についてプロット. スメクタイトの横軸 0-0.4 の範囲は高倉ほか (2000) の結果を参考にした. 粘土の電気伝導度は式 (12) による (スメクタイトおよびカオリナイトについて, それぞれ $m = 4$, $F = \phi^{-m} = 8$, $\sigma_s = 0.15 \text{ S/m}$ および $m = 3$, $F = \phi^{-m} = 37$, $\sigma_s = 0.007 \text{ S/m}$ を仮定).

Fig. 3 Clay content dependency of permeability and electrical conductivity of sandstone (schematic diagram).

(a) Porosity versus clay content. Volume fraction of sand grain (quartz) is constant (= 0.6) between 0 and 0.4 of clay content, and decreases with a further increase in clay content. The pore space of sandstone is fully occupied by clay for a clay content larger than 0.4. The porosities of smectite and kaolinite are assumed to be 0.6 and 0.3, respectively. (b) Permeability versus clay content schematically drawn on the basis of Fig. 10 of Revil and Cathles (1999). The permeabilities of sandstone (with no clay), smectite, and kaolinite are assumed to be 10^{-11} , 10^{-20} and 10^{-16} m^2 , respectively. (c) Electrical conductivity versus clay content for three concentrations of pore fluid KCl: 0.001, 0.01, and 0.1 mol/L. The curves of smectite for a clay content smaller than 0.4 are drawn based upon the experimental results of Takakura *et al.* (2000). The conductivities of clay are calculated using equation (12): $m = 4$, $F = \phi^{-m} = 8$ and $\sigma_s = 0.15 \text{ S/m}$ and $m = 3$, $F = \phi^{-m} = 37$ and $\sigma_s = 0.007 \text{ S/m}$ are assumed for smectite and kaolinite, respectively.

に対して浸透率と電気伝導度の変化を模式的に示したものである。横軸の0.4までは砂岩を構成する石英粒子の体積割合は0.6（孔隙率0.4）で一定であり、孔隙中の溶液を（孔隙率一定の）粘土が置き換えてゆく。横軸の0.4以上になると砂岩の孔隙中は粘土で完全に充填され、粘土の割合が大きくなるにしたがって砂岩粒子の割合が減少する。

堆積岩では粘土をあまり含まない場合、浸透率は非常に大きい、孔隙を粘土が完全に充填すると非常に小さくなる。また、電気伝導度は溶液の塩分濃度によらずかなり高い値を示すと考えられる。（図3（c）の電気伝導度のうち、スメクタイトの横軸0-0.4の範囲は高倉ほか（2000）の実験結果を参考に描いた。）

地熱貯留層では0.1-1 S/mの高電気伝導度領域は粘土を含むキャップロック（不透水層）に対応していることが多い。粘土鉱物が安定して存在する温度まで、 σ_s 、 σ_f とも温度とともに増加するので、カオリナイトであっても100℃以上ではかなりの高電気伝導度を示すものと考えられる。 σ_s は温度とともに線形に増加し200℃で常温の約8倍程度になる（Revil *et al.*, 1998）。

4) 多相流

二相以上の多相流についてダルシー則は、

$$\mathbf{M}_j = \frac{kR_j}{\nu_j} (\rho_j \mathbf{g} - \nabla P_j) \quad (16)$$

となる。ここで、添え字 j は孔隙流体の各相（気相 V 、液相 L など）を示し、 $\mathbf{M}_j$ 、 R_j 、 ν_j 、 ρ_j 、 P_j は相 j の質量流束、相対浸透率、動粘度、密度、圧力である。

相対浸透率については、石油分野ではガス・水・油の三相流などについても圧密の進んだ砂岩等について多くの測定がなされている。気液二相流については、相対浸透率は気相飽和度 S_V 、または液相飽和度 S_L の関数として与えられ、次の関係を満たす。

$$\begin{aligned} R_j(S_j = 0) &= 0 \\ 0 \leq R_j \leq 1 \quad (0 < S_j < 1 \text{ に対して}) \\ R_j(S_j = 1) &= 1 \end{aligned} \quad (17)$$

ここで一般に $R_L + R_V < 1$ となるが、これは曲がりくねった流路、孔隙の複雑な幾何学的形状や表面張力の効果によるもので、共存する2つの相が互いに他の流れを阻害するために発生する。また、飽和度が小さくなり流れの方向に連続しない状況になると、その相は全く動けない状態となる。この場合、残留飽和度 S_{Rj} が定義され、 $S_j \leq S_{Rj}$ では $R_j = 0$ となる。地熱貯留層のシミュレーションでは、図4に示す直線的な相対浸透率がよく用いられる。直線的な関係はフラクチャーの中の流れを扱う場合に適当と考えられ、残留飽和度は濡れ相である液相について比較的大きく $S_{RL} = 0.3$ 程度、蒸気相について $S_{RV} = 0.05$ 程度と与えることが多い。

ダルシー則（16）では相毎に圧力 P_j が定義されるが、これは液相と気相の間に毛管圧が存在するため、熱力学的圧力 P と、 $P_j = P + \delta P_j$ の関係にある。ここで δP_j は毛管圧であり、表面張力に比例し、毛管の径に反比例する。気相と液相間の圧力差は、液相の飽和度に依存する。液相の飽和度が小さくなると、液相は孔隙のより細い奥まった部分に位置することになるので、圧力差は大きくなる。水-蒸気間では、表面張力は比較的小さいので、地熱の場合は無視されることが多い。

電気伝導度については、電気を通さない蒸気（ガス）が増えるにしたがい電気伝導度は低下する。この効果を表すのにアーチーの式（13）を拡張した

$$1/F = \phi^n S_L^n \quad (18)$$

がしばしば用いられる。ここで S_L は水（液相）の飽和度であり、 n は飽和度指数（通常2）である。石油分野ではこの式が、電気検層の結果から水の割合を推定する際の基本式となっている。表面伝導の寄与も含めて電気伝導度の飽和度依存性はRevil *et al.*（1999）によって検討されている。ただしRevil *et al.*のモデルでは S_L の低下とともに表面伝導の寄与が大きくなり残留飽和度に近づくと無限大に発散する（これは物理的にありえない）ので、その適用範囲は限られる。最近、

図 4 相対浸透率、電気伝導度および流動電位係数の液相飽和度依存性。

相対浸透率は直線型で、残留飽和度は液相 (R_L) について $S_{RL} = 0.3$ 、気相 (R_V) について $S_{RV} = 0.05$ としている。飽和状態の値で正規化した電気伝導度は、式 (19) で $\sigma_f/\Lambda^{-1}\Sigma_s = 2$ を仮定して計算 ($\sigma 1$ では $n = 2$, $n' = 1$, $\sigma 2$ では $n = 2$, $n' = 0$ を仮定)。飽和状態の値で正規化した流動電位係数は、カップリング係数 L_{ev} の依存性を S_L もしくは R_L に等しいとした場合と、電気伝導度の依存性を $\sigma 1$ もしくは $\sigma 2$ に等しいとした場合についてプロットしている。

Fig. 4 Liquid-phase saturation dependency of relative permeability, electrical conductivity and streaming potential coefficient.

Linear type liquid- and vapor-phase relative permeabilities R_L and R_V are plotted with residual saturations, $S_{RL} = 0.3$ and $S_{RV} = 0.05$. Electrical conductivity normalized by saturated value is calculated using equation (19) with $\sigma_f/\Lambda^{-1}\Sigma_s = 2$, and $n = 2$ and $n' = 1$ for “ $\sigma 1$ ” and $n = 2$ and $n' = 0$ for “ $\sigma 2$ ”. Normalized streaming potential coefficient is plotted for cases in which S_L dependency of the coupling coefficient L_{ev} equals S_L or R_L , and that of electrical conductivity is “ $\sigma 1$ ” or “ $\sigma 2$ ”.

Guichet *et al.* (2003) は砂柱の中の水・不活性ガスの二相流について、電気伝導度ならびに流動電位係数の測定を行っている。電気伝導度の飽和度依存性は式 (18) で $n = 1.3$ としたものが測定結果と合うが、これは図 4 の 2 つのカーブ $\sigma 1$ と $\sigma 2$ の中間に位置する。図 4 のカーブは、試みに電気伝導度の飽和度依存性を、

$$\sigma = 1/F (S_L^n \sigma_f + S_L^{n'} \Lambda^{-1} \Sigma_s) \quad (19)$$

として、式 (3) 第 1 項の孔隙流体自身によるものと第 2 項の表面伝導によるものについて別々の飽和度依存性を仮定して作成した。図中の 2 つのカーブとも、前者の依存性については通常の $n = 2$ としている。後者については $n' = 1$ もしくは 0 としてより弱い飽和度依存性を仮定している。

界面動電現象のカップリング係数、式 (4) については、蒸気の流れは電荷を運ばないので、液相飽和度が低下するに従い小さくなる。ただし流動電位係数 C 、式 (10) は電気伝導度が分母に入るので、その低下がより顕著な場合には、不飽和流のほうが飽和状態の値より絶対値が大きくなる。カップリング係数 L_{ev} の飽和度依存性についてまだ実験データが少ないが、飽和度 S_L に比例する、あるいは飽和状態の値を維持するとした場合には、図 4 に示すような不飽和状態での C の増大が起こる。この場合も当然、残留飽和度以下では液相の水が流れないので $C = 0$ となる。これに対し L_{ev} が液相の相対浸透率 R_L に比例するとした場合には、電気伝導度の飽和度依存性を式 (18) で $n = 2$ と大きく仮定した場合でも、不飽和状態での C 増大はそれほどにならない。Guichet *et al.* (2003) の実験から得られた依存性は、図 4 の $C(R_L/\sigma 2)$ に近い。

III. 輸送特性のキャラクタリゼーション

数値シミュレーションの入力データとして貯留層岩石の孔隙率や比熱などの貯留特性、また浸透率や熱伝導率などの輸送特性を与える際、コア測定の結果はベースとなる。ただし、浸透率については、より大きいスケールでのフラクチャーなどの影響が卓越するので原位置の測定が不可欠となる。

これまでに測定された浸透率の値は、非常に広い範囲にわたる (測定限界である 10^{-23} m^2 から 10^{-7} m^2 程度まで)。室内のコア試料についての測定は 1 m^3 以下の体積を対象に行われるが、同じ岩石からなる地層の原位置測定の結果は通常、

コア試料の測定値の 10^3 倍程度と大きくなる。これは圧力遷移テスト等の原位置測定は 10 m^3 から 1 km^3 程度の体積を対象にフラクチャー等によってもたらされる浸透率を含めて測定しているからである。また、原位置の測定には堆積岩や火山岩の層状構造の結果、強い異方性が現れることがある。高浸透率岩石と低浸透率岩石が互層を成している場合、平行な方向の測定値は両者の算術平均で高浸透率岩石のそれに近く、垂直な方向の測定値は両者の調和平均で低浸透率岩石のそれに近くなる。

さらに大きなスケールになると直接的な測定方法はないが、地下の圧力分布や温度分布、また数値シミュレーションの結果から推定される値は、原位置測定の結果より大きいことも小さいこともある。地殻スケールでの浸透率の深度依存性については、Manning and Ingebritsen (1999) 等の議論がある。

1) 断裂型貯留層

貯留層特性の把握・記述において Representative Elementary Volume (REV) の概念が重要である (例えば, Bear, 1972)。いま、貯留層岩体中のある点を中心に半径 r の球領域 (AV: Averaging Volume) を考える。実際の岩体中の孔隙の形状、分布はミクロに見ると非常に複雑であり、AV での例えば孔隙率を求めると、 r が孔隙のスケール程度の内は、 r を変化させると孔隙率は複雑に変化する。しかし r を十分大きくすると、孔隙率がほとんど変化しなくなり、このときの AV を REV と言う (図 5)。

地熱貯留層において、流体の主たる通り路は断層、フラクチャー、ジョイント等の不連続である。断裂型として扱われる貯留層では、多くの場合、フラクチャーが統計的にランダムに分布している状況にあり、平均的なフラクチャー・スペーシング (λ) が定義できる。このような岩体を以下、フラクチャー岩体と言い、フラクチャーに囲まれた緻密な岩石部分をマトリックスと言う。フラクチャー岩体では、岩石マトリックスの孔隙率を定義する r よりずっと大きなスケールでフラクチャーによる 2 次的な孔隙の影響が現れる。 r を

図 5 フラクチャー型岩体についての孔隙率の AV 依存性。

Fig. 5 Porosity of a fractured rock as a function of averaging volume size.

λ より大きくしていった AV 中にたくさんのフラクチャーが含まれるようになると再び孔隙率が一定になる r の範囲が現れる (図 5)。この時の AV がフラクチャー岩体の REV となる。

通常、フラクチャー・スペーシング λ は貯留層のディメンジョン L に比べかなり小さい ($\lambda \ll L$)。中間的なスケール δ では ($\lambda \ll \delta \ll L$, $\text{REV} < \delta^3$)、フラクチャー岩体は連続体として取り扱うことが可能になる。このような岩体の特性を記述する上で、 λ はキーパラメータとなるが、フラクチャーとマトリックス間の圧力平衡ならびに熱平衡に要する時間と以下の関係にある。圧力平衡の緩和時間 τ_{pe} は、

$$\tau_{pe} = \frac{\lambda^2}{10\eta} = \frac{\phi_m \mu C_T \lambda^2}{10k_m} \quad (20)$$

と与えられ、 λ の 2 乗に比例する。ここで η は水理拡散率で $\eta = k_m / (\phi_m \mu C_T)$ (k_m および ϕ_m : マトリックスの浸透率および孔隙率, μ : 粘性係数, C_T : 圧縮率)。 η は k_m に応じて桁で変わるので、 τ_{pe} は λ だけでなく拡散率が変わることによって広範囲の値をとる。分母の 10 は、マトリックスの形状が球の場合であるが、形状がスラブ状の場合には 3 程度となる。

熱拡散の緩和時間 τ_{hc} は、

$$\tau_{pe} = \frac{\lambda^2}{10\kappa} = \frac{\rho_m c_m \lambda^2}{10K_m} \quad (21)$$

と表される。流体を含んだ岩石について熱拡散率 $\kappa (= K_m / \rho_m c_m)$ ；ここで K_m ：マトリックス部の熱伝導率， $\rho_m c_m$ ：マトリックス部の単位体積あたりの比熱）は 10^{-6} から $2 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲にあり条件によって大きく変わらない。したがって， τ_{hc} は λ によってほぼ決まる。

問題としている時間スケール (t) に比べ圧力と熱の緩和時間が十分短い場合は，フラクチャーとマトリックスは常に平衡にあると見なせる。この場合，全体を等価な性質のポーラス媒質として扱える。等価なポーラス媒質は，孔隙率がフラクチャーとマトリックスを平均したもの，浸透率がフラクチャーによるものをバルクにならしたものとなる。

問題としている時間スケールが緩和時間に比べ短い場合には，マトリックス内の圧力，温度はフラクチャーと平衡な状態にない。この場合，フラクチャーとマトリックス間の質量・熱の交換が全体の振る舞いに影響する。このような媒質を貯留層シミュレーションで扱うために考案されたのが Multiple Interacting Continua (MINC) モデルである (Pruess and Narasimhan, 1985)。

フラクチャー岩体の連続体の記述法として二重孔隙モデル (ダブルポロシティモデル) が古くから知られている (Kazemi, 1969 など)。このモデルでは，フラクチャーとマトリックスブロックは2つの別々の，ただし重なり合った連続体と見なされる。二重孔隙モデルにおけるフラクチャーとマトリックス間の質量・熱の交換を汎用性のある方法で数値的に見積もろうとするのが，MINC モデルである。フラクチャー内では，高い浸透率と小さいストラティビティのため熱力学的な状態変化は素早く伝わるが，母岩のマトリックスでは変化は緩やかである。したがって，フラクチャーはほぼ均一な熱力学的状態にあり，マトリックスブロックはこのようなフラクチャーに囲まれていることになる。マトリックス内の各点の熱力学的状態は，主として最も近くにあるフラクチャーか

らの距離に依存する。したがってマトリックス内の流体・熱の流れは1次元として扱えるので，マトリックスブロックは複数の入れ子構造の小領域に分割され，一番外側でフラクチャーに接しているという境界条件になる。

貯留層内の3次元的な流れを計算する際の1つのブロック (プライマリーブロックと言う) は，フラクチャーに囲まれた多くのマトリックスを含む。1つのプライマリーブロック中のマトリックスはすべて同じ熱力学的状態にあるとするので，そのブロックの状態は1 (フラクチャー) + n (マトリックスの分割数) 組の主変数によって記述される。MINC モデルでは通常，マトリックス部を通してプライマリーブロック間の流体移動はないとしている。

2) 圧力遷移テスト

圧力遷移テストは浸透率などを測定するために，井戸から注入あるいは生産を行い，その流量変化に対応した圧力の時間変化を能動井 (注入井または生産井) 自体で，あるいは観測井で測定する。後者の場合をとくに圧力干渉テストと言う。貯留層中の圧力遷移は拡散方程式によって記述されるので，その解析解を求める上で，拡散方程式に従う種々の現象についての研究例 (Carslaw and Jaeger, 1959 など) を参考にする。石油工学の分野では，多くの圧力遷移解が導かれているが，非透水性の岩石マトリックス中に発達するフラクチャーの“フラクタルネットワーク”について圧力遷移の一般解も求められている (Chang and Yortsos, 1990)。

圧力遷移テストの対象は，REV より大きなスケールでの平均的な物性値である。ただし，フラクタルの場合は REV は存在しない。不均一性を問題にする場合は，REV より大きなスケールで場所を変えて測定を行い，貯留層及び周辺の不均一性を調査する。解析に当たって，媒質は均質等方性 (もしくは均質異方性) が仮定されるが，これに複数の不透水性もしくは圧力一定の境界を加えてデータとのマッチングを行う。その結果，サンプリング体積中の浸透率の値，また推定された境界位置から均質と見なされる範囲の体積が求め

図 6 フラクチャー型媒質における圧力と自然電位の時間変化 (Ishido and Pritchett, 2003).

(a) MINC 媒質について計算した軸対称ライディアルフローの圧力遷移. (b) 貯留層シミュレーションの結果に EKP ポストプロセッサを適用して計算した自然電位変化. 両図とも, 等価なポーラス媒質についての結果を破線で示す. "near" と "far" は, 観測点が注水井からそれぞれ約 5 m と 50 m 離れた点であることを示す.

Fig. 6 Changes in pressure and self-potential for a fractured medium (after Ishido and Pritchett, 2003).

(a) Calculated pressure transients of axisymmetric radial flow in MINC medium. (b) SP changes calculated by applying the EKP-postprocessor to the reservoir simulation results. Both in (a) and (b), the results for an equivalent porous medium are shown by broken curves. Labels "near" and "far" indicate that the observation point is ~ 5 m and ~ 50 m from the injection well, respectively.

られる。圧力遷移テストの詳細については、石戸 (2002) などを参照されたい。

圧力遷移テストの解析で最も基本になるモデルは、水平方向に無限に広がった厚さ一定 ($= h$) の貯留層を仮定したラディアルフロー・モデルである。圧力変化 $\Delta P(t)$ は、能動井の流量を q ($t \geq 0$ で $\neq 0$)、観測井までの距離を r として、積分指数関数 Ei を用いて、

$$\Delta p(t) = \frac{q}{4\pi T} \left[-Ei \left(-\frac{r^2}{4\eta t} \right) \right] \quad (22)$$

と表される。ここで $T = kh/\mu$ はトランスミッシビティ, $\eta = k/(\phi\mu C_T)$ は水理拡散率であり, ストラティビティを $S = \phi C_T h$ とすると $\eta = T/S$ である。時間が経過し $4\eta t/r^2 > 2000$ にな

ると Ei 関数は対数近似できるので、圧力変化を経過時間の常用対数に対しプロットすると直線が得られ、その傾きは $2.303q/4\pi T$ となり、トランスミッシビティが求められる。

図 6 (a) に示すのは MINC モデルを用いてフラクチャー岩体の圧力遷移を計算した結果であるが、実際のデータにもしばしばこのような 3 つの直線部が現れる (図に示すのはフラクチャー部の圧力であり、坑井で実際に測定できる圧力に相当する)。能動井の圧力遷移には前期の直線部の傾きが後期のものと平行になる典型的な遷移の測定される場合もあるが、この図では、前期の直線部のはっきりしない。これは圧力測定位置が "near" でも注入井から 5 m 離れているため、式 (22) で表される圧力遷移が対数近似できない時

間帯にあるためである。

実際の測定でこのような圧力遷移が得られると、後期の直線部の傾きからトランスミッシビティ T が求められる。また、初期の直線部はフラクチャー部のストラティビティ S_f のみを、後期の直線部はフラクチャーとマトリックスを合計したストラティビティ $S_f + S_m$ を反映したものになっている。MINC モデルでフラクチャー部の体積割合を Ψ 、浸透率を k_f とすると、 T 中の浸透率は $k = \Psi k_f$ と表せる。また、フラクチャー部、マトリックス部の孔隙率を ϕ_f 、 ϕ_m とすると、 $S_f \propto \Psi \phi_f$ 、 $S_m \propto (1 - \Psi) \phi_m$ となる。2 直線の間の遷移部はフラクチャーとマトリックス間の流れの卓越する時間帯である。中間の遷移部もほぼ直線になるが、その勾配は前・後期の直線部の勾配の 1/2 となる。遷移部の終わる時間は、マトリックスの圧力平衡に要する時間 τ_{pe} (式 (20)) に相当する。実際の貯留層について λ や k_m を独立に求める決定的な方法はないが、他の情報もふまえて λ や k_m を推定する際、この圧力遷移テストから求められる観測量 τ_{pe} が最も重要な制約条件となる。

図 6 (b) に示すのは、図 (a) の圧力変化に対応する流動電位の変化で、Electrokinetic Phenomena (EKP) ポストプロセッサを用いて計算したものである (Ishido and Pritchett, 2003)。EKP ポストプロセッサ (Ishido and Pritchett, 1999) は、式 (1)、(2) を基本式とし、電気伝導度は式 (3)、カップリングの係数は式 (4) で与える。水の流れに伴う電流 (式 (1) の第 2 項) を携帯電流と呼ぶが、これを貯留層シミュレーションの結果から計算し、その発散をソース項とする電位についてのポアソンの方程式を 3 次元の電気伝導度構造について解いている。MINC モデルの計算では、フラクチャー部に加え、マトリックス部を通しての携帯電流も計算する。MINC モデルでは、 $\Psi k_f \gg (1 - \Psi) k_m$ であるため、貯留層シミュレーションのプライマリーブロック間でマトリックスを通しての流体の流れは無視される。これに対し携帯電流は圧力勾配に (浸透率でなく) 孔隙率を掛けたもの比例するの

で、マトリックスを通して流れる携帯電流がフラクチャー部を通してのものより大きくなる (通常 $\Psi \phi_f \ll (1 - \Psi) \phi_m$ であるため)。ちなみにカップリング係数が孔隙率に比例するのは、固液界面の電気二重層での平均流速が、二重層の厚さが水理半径に比べ十分小さい範囲では水理半径に比例することから理解できる。

図 6 (b) に示すように、電位変化にも前期と後期に直線部が現れる。前期の直線の傾きは後期の傾きの Ψ 倍と小さいが、時間経過とともにマトリックス内の圧力がフラクチャー部と平衡に近づき、プライマリーブロック間にマトリックスを通しての携帯電流が流れるようになると、電位変化は急速に大きくなる。 τ_{pe} 以降では等価なポーラス媒質について計算したものと同じ勾配の直線部が現れる。まだ実際の測定例はないが、坑井内の自然電位連続測定が τ_{pe} を求めるための新たな手法として期待される。また、後期の直線部の傾きがトータルの孔隙率を反映している点も注目される。圧力遷移では、孔隙率の違いは図 6 (a) で直線の上下方向の位置に反映するが、この上下方向の位置には能動井近傍の浸透率の局所的不均一性なども関係するので、一般に圧力遷移データのみから孔隙率を推定するのは難しい。この点でも自然電位測定の補完的な役割が期待される。

IV. 地球物理学的観測量を用いた ヒストリーマッチング

貯留層モデルを構築する上で坑井データは不可欠である。ただし浸透率についても圧力遷移テスト等からもたらされるのは生産井周辺だけの情報にとどまり、大部分の貯留層パラメータは坑井データや地質・地化学調査、物理探査の解釈に基づき推定値を与えることになる。そのため貯留層の将来挙動予測に使えるようなモデルを構築するには、モデルの検証が必要となる。通常、この検証はヒストリーマッチングによって行われる。

1) ヒストリーマッチング

ヒストリーマッチングは、生産 (および還元) によって引き起こされた貯留層内の変化を再現するようモデルを修正する作業である (図 7)。地

図 7 貯留層モデリング。

様々な数値的ポストプロセッサは、開発後の地熱地域等を対象に繰り返し物理探査によって捉えられる（であろう）観測量の変動を計算する。これにより、ヒストリーマッチングにおいて貯留層工学的データに加え地球物理学的観測量を貯留層モデルの拘束条件として利用可能にする。

Fig. 7 Reservoir modeling.

Various computational postprocessors are used to calculate temporal changes that are likely to be observed if geophysical surveys of an operating field (geothermal etc.) are repeated from time to time. The results may be used to supplement conventional reservoir-engineering measurements in history-matching studies undertaken during reservoir model development.

熱の場合には、図には示していないが、ヒストリーマッチングに入る前に、自然状態シミュレーションが行われる。貯留層が熱水対流系の一部であり開発前も動的な状態にあるため、この特徴を活かして、まず、貯留層シミュレーションにより自然状態の再現を図り、この過程で開発前の温度分布などのデータと調和するようモデルを修正する。次に、ヒストリーマッチングでは、実際の生産（還元）のオペレーションを表現するよう、計算ブロックに流体のシンク（ソース）を設定し、貯留層の生産後挙動をシミュレーションする。計算結果を実際に観測された変化（生産流体のエンタルピー・化学成分や観測井の圧力・温度等）と比較し、両者の一致が不十分であれば、モデルに与えた浸透率分布や境界条件を調整し、再び自然状態からシミュレーションを行う。この2段階にわたるマッチングの作業は通常、数十回あるい

はそれ以上繰り返される。

ヒストリーマッチングによって貯留層の境界条件や断裂型としての特性を把握できるが、これが成功するか否かは貯留層モニタリングによって得られるデータの質・量やモデルの拘束条件としての有効性による。ヒストリーマッチングにおいて、坑井から得られるモニタリングデータは不可欠であるが、地表で行う繰り返し物理探査も重要と考えられる。ただし、これらのデータをヒストリーマッチングに用いるためには、貯留層シミュレーションの結果から地球物理観測量の変化を計算することが必要となる。このため、地熱分野では、各種物理探査に対応した地球物理学のポストプロセッサが開発されている（例えば、當舎ほか, 2001）。

2) 地球物理学的観測量に現れる変動

貯留層から流体生産を開始すると、生産ゾーンの圧力低下に伴い、貯留層周囲からの流体流入が始まる。地熱の場合には、流体生産に伴って貯留層内での沸騰が加速され、蒸気-熱水の二相ゾーンが形成され拡大する。このような場合、蒸気飽和度の増加に対応して生産ゾーンでは顕著な重力低下が現れる (Ishido *et al.*, 1995)。また、蒸気飽和度の増加は、地震波速度にも影響する。ザ・ガイザーズ地域では、微小地震観測結果の走時トモグラフィ解析から生産ゾーンがP波/S波速度比の5%程度の低異常域として捉えられている (Julian *et al.*, 1996)。

生産を継続すると、貯留層内の流体化学性状の分布が徐々に変化する。岩石の電気伝導度は孔隙流体の塩分濃度に敏感であるから、注意深い測定を繰り返せば流体分布の変化が比抵抗調査から捉えられるものと考えられる。また、気液二相ゾーンの中で蒸気飽和度が上がると、電気伝導度が低下するので、これも繰り返しの比抵抗調査から捉えられる可能性がある。自然電位については、主として流れのパターンが変わることによる界面動電現象起源の変化が考えられる。通常、岩石の割れ目、孔隙中の流体の流れは正電荷の流れの方向に運ぶ。したがって、生産ゾーンでは正電荷の余剰、逆に還元ゾーンでは負電荷の余剰が発生す

る。何らかの伝導性の構造（キャップロックの存在等）により地下深部の電位異常が地表にもたらされ自然電位変化となる。

図7に示す地球物理学的ポストプロセッサは、貯留層シミュレーションによって計算される各ブロックの温度、圧力、気相飽和度、塩分濃度等の変化から、地表における地球物理学的観測量の変化を求めるための計算ツールである。重力については各ブロックの流体質量変化から重力変化を計算するが、他のポストプロセッサでは各ブロックの比抵抗や弾性波速度を求めるために種々の関係式が必要となる。EKP ポストプロセッサでは、前章2)で述べたように、電気伝導度、カップリング係数についての式(3)、(4)を用いて、界面動電効果起源の自然電位発生とその変化を計算する。

Ishido *et al.* (2003) は、奥会津地熱地域の貯留層シミュレーション結果に EKP ポストプロセッサを適用し、実際に観測された変化の再現に成功している。貯留層シミュレーション結果では、生産ゾーンの上部に二相ゾーンが発達し、生産による圧力低下により活発な沸騰が継続して蒸気は上昇、液相は下降というカウンタフローが発生している。生産ゾーンには正の電流源が現れるが、この下降流（下向きに正の電荷を運ぶ）の効果が卓越し地表に負の電位変化をもたらす。二相流の計算であるので、カップリング係数と電気伝導度についてはII章4)で述べた補正がなされている。計算結果は、浸透率分布をはじめ様々な貯留層パラメータの与え方に依存する。ヒストリーマッチングによってすべての貯留層パラメータを確定するのはきわめて困難な作業であるが、自然電位変化のデータを用いることは、断裂型貯留層の τ_{pe} （圧力平衡の緩和時間）や ϕ_m （マトリックス部の孔隙率）の推定にとって有効と考えられる。

V. ま と め

貯留層を構成する岩石の輸送特性を把握することは、貯留層工学のもっとも重要な役割の一つである。岩石コアの測定や検層データの解釈におい

て、浸透率と孔隙率、また電気伝導度測定から得られる地層比抵抗係数との関係は重要であるが、本稿ではこれに界面動電現象のカップリング係数を加え、それらの関係をキャピリーチューブモデルをベースに気液二相流の場合を含めて述べた。また、堆積岩の特性は粘土鉱物の含有量によって大きく変わるため、粘土の輸送特性について最近の研究を紹介した。

原位置の浸透率はフラクチャーの存在によってコアレベルのそれと大きく異なるため、圧力遷移テストなどによる測定が必要になる。この点については貯留層工学上、重要なトピックスの一つであるダブルポロシティの概念を説明し、その特性把握について最近の研究を含め紹介した。

測定された岩石の輸送特性は、貯留層の数値モデルの構築に使われるが、3次元のブロックすべてに測定値を入力することは不可能である。多くの貯留層パラメータについては、ヒストリーマッチングにおいて生産ヒストリーを再現する過程でより良い推定値が得られる。この点について、近年、地熱分野で開発された自然電位変化等を計算する地球物理学的ポストプロセッサの果たすであろう役割について述べた。

謝 辞

本稿の修正にあたって、村上英記博士、吉田真吾博士からは有益な指摘・助言をいただいた。謹んで感謝の意を表する。

文 献

- Bear, J. (1972): *Dynamics of Fluids in Porous Media*. American Elsevier.
- Brown, S.R. (1989): Transport of fluid and electric current through a single fracture. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9429-9438.
- Bussian, A.E. (1983): Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, **48**, 1258-1268.
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C. (1959): *Conduction of Heat in Solids*. Oxford Univ. Press.
- Chang, J. and Yortsos, Y.C. (1990): Pressure- transient analysis of fractal reservoirs. *SPE Formation Evaluation*, **March**, 31-38.
- Coelho, D., Shapiro, M., Thovet, J.F. and Adler, P.M. (1996): Electroosmotic phenomena in porous media. *J. Colloid Interface Sci.*, **181**, 169-190.
- Guichet, X., Jouniaux, L. and Pozzi, J.-P. (2003):

- Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. *J. Geophys. Res.*, **108**(B3), doi: 10.1029/2001JB001517.
- 石戸経士 (2002): 地熱貯留層工学. 日本地熱調査会.
- Ishido, T. and Mizutani, H. (1981): Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763-1775.
- Ishido, T. and Pritchett, J.W. (1999): Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15247-15259.
- Ishido, T. and Pritchett, J.W. (2003): Characterization of fractured reservoirs using continuous self-potential measurements. *Proc. 28th Workshop Geothermal Reservoir Engineering*, 158-165.
- Ishido, T., Goko K., Tosha T., Adachi M., Ishizaki, J. and Nishi, Y. (2003): Reservoir monitoring using multi-geophysical survey techniques. *Geothermal Resources Council Trans.*, **27**, 827-831.
- Ishido, T., Sugihara, M., Pritchett, J.W. and Ariki, K. (1995): Feasibility study of reservoir monitoring using repeat precision gravity measurements at the Sumikawa geothermal field. *Proc. World Geothermal Congress '95*, 853-858.
- Jouniaux, L. and Pozzi, J.-P. (1995): Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10197-10209.
- Jullian, B.R., Ross, A., Foulger, G.R. and Evans, J.R. (1996): Three-dimensional seismic image of a geothermal reservoir: The Geysers, California. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 685-688.
- Kazemi, H. (1969): Pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution. *Soc. Pet. Eng. J.*, **9**, 451-462.
- Manning, C.E. and Ingebritsen, S.E. (1999): Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. *Rev. Geophys.*, **37**, 127-150.
- 三善孝之・松岡俊文 (2004): 3次元格子ボルツマン法の並列計算による多孔質岩石内の流体流動解析. 物理探査, **57**, 697-708.
- Olhoeft, G.R. (1981): Electrical properties of rocks. Touloukian, Y.S., Judd, R. and Roy, R.F. eds.: *Physical Properties of Rocks and Minerals*. McGraw-Hill, 257-329.
- 高倉伸一・小酒欽弥・西澤 修・青木正博 (2000): 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定. 物理探査, **53**, 119-128.
- 當舎利行・石戸経士・中西繁隆・横井浩一 (2001): 地熱地域における貯留層診断技術—熱水流動シミュレーションと組み合わせた解析方法. 物理探査, **54**, 433-454.
- Tosha, T., Matsushima, N. and Ishido, T. (2003): Zeta potential measured for an intact granite sample at temperatures to 200 °C. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), doi: 10.1029/2003GL016608.
- Pruess, K. and Narasimhan, T.N. (1985): A practical method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media. *SPE J.*, **Feb.**, 14-26.
- Revil, A. and Cathles III, L.M. (1999): Permeability of shaly sands. *Water Resour. Res.*, **35**, 651-662.
- Revil, A., Cathles III, L.M. and Losh, S. (1998): Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *J. Geophys. Res.*, **103**, 23925-23936.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles III, L.M. and Manhardt, P.D. (1999): Streaming potential in porous media 2. theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20003-20048.
- Walsh, J.B. and Brace, W.F. (1984): The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9425-9431.
- Waxman, M.H. and Smits, L.J.M. (1968): Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Pet. Eng. J.*, **8**, 107-122.
- Yoshida, S. (2001): Convection current generated prior to rupture in saturated rocks. *J. Geophys. Res.*, **106**, 2103-2120.

(2005年9月25日受付, 2005年11月9日受理)