

# 帯水層CO<sub>2</sub>地中貯留の物理探査モニタリング

石戸 恒雄<sup>1)</sup>・杉原 光彦<sup>1)</sup>・當舎 利行<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

帯水層へのCO<sub>2</sub>貯留においては、注入されたCO<sub>2</sub>の挙動を把握する上で種々のモニタリングが不可欠と考えられている。注入のオペレーションは、CO<sub>2</sub>が帯水層の中を水平・垂直方向にどの程度広がっているのか、どのような状態にあるのか、圧力はどの程度高まっているのか等を把握しつつ進めなければならない。また帯水層からのリーク(漏洩)の監視も不可欠であり、これは必要に応じて注入停止後も継続することになる。

モニタリング手法として、坑井を用いた圧力観測や、物理探査のうち反射法は基本的な手法と考えられている。ノルウェーのスライプナーやカナダのウェイバーンでは注入したCO<sub>2</sub>の分布が反射法の繰り返しによって鮮やかに捉えられている。この他にも重力、傾斜計、電磁法などが検討されているが、物理探査手法によるモニタリングは坑井観測を補完する上で重要である。また、キャップロックからのリークの監視でも中心的な役割を果たすことが期待される。

モニタリング手法の検討において、貯留層(帯水層)シミュレーションが有効と考えられる。作業仮説段階の貯留層モデルであっても、それに基づいて注入CO<sub>2</sub>の挙動や圧力変化を予測して、観測井の配置や観測項目の検討に役立てることができる。物理探査手法については、貯留層シミュレーションの結果からそれぞれの観測量の変動を計算できれば、より定量的な検討が可能になる。地熱分野では、NEDO・産総研によって平成9-14年度に実施した「貯留層変動探査法開発」の中で、各種物理探査手法に対応した“地球物理学的ポストプロセッサー”を開発している。本稿では、仮想の帯水層モデルを用いて行ったCO<sub>2</sub>

注入の数値シミュレーションと、その結果に基づいて行ったポストプロセッサー計算について紹介し、CO<sub>2</sub>帯水層貯留における物理探査モニタリングの意義を考えてみたい。

## 2. 帯水層へのCO<sub>2</sub>注入のシミュレーション

地下の流体挙動を対象とする数値シミュレータ(以下、貯留層シミュレータと呼ぶ)は、運動量・質量・エネルギーの保存則を基本方程式とし、流体の諸物性についての構成関係や岩石-流体系についての種々の構成則を用いて問題を解いている。

運動量の保存則(運動方程式)は、岩石孔隙中の多相流体の流れについてのダルシー則として次のように表わされる。

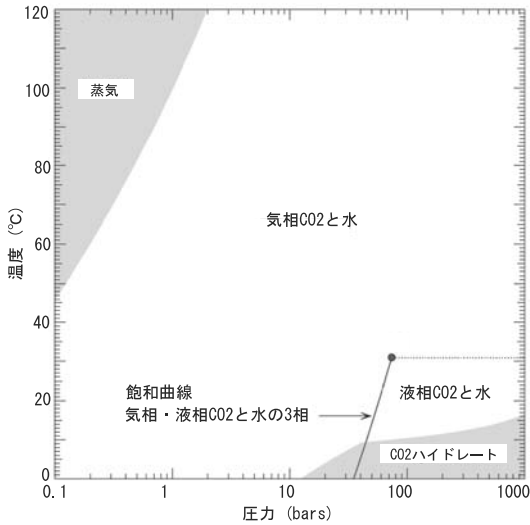
$$\vec{M}_j = \frac{KR_j}{\nu_j} (\rho_j \vec{g} - \nabla P_j)$$

ここで、 $M_j$ :相jの質量流束(kg/s·m<sup>2</sup>)、 $P_j$ :圧力(Pa)、 $\rho_j$ :密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $g$ :重力加速度(m/s<sup>2</sup>)、 $\nu_j$ :動粘度(m<sup>2</sup>/s)、 $K$ :(絶対)浸透率テンソル(m<sup>2</sup>)、 $R_j$ :相対浸透率であるが、帯水層へのCO<sub>2</sub>貯留で取り扱うのは、(液体の)水に加えて、気体および液体状態のCO<sub>2</sub>である。

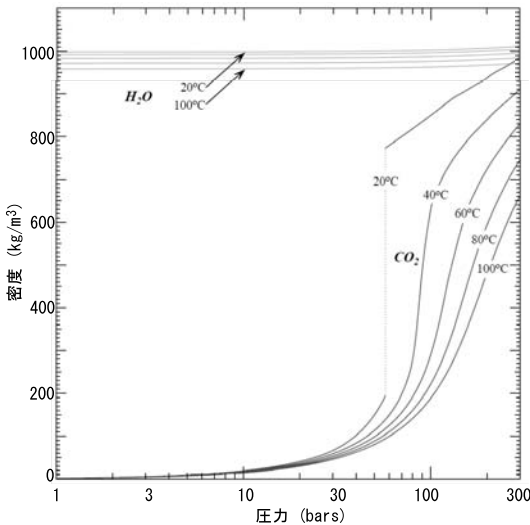
第1図にCO<sub>2</sub>の飽和曲線と臨界点(73.77気圧, 30.98℃)を示すが、温度15℃以上、圧力1気圧(ほぼ1bar)以上の範囲では、飽和曲線上で水に加え気相と液相のCO<sub>2</sub>の3相が共存、飽和曲線より高压側では水と液体CO<sub>2</sub>の2相、それ以外では水と気体CO<sub>2</sub>の2相が共存する。対象となる条件下で、水の密度はあまり変化しないが、第2図に示すように、CO<sub>2</sub>の密

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード:CO<sub>2</sub>地中貯留, 物理探査モニタリング, 貯留層シミュレータ, 地球物理学的ポストプロセッサー, 帯水層, キャップロック

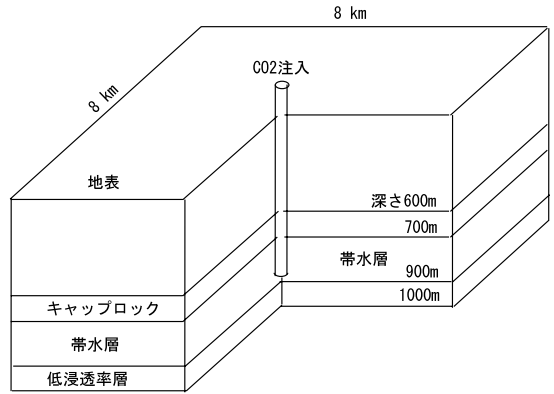


第1図 帯水層条件下でのH<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>系の相図。



第2図 水およびCO<sub>2</sub>の密度の温度、圧力依存性。

度は温度、圧力によって大きく変化する。水とCO<sub>2</sub>の間では相互の溶解があるが、特に重要なのは水へのCO<sub>2</sub>の溶解である。また多相流を扱う上でとくに重要なパラメータは相対浸透率と毛管圧であり、多くの経験的な構成則が提案されている。ここでは質量保存則、エネルギー保存則の説明は省くが、貯留層シミュレータではこれらの基本方程式(偏微分方程式)を時間・空間について離散化し、代数方程式に変換し数値的に解を求める。

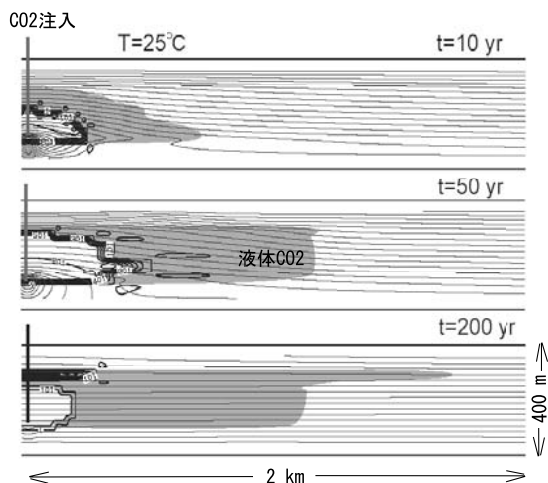


第3図 数値シミュレーションに用いた仮想の帯水層モデル。

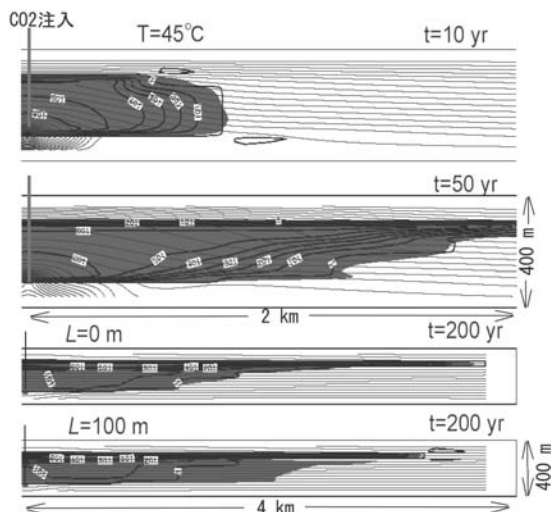
第3図に数値シミュレーションに用いた仮想モデルを示す。水平方向に8km×8kmの広がりを持ち、深度方向には深さ600mから1,000mの範囲で、上から厚さ100mのキャップロック層、厚さ200mの帯水層、厚さ100mの低浸透率層が分布する。帯水層の孔隙率は30%、浸透率は水平、鉛直方向にそれぞれ100、10ミリダルシー(1ミリダルシー=10-15m<sup>2</sup>)を仮定している。グリッド分割は中心付近では、深度方向に20m、水平方向に25mとしている。計算に用いた貯留層シミュレータは地熱分野で開発された汎用シミュレータSTAR(Pritchett, 1995; 2002)であり、状態方程式パッケージとして第1図の主要部を扱えるものと組み合わせて使用した。CO<sub>2</sub>の注入は、モデルの中心、帯水層下端の4つのブロック(深度890m)から年に100万トンのレートで50年間行い(注入温度は45°C)、この間と注入後の250年間について計算を行った。

### 3. 感度解析

貯留層シミュレーションでは、しばしば感度解析が行われる。不確実性の大きい貯留層パラメータについて、その値を想定される範囲内で変化させて貯留層シミュレーションによる予測結果の違いを見る作業であり、予測結果の信頼性を評価するため、あるいは不確実なパラメータを決めるのに有効なモニタリング手法を抽出するために行われる。貯留層パラメータをR(i)、個々のモニタリング手法に対応した観測量をM(j)としたとき、特定のR(i=k)に敏感なM(j=l)が見出されれば、パラメータR(k)についてより良い推定値を



第4図 帯水層温度25°Cの結果(深さは600~1,000m, 水平方向は2kmまでの範囲を表示). 圧力(青, 20bars間隔)と気相飽和度(黒, 0.1間隔)をコンターで, 液相CO<sub>2</sub>の存在範囲を黄色で示す. CO<sub>2</sub>の臨界圧力より高圧の領域では, 臨界温度31°Cより低温側を液相領域, 高温側を気相領域として表示.



第5図 帯水層温度45°Cの結果(200年後の結果は水平方向4kmまでの範囲を表示). 圧力(青, 20bars間隔)と気相飽和度(黒, 0.1間隔)をコンターで, 孔隙流体中のCO<sub>2</sub>の質量割合が1%以上の範囲を緑色で示す. 分散スケールが100mの結果は200年後についてのみ示す.

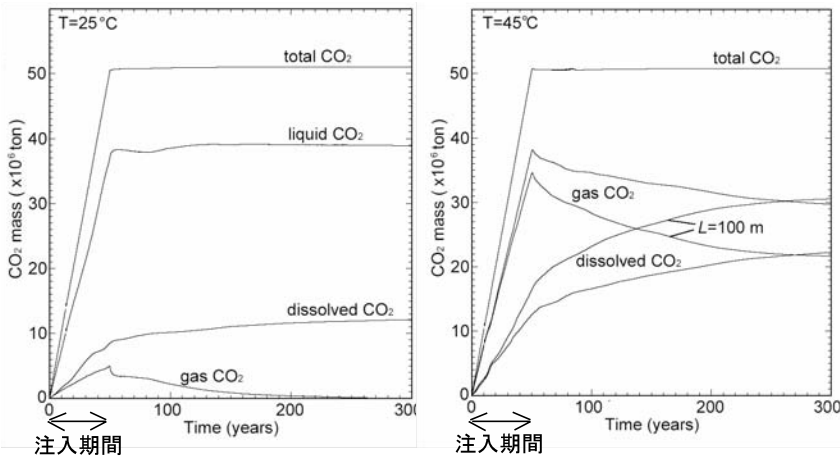
得るためにはモニタリング手法M (I) が有効であることがわかる. 貯留層について何らかのオペレーション, CO<sub>2</sub>帯水層貯留であれば帯水層へのCO<sub>2</sub>注入が始まってから, ある期間にわたってモニタリングが行われデータが集積すると, そのデータを貯留層シミュレーションで再現するよう貯留層パラメータの修正とシミュレーションを繰り返し, その過程で貯留層パラメータについてのより良い推定値が得られる. この作業をヒストリーマッチングという.

CO<sub>2</sub>帯水層貯留において重要な貯留層パラメータとしては帯水層の構造(深度, 層厚, 傾斜, キャップロックの形状や孔隙率, 浸透率, その異方性, 不均一性など), 状態(圧力, 温度, 塩分濃度, 一般流の強さなど)や多相流に係わるもの(相対浸透率, 残留飽和度, 毛管圧)が上げられるが, 本稿では帯水層温度についての感度解析例を紹介する. モニタリング手法としては, 観測井による圧力モニタリングなどに加え, 重力などの物理探査手法によって得られるものについて検討した.

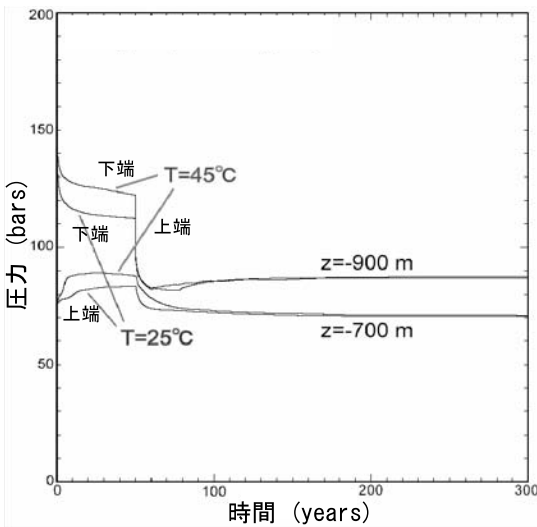
ここでは帯水層温度について25°Cと45°Cの2ケースを考えるが, 帯水層温度が25°Cの場合(第4図), 超臨界状態(温度45°C, 圧力100気圧前後)で注入され

たCO<sub>2</sub>は帯水層温度まで冷却され密度が大きくなる(第2図の40°Cのカーブに近い値から20°Cのカーブに近い値へ大きくなる). 圧力が100気圧程度であるので飽和曲線を横切らずに気相(的な)物性から液相(的な)物性に移行する(第1図). 50年後, この液体CO<sub>2</sub>のフロントは約1.2kmまで達し, ポスト注入の250年間, ほとんど拡大しない. 第6図に示すように帯水層に貯留されたCO<sub>2</sub>は大部分, 液相状態にある. 約150年後までは, 注入点付近に気体のCO<sub>2</sub>も存在するが, これらは時間の経過とともに水に溶け込んでしまう. 第7図に示すように, 帯水層内の圧力は, 注入停止後, 下端付近で87気圧, 上端付近で70気圧程度で推移する.

帯水層温度が45°Cの場合は等温過程であるが, 注入点を離れ圧力が低くなるに従い密度が急激に低下する(第2図参照). このため浮力の効果が効いて, とくにポスト注入の期間では, 気体のCO<sub>2</sub>がキャップロックの下を遠方まで薄く広がる(第5図). 流動状態が継続するため水への溶解量はポスト注入期間も徐々に増える. 第5図には, 分散のスケールをL=100mとした場合の結果も示す(他はすべてL=0としている). 多孔質媒質中の流れの場で化学種の移動は, 分子の

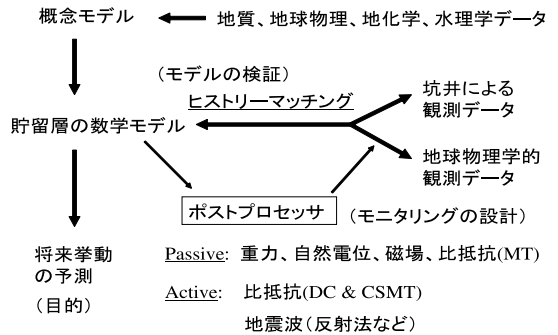


第6図  
系内の液相CO<sub>2</sub>、気相CO<sub>2</sub>、水に溶解したCO<sub>2</sub>、それぞれのトータル質量の時間変化。帯水層温度(左)25℃、(右)45℃の結果。



第7図 帯水層圧力の時間変化。帯水層下端、注入点ブロック(Z=-900m)と帯水層上端、キャップブロック直下のブロック(Z=-700m)での300年間の変化。

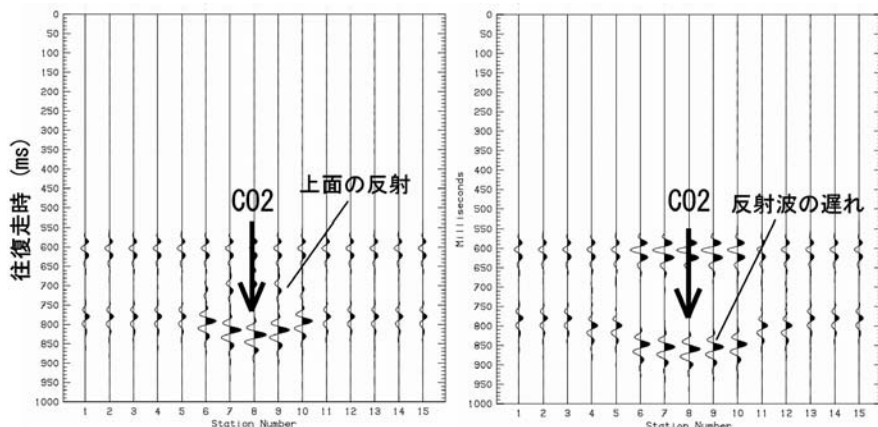
熱運動による分子拡散と流体の流れによって運ばれる移流があるが、前者は後者に比べはるかに小さい。ただし、曲がりくねった孔隙流路やフラクチャーの存在等、不均一性の影響で、流れに伴って大きな分散性がしばしば現れる。Lにダルシー流速を掛けて孔隙率で割ったものが(マクロな)分散係数となる。流動に伴ってCO<sub>2</sub>と水の混合が促進され、140年目以降で気相CO<sub>2</sub>量よりも水に溶解したCO<sub>2</sub>量のほうが多くなる(第6図)。



第8図 貯留層シミュレーションにおける地球物理学的ポストプロセッサの用途。

#### 4. 地球物理学的観測量に現れる変動

“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、重力などの(地表における)観測量の変化を求めるための計算ツールである(例えば、當舎ほか, 2001; Pritchett, 2002)。重力については基本式は単純であるが、他のポストプロセッサについて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用いられる。主な用途はヒストリーマッチングであり、地球物理学的観測量の変動を貯留層モデルの拘束条件として利用可能にする。また予測計算に適用することでモニタリングの設計にも役立てることができる(第8図)。以下、反射法、自然電位、比抵抗、重力の順で、前

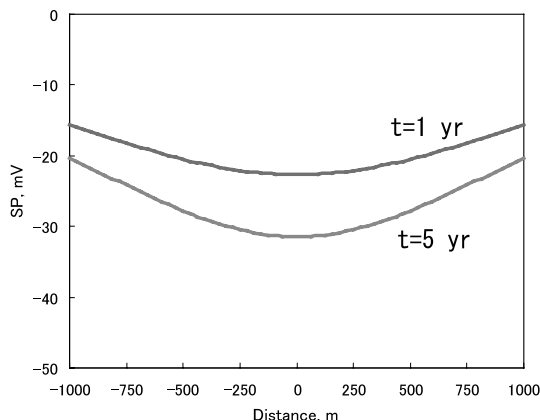


第9図  
反射法ポストプロセッサー  
によって計算した注入開  
始後(左)1年と(右)5年  
の時間記録断面. 帯水層  
温度45℃のケース.

節で述べた貯留層シミュレーション結果にポストプロセッサーを適用した結果を述べる. 重力以外の3手法については, どの程度の変動が現れるかを検討した段階で, 帯水層温度45℃のケースのみを扱っている. 重力については, 25℃と45℃, 45℃についてはL=0と100mのそれぞれのケースについて違いを検討した.

ポストプロセッサーのうち, 地震波ポストプロセッサー (Stevens *et al.*, 2003) は, STARなどの流体流動シミュレータの計算結果から数値格子の各々のブロックについて体積弾性率, 密度を計算し, さらにP波速度, S波速度, Q値を計算する. 流体を含む岩石の体積弾性率の計算では, Biotの理論から導かれた関係式を用いている. 現在のバージョンでは, 気相, 液相を問わずCO<sub>2</sub>が少量でも水に混じると, 体積弾性率は乾燥岩石のそれに等しくなると仮定している. これまでに能動探査法としてVSP (Vertical Seismic Profiling), クロスホール・トモグラフィならびに反射法探査に対応した入出力機能が開発されている. 反射法ポストプロセッサーでは, 計算された垂直方向の音響インピーダンスの分布に応じて時間記録断面(合成地震記録)を作成する.

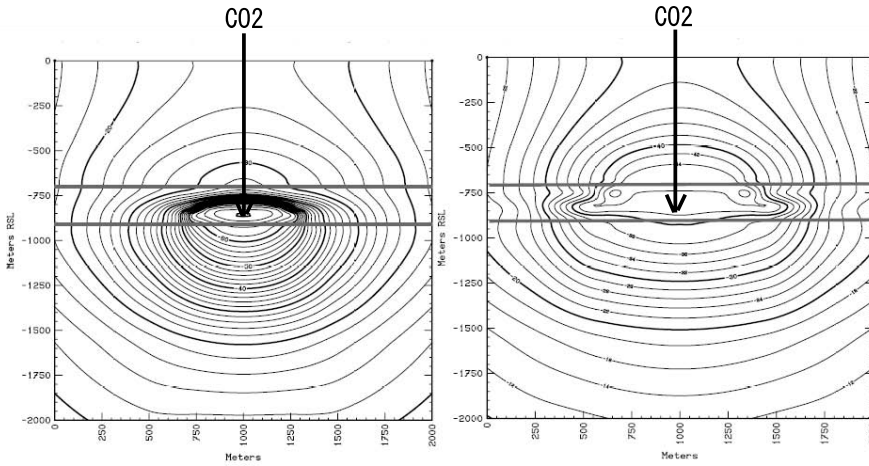
第9図に示すのは, 前節の貯留層シミュレーション結果(45℃のケース)に反射法ポストプロセッサーを適用した結果である. 注入開始後1年で, 気(CO<sub>2</sub>)液(H<sub>2</sub>O)二相領域の上面に対応したイベントが認められる. また, 気液二相領域内のP波速度の低下から帯水層下端からの反射波に到着走時の遅れが発生している. 上面からの反射波は二相領域の上方への拡大を反映しているが, 5年後になると, 二相領域の上



第10図 自然電位ポストプロセッサーによって計算した注入開始後1年と5年の時点での地表の自然電位プロファイル. 帯水層温度45℃のケース.

面が帯水層上端に達したことに伴って, 上端からの反射波の振幅が大きくなっている.

第10図は, 自然電位ポストプロセッサー (Ishido and Pritchett, 1999) を用いて計算した自然電位変化である. これらの変化は帯水層内の圧力変化によって発生しているが, 地下に閉じた圧力変化によって界面動電カップリングによる電位異常が地表に現れるためには, 流動電位係数の不均一が存在が不可欠である. 通常, 帯水層とキャップロックでは流動電位係数が異なるので, 今回のモデルでもそのように仮定している. 地表の自然電位変化は帯水層上端, キャップロックとの境界での流動電位係数の食い違い量と圧力変化の積に比例して発生する. 第7図からわかるように, 1年後に比べ5年後の圧力増加は, 注入深度で



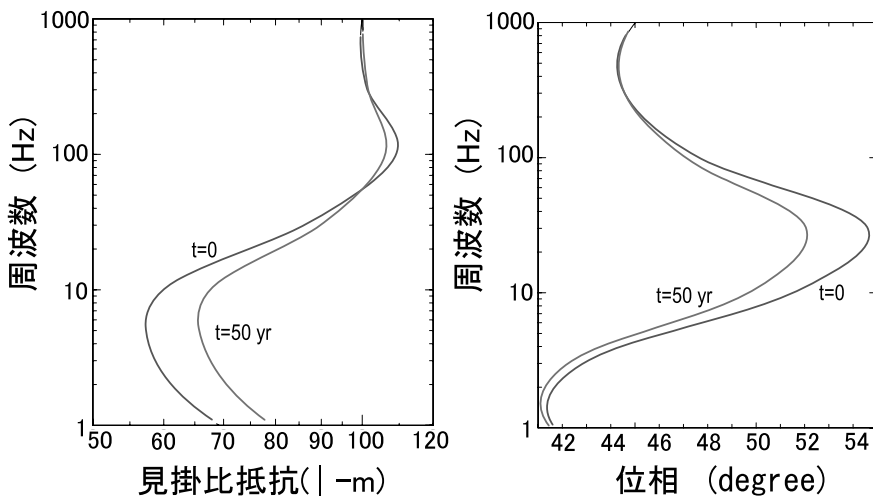
第11図  
自然電位ポストプロセッサーによって計算した注入開始後(左)1年と(右)5年の時点での鉛直断面上の電位分布(帯水層の上端, 下端を直線で示す). コンター間隔は2mV.

は小さくなっているが, 帯水層上端付近では逆に大きくなっている. これを反映して, 第11図の断面図では, 注入深度を中心に発生する電位変化は5年後のほうが小さいが, 地表に現れる電位変化は5年後のほうが大きくなっている.

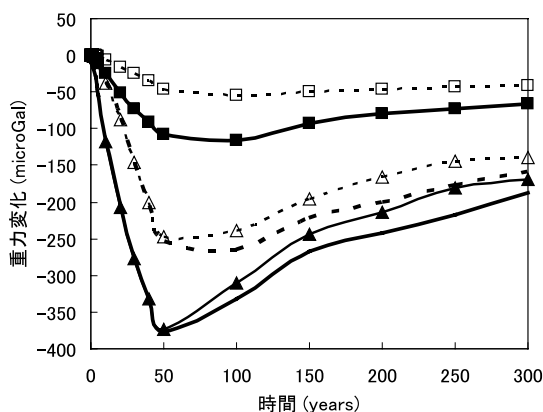
自然電位の計算において, 媒質の電気伝導度は, 貯留層シミュレーションの領域外については0.01S/mの一定値を仮定し, 領域内については貯留層シミュレーションの結果(塩分濃度, 温度, 気相飽和度)から計算している. 帯水層ならびにキャップロックとも初期値はおよそ0.1S/mであるが, 非伝導性であるCO<sub>2</sub>ガスの増加とともに二相領域では0.02S/m程度まで低下する. この変化が電気探査の結果にどう現れるかを検討するため, 電気探査法ならびに電磁探

査法(MT法)ポストプロセッサー(Pritchett, 2002; MT応答の計算には有限差分法アルゴリズム(Sasaki, 2001)を使用)による計算を行った. 第12図に示すMT法ポストプロセッサーによる計算結果では, 50年後, 見掛比抵抗は3Hz付近で15%程度の上昇となっている.

重力変動の計算は, 前節の貯留層シミュレーションのすべてのケースについて行った. 第13図に注入点直上と遠方の(地上)観測点における時間変化を示すが, 結果は帯水層温度によって大きく異なる. 25℃の場合, CO<sub>2</sub>は密度700kg/m<sup>3</sup>以上の液相流体としてあまり広がらないので重力変化は小さいが, 45℃の場合は広い範囲で重力低下が大きい. 第7図に示す帯水層内の圧力変化に比べ, 帯水層温度による違い



第12図  
MT法ポストプロセッサーによって計算した注入点直上の観測点における注入開始前と開始後50年での(左)見掛比抵抗と(右)位相曲線. 帯水層温度45℃のケース.



第13図 重力ポストプロセッサによって計算した注入点直上(実線)ならびに1km離れた地表観測点(破線)における重力の時間変化。45°Cのケースについては、L=0とL=100m(三角印)の結果を示す。

が顕著に現れている。

45°Cのケースにおける分散のスケールによる違いは、水に溶ける割合の違いを反映しているが、注入停止後に差が拡大している。注入停止後、圧力の低下とともにCO<sub>2</sub>ガス密度は大きく低下し(第2図からわかるように、45°C、70-100気圧でのCO<sub>2</sub>ガス密度の圧力依存性は極めて大きい)、その結果浮力による上方への移動が卓越する。これが注入停止後の重力の増加を緩やかなものにしてはいるが、L=0mのほうがガス量が多いので、重力増加はより抑制される。

## 5. おわりに

以上紹介した計算結果は予察的なものであるが、反射法とともに重力測定が有効なモニタリング手法であることを示している。深度1km程度の帯水層では

CO<sub>2</sub>密度の温度、圧力依存性が大きく、地下の状態の違いが重力変動パターンに明瞭に現れる。自然電位の変化はそれほど大きくないが、帯水層上端、キャップロックとの境界の圧力変化を反映している。また、注入のオペレーションに応じて短期間のうちに変化が発生する。比抵抗については、今回のモデルでは低抵抗のキャップロックを仮定しているため、有意な変化が現れるまでに長期間かかるという結果になっている。

モニタリングの役割として、帯水層からのCO<sub>2</sub>リークの監視も重要である。今後、この点についても数値シミュレーションにより各物理探査手法の適用性・有効性を検討する予定である。また、これまでに地熱分野等で重力、自然電位、電気・電磁気、微小地震等の野外観測技術の開発を行ってきたが、これらについても当該分野での適用を図るべく研究開発を進める予定である。

## 引用文献

- Ishido, T. and Pritchett, J.W. (1999) : Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res.*, 104, 15, 247-15, 259.
- Pritchett, J.W. (1995) : STAR: a geothermal reservoir simulation system, paper presented at World Geothermal Congress, Florence.
- Pritchett, J. W. (2002) : STAR's user manual ver.9.0, SAIC-02/1055.
- Sasaki, Y. (2001) : Full 3-D inversion of electromagnetic data on PC, *J. Appl. Geophys.*, 46, 45-54.
- Stevens, J. L., Pritchett, J. W., Garg, S. K., Ishido, T. and Tosha, T. (2003) : Prediction of seismic observables from geothermal reservoir simulations, *Geothermal Resources Council Transactions*, 27: 841-6.
- 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.

ISHIDO Tsuneo, SUGIHARA Mitsuhiko and TOSHA Toshiyuki (2006) : Geophysical monitoring of CO<sub>2</sub> injection into aquifers.

<受付: 2006年4月3日>