

$$\frac{\partial\{\rho_s(1-\phi)\}}{\partial t} + \nabla \cdot \{\rho_s(1-\phi)\vec{u}_s\} = \rho_s q_s \quad (3.55)$$

となる。ここに、 $\rho_s$ :固体粒子の密度、 $\vec{u}_s$ :固体粒子の速度ベクトル、 $q_s$ :単位時間における多孔質媒体単位体積あたりの固体粒子の湧きだし体積、である。(3.54)式は、

$$\frac{\partial(\rho_w\phi)}{\partial t} + \nabla \cdot \{\rho_w(\phi\vec{u}_w - \phi\vec{u}_s)\} + \nabla \cdot (\rho_w\phi\vec{u}_s) = \rho_w q_w \quad (3.56)$$

と書き直せる。ここで、 $\rho_w(\phi\vec{u}_w - \phi\vec{u}_s)$ は、ダルシー流れを仮定すると、

$$\rho_w\phi(\vec{u}_w - \vec{u}_s) = -\frac{\rho_w K}{\mu_w} \nabla(P - \rho_w g z) \quad (3.57)$$

と表される。ここに、 $K$ :絶対浸透率、 $\mu_w$ :水の粘性係数、である。さらに、固体粒子は非圧縮性であり、また、続成作用に伴う固体粒子の増減がないと仮定しているので、 $\rho_s$ は定数であり、 $q_s=0$ であるから、(3.55)式は、

$$-\frac{\partial\phi}{\partial t} - \vec{u}_s \nabla\phi + (1-\phi)\nabla\vec{u}_s = 0 \quad (3.58)$$

となる。ここで、ラグランジュ表示を考慮して、物質導関数

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{u}_s \nabla \quad (3.59)$$

を用いると、(3.58)式は、

$$\nabla\vec{u}_s = \frac{1}{(1-\phi)} \frac{d\phi}{dt} \quad (3.60)$$

となる。この式を(3.56)式に代入すると、

$$\phi \frac{\partial\rho_w}{\partial t} + \rho_w \frac{\partial\phi}{\partial t} + \nabla \cdot \left\{ -\frac{\rho_w K}{\mu_w} \nabla(P - \rho_w g z) \right\} + \rho_w \phi \nabla\vec{u}_s + \vec{u}_s \nabla(\rho_w\phi) = \rho_w q_w \quad (3.61)$$

$$\therefore \nabla \left\{ \frac{\rho_w K}{\mu_w} \nabla(P - \rho_w g z) \right\} + \rho_w q_w = \frac{\rho_w}{(1-\phi)} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d\rho_w}{dt} \quad (3.62)$$

となる。ここで、ポテンシャル $\Phi$ および容積係数 $B$ を代入すると、

$$\nabla \left( \frac{\rho_w K}{\mu_w B} \nabla\Phi \right) + \frac{\rho_w}{B} q_w = \frac{\rho_w}{(1-\phi)B} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{\rho_w}{B} \right) \quad (3.63)$$

$$\therefore \nabla \left( \frac{K}{\mu_w B} \nabla\Phi \right) + \frac{q_w}{B} = \frac{1}{(1-\phi)B} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{B} \right) \quad (3.64)$$

となる。ここに、

$$\Phi = P - \rho_w g z \quad (3.65)$$

$$B = \frac{\rho_w}{\rho_w} \quad (3.66)$$

であり、 $\rho_w$ :基準とする状態における水の密度、である。

水と石油の二相流体流動の場合、水と石油とは不混和であると仮定しているので、単相流の場合と同様に質量保存則を作ると、水について、

$$\frac{\partial(\rho_w\phi S_w)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w\phi S_w\vec{u}_w) = \rho_w q_w \quad (3.67)$$

石油について、

$$\frac{\partial\{\rho_o\phi(1-S_w)\}}{\partial t} + \nabla \cdot \{\rho_o\phi(1-S_w)\vec{u}_o\} = \rho_o q_o \quad (3.68)$$

となり、固体粒子部分については、(3.55)式のようなになる。ここに、 $\rho_i$ :密度、 $S_w$ :水の飽和率、 $\vec{u}_i$ :速度ベクトル、 $q_i$ :単位時間における多孔質媒体単位体積あたりの湧きだし体積、 $i=w, o, s$ (水、石油、固体粒子)、である。ここで、単相流の場合と同様な展開を行ってやる。但し、ダルシー流れに関して、

$$\rho_w\phi S_w(\vec{u}_w - \vec{u}_s) = -\frac{\rho_w K_w}{\mu_w} \nabla\Phi_w \quad (3.69)$$

$$\rho_o\phi(1-S_w)(\vec{u}_o - \vec{u}_s) = -\frac{\rho_o K_o}{\mu_o} \nabla\Phi_o \quad (3.70)$$

となる。ここに、 $K_i$ :有効浸透率、 $\mu_i$ :粘性係数、 $\Phi_i$ :ポテンシャル、 $i=w, o$ (水、石油)、である。ここで、ポテンシャルは、



$$\Phi_i = P_i - \rho_i g z \quad (3.71)$$

$$P_o - P_w = P_c \quad (3.72)$$

として表される。ここに、 $P_i$ : 間隙中の各流体の圧力、 $P_c$ : 毛細管圧力、 $i=w, o$  (水、石油) である。まず、水について、単相流の場合と同様の展開を行うと、

$$\frac{\partial(\rho_w \phi S_w)}{\partial t} + \nabla \cdot \{ \rho_w \phi S_w (\vec{u}_w - \vec{u}_s) \} + \nabla \cdot (\rho_w \phi S_w \vec{u}_s) = \rho_w q_w \quad (3.73)$$

$$\nabla \cdot \left( -\frac{\rho_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \rho_w \phi S_w \vec{u}_s + \vec{u}_s \nabla (\rho_w \phi S_w) = \rho_w q_w \quad (3.74)$$

$$\frac{d(\rho_w \phi S_w)}{dt} + \nabla \cdot \left( -\frac{\rho_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \frac{\rho_w \phi S_w}{(1-\phi)} \frac{d\phi}{dt} = \rho_w q_w \quad (3.75)$$

$$\nabla \cdot \left( \frac{\rho_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \rho_w q_w = \rho_w S_w \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d(\rho_w S_w)}{dt} + \frac{\rho_w \phi S_w}{1-\phi} \frac{d\phi}{dt} \quad (3.76)$$

$$\therefore \nabla \cdot \left( \frac{K_w}{\mu_w B_w} \nabla \Phi_w \right) + \frac{q_w}{B_w} = \frac{S_w}{(1-\phi) B_w} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{S_w}{B_w} \right) \quad (3.77)$$

となり、石油についても、

$$\nabla \cdot \left( \frac{K_o}{\mu_o B_o} \nabla \Phi_o \right) + \frac{q_o}{B_o} = \frac{(1-S_w)}{(1-\phi) B_o} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{1-S_w}{B_o} \right) \quad (3.78)$$

となる。ここに、 $B_i$ : 容積係数、 $i=w, o$  (水、石油)、である。さらに、相対浸透率  $k_{ri}$ 、 $i=w, o$  (水、石油) を用いて表現すると、 $K_i = K k_{ri}$  より、(3.77) 式及び (3.78) 式は、各々、

$$\nabla \cdot \left( \frac{K k_{rw}}{\mu_w B_w} \nabla \Phi_w \right) + \frac{q_w}{B_w} = \frac{S_w}{(1-\phi) B_w} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{S_w}{B_w} \right) \quad (3.79)$$

$$\nabla \cdot \left( \frac{K k_{ro}}{\mu_o B_o} \nabla \Phi_o \right) + \frac{q_o}{B_o} = \frac{(1-S_w)}{(1-\phi) B_o} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{1-S_w}{B_o} \right) \quad (3.80)$$

となる。ここで、炭化水素生成過程のモデルにおいて、単位質量のケロジェンからの炭化水素の生成量は  $Y_o$  として求められている。従って、考慮している格子内の固体粒子中のケロジェンの質量分率を  $TOC$  とし、格子の体積を  $V$  とすると、格子内の全湧きだし質量は、 $V(1-\phi) \rho_s \cdot TOC \cdot Y_o$  であるから、単位時間における多孔質媒体単位体積あたりの湧きだし体積は、

$$q_o = \frac{d}{dt} \left\{ \frac{B_o(1-\phi) \rho_s \cdot TOC \cdot Y_o}{\rho_{sto}} \right\} \quad (3.81)$$

となる。ここに、 $\rho_{sto}$ : 基準とする状態における石油の密度、である。また、3. 3. 5 節に示されている粘土鉱物の脱水過程のモデルにおいて、単位質量のス멕タイトから発生する水の生成量は  $Y_w$  で求められているから、石油の生成の場合と同様に、考慮している格子内の固体粒子中のス멕タイトの質量分率を  $SMEC$  とすると、単位時間における多孔質媒体単位体積あたりの湧きだし体積は、

$$q_w = \frac{d}{dt} \left\{ \frac{B_o(1-\phi) \rho_s \cdot SMEC \cdot Y_w}{\rho_{sto}} \right\} \quad (3.82)$$

となる。ここに、 $\rho_{stw}$ : 基準とする状態における水の密度、である。

### 3. 3. 4 熱移動過程

#### 3. 3. 4. 1 仮定

BASIN3D2Pでは、以下の点を仮定して、熱移動過程に関する支配方程式を導出している。

- 1) 堆積盆内の各地点において水・石油(ガス)・固体粒子の間に温度差がない。
- 2) 水・石油(ガス)・固体粒子の移動速度は十分に小さい。

#### 3. 3. 4. 2 熱移動に関する支配方程式の導出

上記の点を仮定すると、堆積盆内の熱移動に関して以下のように取り扱うことができる。

- 1) 多孔質媒体内はダルシー流れであり、非常に流速は遅いと考えられるので、エネルギー保存則



に与える運動エネルギーの寄与は無視できる(Farouq Ali and Abou-Kassem, 1988)。

2)同様に、粘性力も小さいと考え、これによる仕事も無視する(Farouq Ali and Abou-Kassem, 1988)。

3)圧密に伴う固体粒子の変形は非常に緩慢な現象であるので、外力を与えられたことによる仕事は無視できる(Bethke, 1985)。

4)同様に、圧密に伴う位置エネルギーの変化は無視できる。

このとき、堆積盆内の熱の移動は、流体の流動に伴う熱の移流と熱伝導に伴う熱の移動の和として表される。

ここで、流体移動を考えたときと同様の考え方をする。

まず、固体・流体が流入・流出することによって移動する内部エネルギーは、水について、

$$-\nabla \cdot (\rho_w \phi S_w U_w \vec{u}_w) \quad (3.83)$$

石油について、

$$-\nabla \cdot (\rho_o \phi (1-S_w) \vec{u}_o) \quad (3.84)$$

固体粒子について、

$$-\nabla \cdot (\rho_s (1-\phi) U_s \vec{u}_s) \quad (3.85)$$

となる。ここに、 $U_i$ :内部エネルギー、 $i=w,o,s$ (水、石油、固体粒子)である。また、圧力によってなされる仕事は、同様に、水について、

$$-\nabla \cdot (P_w \phi S_w \vec{u}_w) \quad (3.86)$$

石油について、

$$-\nabla \cdot \{P_o \phi (1-S_w) \vec{u}_o\} \quad (3.87)$$

となる。さらに、熱伝導に伴う熱の移動は、水・石油・固体粒子混合体としての熱伝導率を $\lambda$ とすると、

$$-\nabla \cdot (-\lambda \nabla T) \quad (3.88)$$

である。これらによる熱の出入りの結果、考慮している領域内の内部エネルギーは、水について、

$$\frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} \quad (3.89)$$

石油について、

$$\frac{\partial\{\rho_o \phi (1-S_w) U_o\}}{\partial t} \quad (3.90)$$

固体粒子について、

$$\frac{\partial\{\rho_s (1-\phi) U_s\}}{\partial t} \quad (3.91)$$

変化する。従って、エネルギー保存則は、単位時間における多孔質媒体単位体積あたりに発生する熱を $Q$ とすると、

$$\begin{aligned} & -\nabla \cdot (\rho_w \phi S_w U_w \vec{u}_w) - \nabla \cdot \{\rho_o \phi (1-S_w) U_o \vec{u}_o\} - \nabla \cdot \{\rho_s (1-\phi) U_s \vec{u}_s\} \\ & - \nabla \cdot (P_w \phi S_w \vec{u}_w) - \nabla \cdot \{P_o \phi (1-S_w) \vec{u}_o\} - \nabla \cdot (-\lambda \nabla T) + Q \\ & = \frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} + \frac{\partial\{\rho_o \phi (1-S_w) U_o\}}{\partial t} + \frac{\partial\{\rho_s (1-\phi) U_s\}}{\partial t} \end{aligned} \quad (3.92)$$

となる。上式の左辺は、

$$\begin{aligned} & -\nabla \cdot \left\{ \rho_w \phi S_w \left( U_w + \frac{P_w}{\rho_w} \right) \vec{u}_w \right\} - \nabla \cdot \left\{ \rho_o \phi (1-S_w) \left( U_o + \frac{P_o}{\rho_o} \right) \vec{u}_o \right\} - \nabla \cdot \{ \rho_s (1-\phi) U_s \vec{u}_s \} \\ & - \nabla \cdot (-\lambda \nabla T) + Q \end{aligned} \quad (3.93)$$

となる。ここで、単位質量あたりのエンタルピー $h_i$ 、 $i=w,o$ (水、石油)が、

$$h_i = U_i + \frac{P_i}{\rho_i} \quad (3.94)$$

で与えられることから、(3.93)式は、

$$-\nabla \cdot (\rho_w \phi S_w h_w \vec{u}_w) - \nabla \cdot \{ \rho_o \phi (1-S_w) h_o \vec{u}_o \} - \nabla \cdot \{ \rho_s (1-\phi) U_s \vec{u}_s \} - \nabla \cdot (-\lambda \nabla T) + Q \quad (3.95)$$

となる。従って、(3.95)式の第一項は、



$$\begin{aligned}
 & -[\nabla \cdot \{h_w \rho_w \phi S_w (\bar{u}_w - \bar{u}_s)\} + \nabla \cdot (h_w \rho_w \phi S_w \bar{u}_s)] \\
 & = -\nabla \cdot \left( -\frac{h_w \rho_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) - \nabla \cdot (h_w \rho_w \phi S_w \bar{u}_s)
 \end{aligned} \quad (3.96)$$

となる。同様に、(3.95)式の第二項は、

$$-\nabla \cdot \left( -\frac{h_o \rho_o K_o}{\mu_o} \nabla \Phi_o \right) - \nabla \cdot \{h_o \rho_o \phi (1 - S_w) \bar{u}_s\} \quad (3.97)$$

となる。従って、(3.92)式は、

$$\begin{aligned}
 & \nabla \cdot \left( \frac{h_w \rho_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \nabla \cdot \left( \frac{h_o \rho_o K_o}{\mu_o} \nabla \Phi_o \right) + \nabla \cdot (\lambda \nabla T) + Q \\
 & = \frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} + \frac{\partial\{\rho_o \phi (1 - S_w) U_o\}}{\partial t} + \frac{\partial\{\rho_s (1 - \phi) U_s\}}{\partial t} \\
 & + \nabla \cdot (h_w \rho_w \phi S_w \bar{u}_s) + \nabla \cdot \{h_o \rho_o \phi (1 - S_w) \bar{u}_s\} + \nabla \cdot \{\rho_s (1 - \phi) U_s \bar{u}_s\}
 \end{aligned} \quad (3.98)$$

と書ける。ここで、(3.98)式の、右辺の第一項と第四項を組み合わせると、

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} + \nabla \cdot \left\{ \rho_w S_w \left( U_w + \frac{P_w}{\rho_w} \right) \phi \bar{u}_s \right\} \\
 & = \frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w S_w U_w \phi \bar{u}_s) + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s) \\
 & = \frac{\partial(\rho_w \phi S_w U_w)}{\partial t} + \bar{u}_s \cdot \nabla (\rho_w S_w U_w \phi) + \rho_w S_w U_w \phi \nabla \cdot \bar{u}_s + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s) \\
 & = \frac{d(\rho_w \phi S_w U_w)}{dt} + \frac{\rho_w S_w U_w \phi}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s) \\
 & = \rho_w S_w U_w \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d(\rho_w S_w U_w)}{dt} + \frac{\rho_w S_w U_w \phi}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s) \\
 & = \frac{\rho_w S_w U_w}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d(\rho_w S_w U_w)}{dt} + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s)
 \end{aligned} \quad (3.99)$$

となり、同様に、(3.98)式の、右辺の第二項と第五項を組み合わせると、

$$\frac{\rho_o (1 - S_w) U_o}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d\{\rho_o (1 - S_w) U_o\}}{dt} + \nabla \cdot \{P_o (1 - S_w) \phi \bar{u}_s\} \quad (3.100)$$

となり、さらに、(3.98)式の、右辺の第三項と第六項を組み合わせると、

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial\{\rho_s (1 - \phi) U_s\}}{\partial t} + \nabla \cdot \{\rho_s (1 - \phi) U_s \bar{u}_s\} \\
 & = \frac{\partial\{\rho_s (1 - \phi) U_s\}}{\partial t} + \bar{u}_s \cdot \nabla \{\rho_s (1 - \phi) U_s\} + \rho_s (1 - \phi) U_s \nabla \cdot \bar{u}_s \\
 & = \frac{d\{\rho_s (1 - \phi) U_s\}}{dt} + \rho_s U_s \frac{d\phi}{dt} \\
 & = (1 - \phi) \frac{d(\rho_s U_s)}{dt} + \rho_s U_s \frac{d(1 - \phi)}{dt} + \rho_s U_s \frac{d\phi}{dt} \\
 & = (1 - \phi) \frac{d(\rho_s U_s)}{dt} \\
 & = \rho_s (1 - \phi) \frac{dU_s}{dt}
 \end{aligned} \quad (3.101)$$

となる。よって、エネルギー保存則は、

$$\begin{aligned}
 & \nabla \cdot \left( \frac{\rho_w h_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \nabla \cdot \left( \frac{\rho_o h_o K_o}{\mu_o} \nabla \Phi_o \right) + \nabla \cdot (\lambda \nabla T) + Q \\
 & = \frac{\rho_w S_w U_w}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d(\rho_w S_w U_w)}{dt} + \frac{\rho_o (1 - S_w) U_o}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d\{\rho_o (1 - S_w) U_o\}}{dt} + \rho_s (1 - \phi) \frac{dU_s}{dt} \\
 & + \nabla \cdot (P_w S_w \phi \bar{u}_s) + \nabla \cdot \{P_o (1 - S_w) \phi \bar{u}_s\}
 \end{aligned} \quad (3.102)$$

となる。ここで、 $\bar{u}_s$ は非常に小さい量であるので、(3.102)式の右辺の第六項以降がエネルギー保存に寄与する量は小さいと考え、これらの項を無視する。その結果、最終的なエネルギー保存則は、

$$\begin{aligned}
 & \nabla \cdot \left( \frac{\rho_w h_w K_w}{\mu_w} \nabla \Phi_w \right) + \nabla \cdot \left( \frac{\rho_o h_o K_o}{\mu_o} \nabla \Phi_o \right) + \nabla \cdot (\lambda \nabla T) + Q \\
 & = \frac{\rho_w S_w U_w}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d(\rho_w S_w U_w)}{dt} + \frac{\rho_o (1 - S_w) U_o}{1 - \phi} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d\{\rho_o (1 - S_w) U_o\}}{dt} + \rho_s (1 - \phi) \frac{dU_s}{dt}
 \end{aligned} \quad (3.103)$$

となる。(3.103)式を、容積係数及び相対浸透率を用いて書き直してやると、

$$\begin{aligned}
 & \nabla \cdot \left( \frac{\rho_{sw} h_w K_{rw}}{\mu_w B_w} \nabla \Phi_w \right) + \nabla \cdot \left( \frac{\rho_{so} h_o K_{ro}}{\mu_o B_o} \nabla \Phi_o \right) + \nabla \cdot (\lambda \nabla T) + Q = \frac{\rho_{sw} S_w U_w}{(1 - \phi) B_w} \frac{d\phi}{dt} \\
 & + \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{\rho_{sw} S_w U_w}{B_w} \right) + \frac{\rho_{so} (1 - S_w) U_o}{(1 - \phi) B_o} \frac{d\phi}{dt} + \phi \frac{d}{dt} \left\{ \frac{\rho_{so} (1 - S_w) U_o}{B_o} \right\} + \rho_s (1 - \phi) \frac{dU_s}{dt}
 \end{aligned} \quad (3.104)$$

となる。ここで、炭化水素生成過程のモデルにおいて、単位質量のケロジェンからの炭化水素の生成量は $Y_o$ として求められている。また、次節で説明される粘土鉱物からの脱水モデルにおいて、単位質量のス멕タイトからの水の生成量は $Y_w$ として求められる。ここで、考慮してい



る領域における熱の発生は、内部エネルギー $U_o$ をもった石油がケロジェンから生成することによってもたらされる熱 $Q_{og}$ と、内部エネルギー $U_w$ をもった水が粘土鉱物から排出されることによってもたらされる熱 $Q_{wg}$ と、孔質媒体単位体積中で放射性鉱物の壊変等により単位時間に発生する熱 $Q_{dr}$ の和であると考え、

$$Q = Q_{og} + Q_{wg} + Q_{dr} \quad (3.105)$$

$$Q_{og} = \frac{d}{dt} \{ (1-\phi) \rho_s \cdot TOC \cdot Y_o \cdot U_o \} \quad (3.106)$$

$$Q_{wg} = \frac{d}{dt} \{ (1-\phi) \rho_s \cdot SMEC \cdot Y_w \cdot U_w \} \quad (3.107)$$

となる。

### 3. 3. 5 粘土鉱物からの脱水過程

BASIN3D2Pでは、実際の地質学的データに基づいて経験的に導きだされたPytte and Reynolds(1989)のモデルを採用している。このモデルは、地質学的データに基づいているために、温度および時間以外の過程を除に含んでいる可能性があり、また、10年程度の短い時間から450m.y.という地質学的時間スケールまでの反応を表現することに成功している。ここで、Pytte and Reynolds(1989)のモデルは以下のようなものである。ここで、混合層鉱物(イライトとスメクタイトの混合物)中のスメクタイトの割合を $S$ とし、スメクタイトからイライトへ変化する反応の頻度因子は $A$ であるとする、スメクタイトの量の変化は、

$$\frac{dS}{dt} = -A \exp\left(-\frac{E}{RT_a}\right) (K/Na) \cdot S^5 \quad (3.108)$$

と表される。ここに、 $E$ :スメクタイトからイライトへ変化する反応の活性化エネルギー、 $(K/Na)$ :カリウムのナトリウムに対する活動度の比、である。ここで、曹長石がカリウム長石と平衡状態にあると仮定すると、 $(K/Na)$ は、

$$(K/Na) = 74.2 \exp\left(-\frac{2490}{T_a}\right) \quad (3.109)$$

と表される(Pytte and Reynolds, 1989)。このモデルを用いた、単純な条件におけるスメクタイト量の変化についての計算結果はFig. 3-19およびFig. 3-20に示されている。

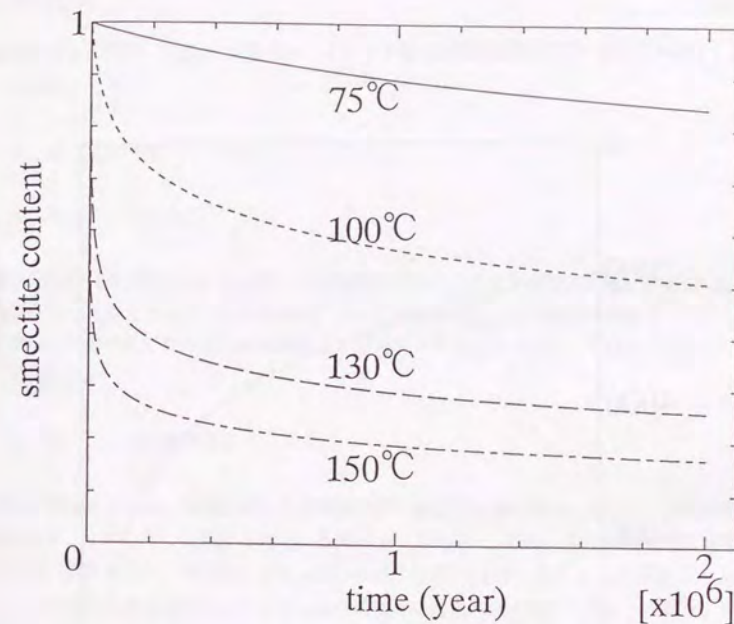


Fig. 3-19 Results of Pytte and Reynolds' dehydration model applied to simple geological scenario with constant temperature of 75°C to 150°C.



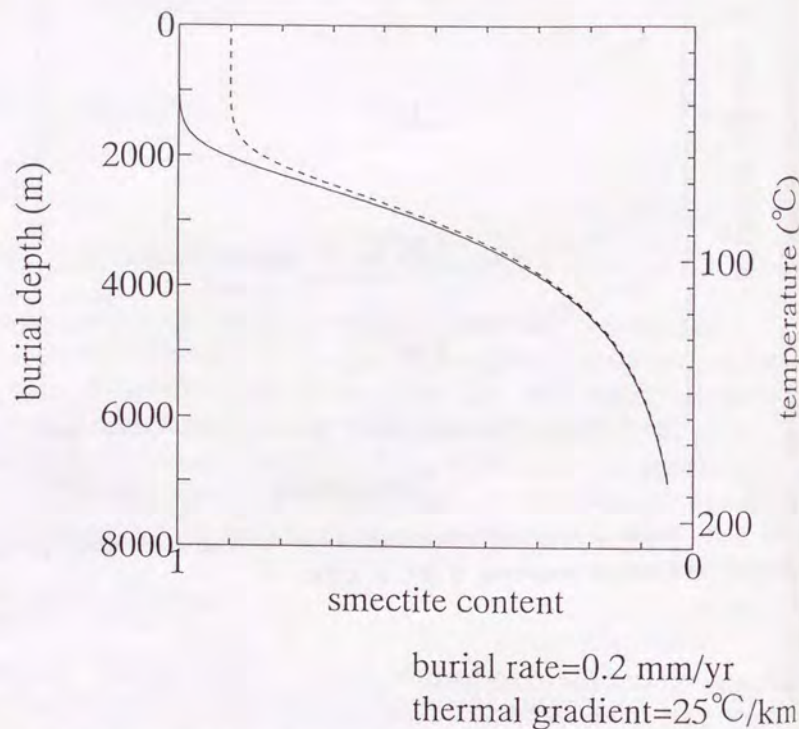


Fig. 3-20 Results of Pytte and Reynolds' dehydration model applied to a simple geological scenario with a geothermal gradient of 25°C/km and a burial rate of 0.2mm/yr. The initial percentage of smectite in illite/smectite minerals are 90% (solid line) and 100% (dotted line) respectively.

さらに、スメクタイト量の変化にともなう水の湧きだしを考慮するために、ここでは、堆積時のスメクタイトは、20wt%の層間水を持っていると仮定している(Bekins et al., 1994)。従って、単位質量のスメクタイトから排出される水の生成量 $Y_w$ は、

$$Y_w = 0.2(S_0 - S) \quad (3.110)$$

で表される。ここに、 $S_0$ :スメクタイト・イライト混合層鉱物全体に対するスメクタイトの質量比、である。

### 3. 3. 6 変形現象

#### 3. 3. 6. 1 はじめに

堆積盆地の発達過程においては様々な変形現象が起こることが想定される。ここでは、特に、一次元圧密で考慮できるような堆積盆地において流体移動に大きな影響を与えると考えられる過剰間隙水圧の発生に伴う水圧破碎現象と、断層をモデルに取り入れ、それらの取り扱いについて記述する。

#### 3. 3. 6. 2 水圧破碎現象

堆積盆地発達過程では、急激な堆積物の堆積や厚い難透水性層の堆積に伴って、過剰間隙水圧が発生することがしばしば報告されている(例えば、Magara, 1978)。過剰間隙水圧が発生した場合には、間隙水圧が、堆積物にかかっている最小主応力(圧縮を正にとった場合)よりも大きくなり、その方向には有効応力として引っ張りの条件になることが起こりうる。一般に、岩石は引っ張り応力に対しては弱いことが知られており(例えば、Suppe, 1985)、水圧破碎現象が起こると考えられる。このような性質を用いて、原位置での応力を測定する試みが行われており、力学的な視点から様々な研究が行われてきている(例えば、Fairhurst, 1965; Haimson, 1978; Ljunggren and Amadei, 1989)。ところで、水圧破碎が起こった場合には岩石中には引っ張り割れ目が形成され、従って、考慮している領域においては、割れ目を含んだ浸透率を考慮することが必要になってくる。

このような、過剰間隙水圧の発生に伴う水圧破碎現象と、それに伴う浸透率の変化による堆積盆地内流体移動を考慮するために、以下に述べるモデルを構成した。

BASIN3D2Pでは、現象を単純化するために、堆積盆地における最小主応力方向は、圧密方向に直交する方向であると考え、層理面に直交した方向に引っ張り割れ目が形成されるとしている。

ところで、自然界における圧密現象は、大局的には一次元的な圧密をしていると考えることが可能である(例えば、Karig and Hou, 1992)。一次元圧密の場合、圧縮軸方向と圧縮軸に直交する方向の有効応力の比は、 $K_0$ 値を用いて表される(Lambe and Whitman, 1969)。 $K_0$ 値は、



$$K_0 = \frac{\sigma'_h}{\sigma'_v} \quad (3.111)$$

で定義される。ここに、 $\sigma'_h$ :水平方向の有効応力、 $\sigma'_v$ :垂直方向の有効応力、である。細谷ほか(1995)は、房総半島の上総層群梅ヶ瀬層中の泥質岩のブロックサンプルを供試体に用いた三軸圧縮試験機による $K_0$ 圧密試験を行い、軸圧が約750気圧までにわたる $K_0$ 値の計測を行った。その結果、 $K_0$ 値は、正規圧密過程においては、圧密の段階によらずほぼ0.6の値をとることが示された(5.4.4.2節参照)。また、Karig and Hou(1992)は、改良した高圧一次元圧密試験装置を用いて、上載荷重が約350気圧までの実験を行い、圧密に伴う $K_0$ 値の変化を調べている。その結果によると、 $K_0$ 値は、圧密の段階によらず、泥質岩においては0.62の値をとる。また、砂岩の場合は、圧密に伴って $K_0$ 値が0.44から0.53に変化する(Fig. 3-21, Karig and Hou, 1992)。さらに、彼らは、カナダ東部の大陸縁辺域における原位置応力の詳細な測定の結果(Ervine and Bell, 1987)から、これらの値は自然界における圧密現象に伴う $K_0$ 値と調和的であるとしている。これらの実験結果は互いに調和的であり、 $K_0$ 値として、泥質岩は0.6から0.62、砂岩は0.44から0.53の値をとると考えられる。従って、実際にかかっている全応力としての水平方向の値( $\sigma_h$ )は、これらの $K_0$ 値を用いることによって、

$$\sigma_h = P_{hy} + K_0(\sigma_v - P_{hy}) \quad (3.112)$$

で求められる。ここに、 $\sigma_v$ :土載全応力、である。ここで、何らかの理由によって間隙水圧の増加がおこった場合、水平方向の有効応力は、

$$\sigma'_h = \sigma_h - P_p \quad (3.113)$$

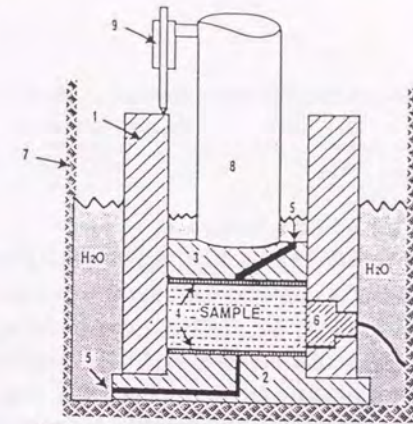
となる。ここに、 $P_p$ :間隙水圧、である。従って、水圧破壊がおこる条件は、

$$P_p > \sigma_h + T \quad (3.114)$$

となる。ここに、 $T$ :岩石の引っ張り強度、である。

石油と地層水の二相が間隙中に存在する場合には、毛細管圧力が働くために、一般に非濡れ相である石油の圧力は、地層水の圧力よりも大きくなっている。このために、石油のもつ圧力による破壊の方がおこりやすくなるが、石油相の量がある程度以上存在しないと実際には破壊は生じないと考えられる。即ち、孤立して大きな間隙に存在しているだけの石油の圧力によっては、破壊はおこりえない。ここでは、石油が移動しうだけの飽和率になった場合、即ち、

(a)



KEY:  
1. Cell Wall 2. Basal platen 3. Upper platen  
4. Micropore filter discs 5. Pore fluid drainage  
lines 6. Lateral pressure transducer 7. Outer  
water holding container 8. Vertical stress  
transmitting ram 9. L.V.D.T. for measurement  
of vertical displacement

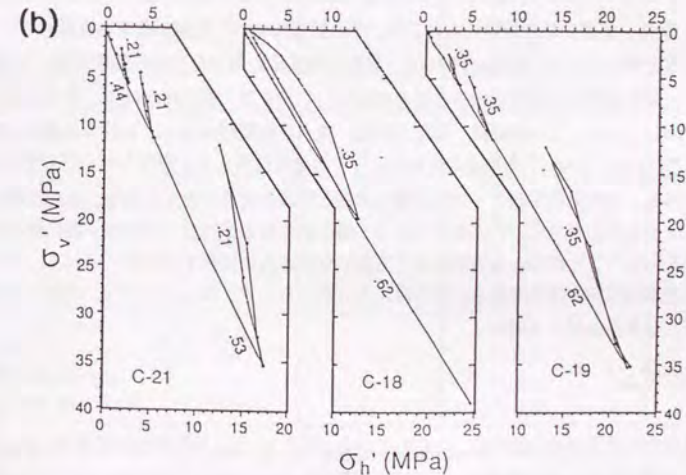


Fig. 3-21 (a) Schematic diagram of the uniaxial consolidation apparatus used in the high-stress experiments to measure both  $\sigma'_v$  and  $\sigma'_h$ . (b) Plot of  $\sigma'_h$  versus  $\sigma'_v$  for the uniaxially consolidated silty clay of test C-18 and C-19 and for the sand of test C-21 (Karig and Hou, 1992).



$$k_{ro} > 0 \quad (3.115)$$

の時に、

$$P_o > \sigma_h + T \quad (3.116)$$

を破壊がおこる条件として加えることにしている。

割れ目そのものの浸透率は、花崗岩を用いた渡辺(1983)の実験結果より、 $10^5(\text{md})$ を用いている(Table 3-6)。ここで、考慮している領域の水平面で見た場合、その1%の面積が水圧破碎による垂直割れ目の領域になったと仮定すると、周囲の岩石の浸透率がどのような値をとる場合においても、全体としての浸透率は算術平均で求められるために、ほぼ $10^3(\text{md})$ になる。従って、本モデルにおいては、水圧破碎現象が起こった格子の浸透率は、一律に垂直方向に関して $10^3(\text{md})$ とする。一方、水平方向の浸透率は調和平均で求められるために、その値は、周囲の岩石の浸透率とほぼ同じになる。

最も単純なモデル化の方法は、あるタイムステップにおける計算結果が、(3.114)式もしくは(3.116)式の条件を満たした場合には、その格子について、次のタイムステップにおいて水圧破碎が起こった条件での浸透率を与えて計算させるものである。しかし、この方法では、顕著なタイムステップ依存性を示すために、得られた計算結果の評価が非常に難しくなる(3. 7. 4. 2節参照)。また、実際の水圧破碎においては、その初期において亀裂が発生し進展していく過程が存在すると考えられる。Peach(1991)は、岩塩を供試体に用いた三軸圧縮試験機による圧縮試験を行い、変形初期には岩塩は顕著な浸透率の増加を示すが、その後はほぼ一様な浸透率になることを示している。この過程は、岩塩の内部に微小な亀裂が発生し、それらが連続していく過程であり(Peach, 1991)、その後の変形によって浸透率はほとんど変化しないことを意味している。これを、水圧破碎で起こっている微小過程と同様の現象と捉えた場合、変形初期の段階では、水平方向の有効応力の大きさによって微小割れ目の進行度・連結度・開口幅等が変化すると考えられることから、浸透率は水平方向の有効応力に依存すると考えられる。即ち、縦方向の浸透率は間隙水圧依存性を示すと考えられる。そこで、本モデルでは、間隙水圧が水圧破碎が起こる条件を越えた場合に、

$$K_v = K_{org} + (P - P_{crit})^n \quad (3.117)$$

の式で垂直方向の浸透率を計算することになっている。ここに、 $K_v$ :垂直方向の浸透率、 $K_{org}$ :水圧破碎が起こる前の垂直方向の浸透率、 $P_{crit}$ :水圧破碎が起こりはじめる間隙水圧の値、 $n$ :定数、である。また、(3.117)式で、垂直方向の浸透率が $10^3(\text{md})$ 以上になる場合には、その値を $10^3(\text{md})$ にするようにしている。これらのモデル化の方法による計算結果の比較に関しては、3. 7. 4. 2節に示されている。

Table 3-6 Example of measured permeability of fractures (Watanabe, 1983).

Nature of fracture	Name of specimen	Fracturing grade	Average opening width (mm)	Permeability (cm/s)
Artificial fracture created by splitting test	A-1	1	0.114	0.316
		2	0.312	3.76
		3	0.474	7.34
	A-2	1	0.164	1.22
		2	0.211	1.99
		3	0.284	3.77
		4	0.301	6.23
	A-3	1	0.284	3.32
		2	0.340	3.63
	A-4	1	0.070	0.273
		2	0.101	0.585
		3	0.284	2.28
		4	0.435	9.89
		5	0.453	13.98
Natural fracture in boring core (specimen is completely splitted along the fracture)	B-1	1	0.197	0.755
		2	0.306	3.58
		3	0.408	5.65
		4	0.568	4.11
		5	0.674	6.20
	B-2	1	0.216	0.887
		2	0.378	2.59
	B-3	1	0.161	0.0165
		2	0.315	3.60
		3	0.386	4.58
		4	0.617	20.34
		5	0.847	27.51
Natural fracture in boring core (specimen is not splitted)	D-1	-	0.064	0.116
	D-2	-	0.136	0.553
	D-3	-	0.054	0.042
	D-4	-	0.020	0.031

\* The fracturing grade means the order of the increase of opening width of fracture.



### 3. 3. 6. 3 断層

断層が形成された場合には、断層内部が流体の通路となるか、もしくは、流体を流さないような性質をもつことによって、堆積盆の発達過程は大きく変わってくることが予想される。一般には、断層の内部物質が断層角礫である場合には、断層は流体の通路となり、断層ガウジである場合には流体の流動を遮断すると考えられる。

BASIN3D2Pにおいては、断層は一つの格子として表現するようにしているが、数値計算上有限差分法を用いるために、格子分割の問題上、現在のところ垂直もしくは水平な断層しか考慮できない。また、断層の形成時期やその内部物質の状態を数値的に求めることは不可能なので、これらのデータを数値計算の最初に与えることにしている。即ち、各々のタイムステップにおいて、どの格子が断層であるかを指定し、その断層が流体の通路となるのか、流体の流動を遮断する性質をもっているのかを設定する。ここで、流体の通路となると指定された格子に関しては、その物性は、中粒砂岩と同様であるとし、流体流動を遮断する性質をもつと指定された格子に関しては、泥質岩の物性をもつものとして計算を行う。断層の変位は、入力される堆積物厚さ、海底面深度から自動的に計算されることになる。

### 3. 4 BASIN3D2Pに用いる物性

#### 3. 4. 1 流体物性

##### 3. 4. 1. 1 地層水の物性

地層水の粘性係数・容積係数・比熱は、蒸気表(日本機械学会, 1981)により温度・圧力の関数として与える(Fig. 3-22、Fig. 3-23、Fig. 3-24)。一般に、地層水中には少量のガスが溶けており、このことによって地層水の粘性係数は小さくなることが予想される。しかし、この点に関するデータは現在までにほとんど出されておらず、BASIN3D2Pでは、理想的に、地層水中へのガスの溶解はないものとしている(Burcik, 1979参照)。また、地層水中の塩分濃度によって地層水の物性は変化するが、BASIN3D2Pでは、堆積盆内における地層水中の塩分濃度分布を考慮することができないので、現在のところ、その影響は考慮していない。

##### 3. 4. 1. 2 液状炭化水素の物性

石油の粘性係数は60°F、1気圧におけるAPI比重を入力し、Amyx et al.(1960)の方法を用いて求めている。即ち、上記条件におけるAPI比重がわかっている場合、Fig. 3-25から各温度における粘性係数を求める。そして、Fig. 3-26を用い、ガスが溶解することによる粘性係数の低下を見積る(但し、BASIN3D2Pではガスの生成を考慮していないので、この項はとばしてよい)。

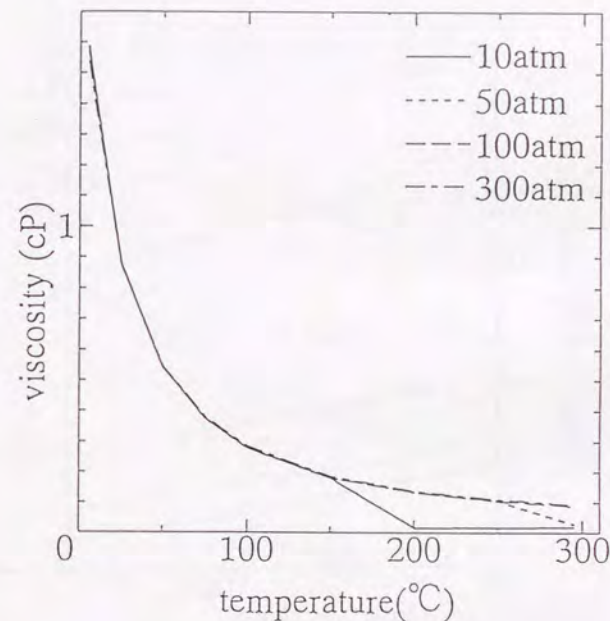


Fig. 3-22 Viscosity of water as a function of pressure and temperature. Data after the Japan Society of Mechanical Engineers(1981).



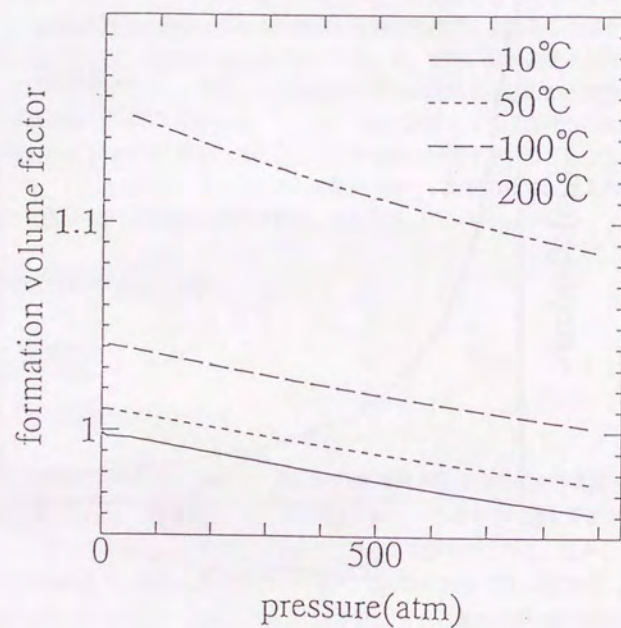


Fig. 3-23 Formation volume factor of water as a function of pressure and temperature. Data after the Japan Society of Mechanical Engineers(1981). Standard condition is set at 5°C, 1atm.

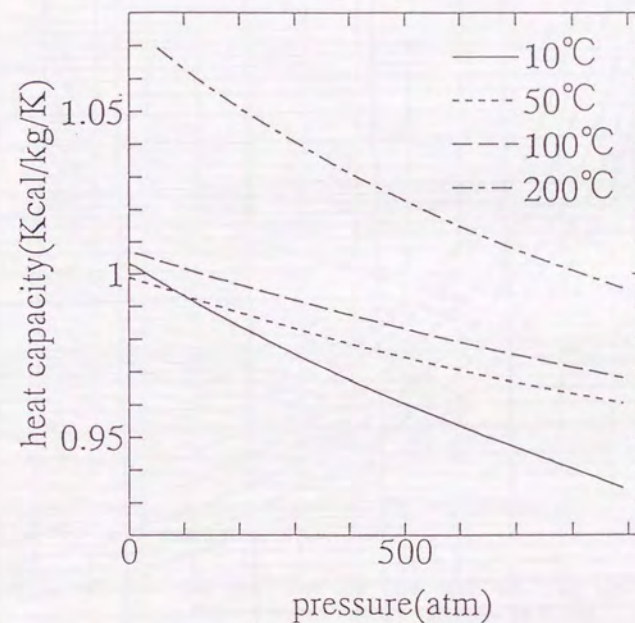


Fig. 3-24 Heat capacity of water as a function of pressure and temperature. Data after the Japan Society of Mechanical Engineers(1981).



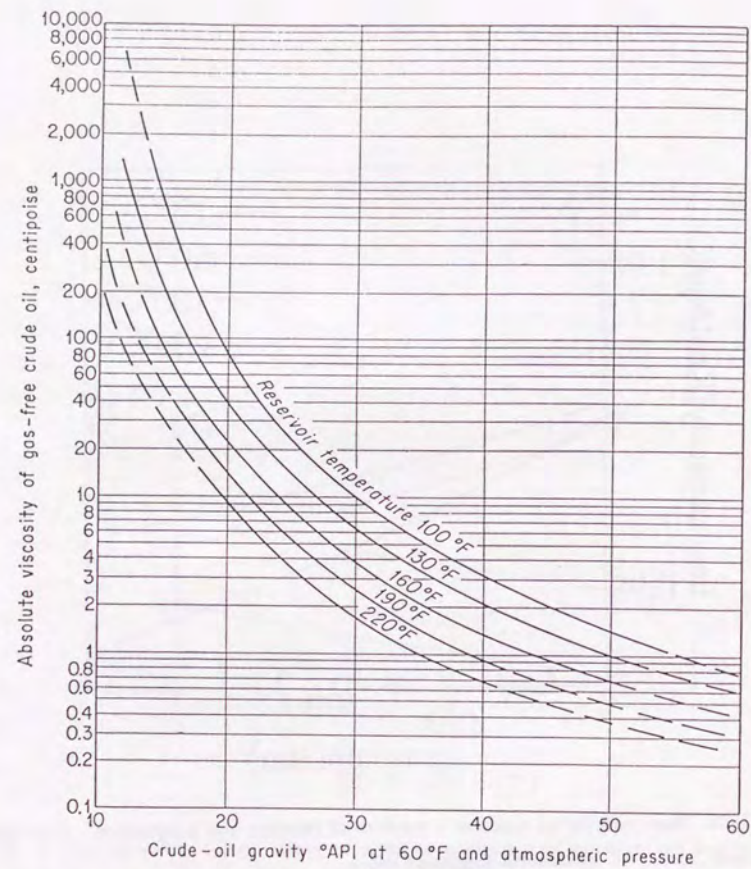


Fig. 3-25 Gas-free crude oil viscosity as a function of temperature and °API of crude oil at 60°F and atmospheric pressure (Amyx et al., 1960).

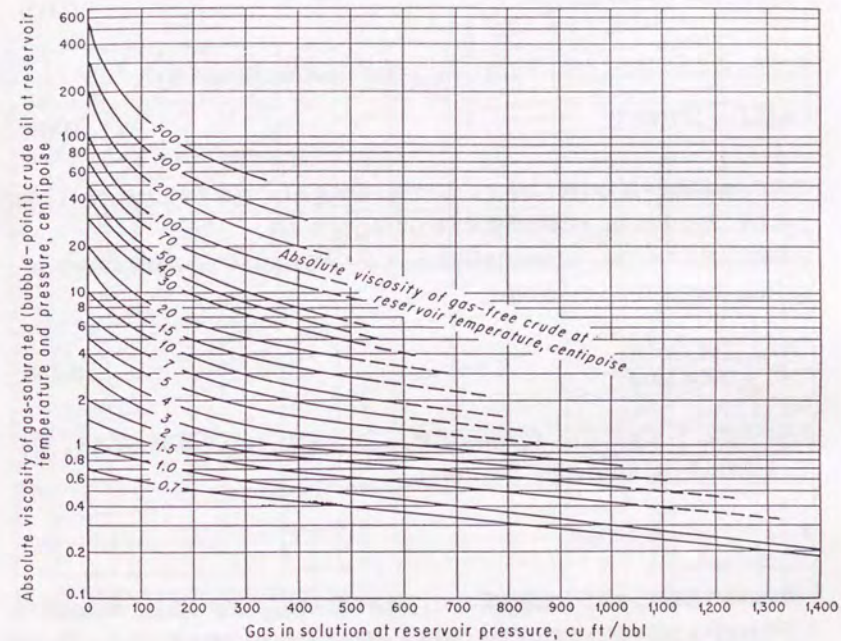


Fig. 3-26 Crude oil viscosity from gas-free crude oil viscosity and gas in solution (Amyx et al., 1960).



その後、圧力の効果をFig. 3-27で求めてやる(ここでは遊離ガスを考慮しないので、不飽和状態と考えてよい)。このようにして、各温度・圧力における粘性係数を求める(Fig. 3-28)。

石油の容積係数も60°F、1気圧の時のAPI比重がわかっていれば、Amyx et al.(1960)の方法を用いて各温度・圧力状態での容積係数を求めることができる。まず、Fig. 3-29から圧力補正值(pcd)を求める。そして、

$$\rho_o(P) = \rho_o(60^\circ F, 1 \text{ atm}) + pcd(P) \quad (3.118)$$

の式で、まず圧力補正を行う。その後、Fig. 3-30から温度補正值(tcd)を求め、

$$\rho_o(P, T) = \rho_o(P) - tcd(T) \quad (3.119)$$

の式で、ある温度・圧力状態での密度について各々計算を行い、基準とする状態における密度との比を求めることによって容積係数が求められる(Fig. 3-31)。

石油の比熱については、Gambill(1957)によってまとめられたいくつかの経験式の中からSomerton(1992)が採用している経験式

$$C_{po} = \frac{a_{cpo} + b_{cpo} T_F}{\rho_o(60^\circ F, 1 \text{ atm})^{0.5}} \quad (3.120)$$

を用いる(Fig. 3-32)。ここに、 $C_{po}$ :石油の比熱、 $a_{cpo}, b_{cpo}$ :定数、 $T_F$ :温度(華氏)、である。従って、石油の比熱は温度のみの関数となっている。

### 3. 4. 1. 3 ガスの物性

ガスの粘性係数は、1気圧、地層温度における粘性係数をFig. 3-33から求め、Burcik(1979)に示されている方法を用いて求めている。即ち、上記条件における粘性係数がわかっている場合、対臨界温度 $T_c$ 、対臨界圧力 $P_c$ を求め、Fig. 3-34から、1気圧、地層温度における粘性係数と、ある対臨界温度、対臨界圧力における粘性係数の比を求めることによってある温度圧力における粘性係数を求める(Fig. 3-35)。ここに、対臨界温度、対臨界圧力は、以下のように定義される。

$$T_R = \frac{T}{T_c} \quad (3.121)$$

$$P_R = \frac{P}{P_c} \quad (3.122)$$

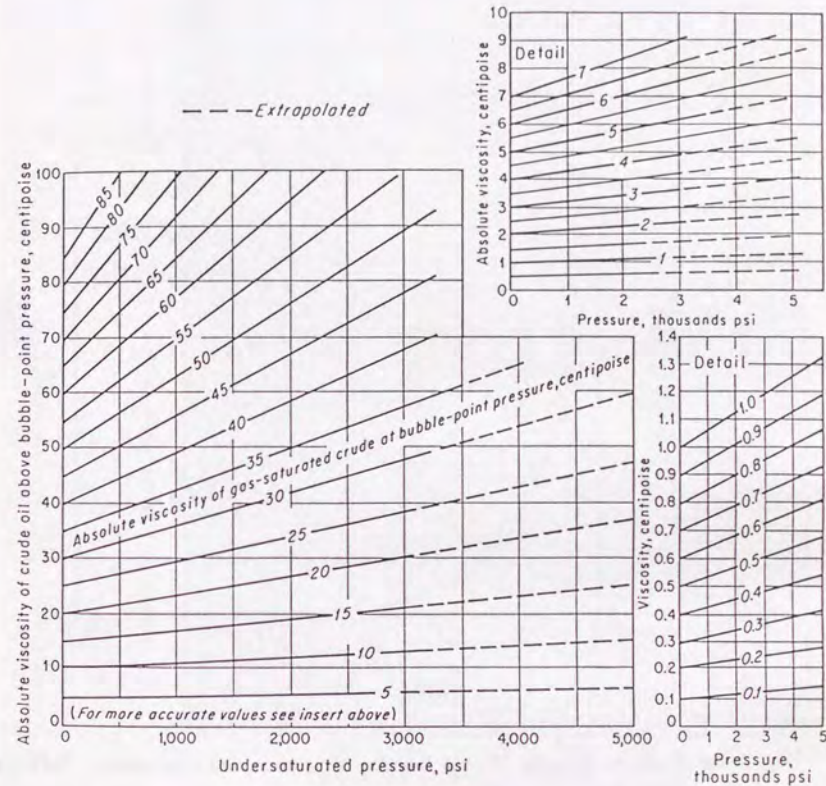


Fig. 3-27 Viscosity of crude oil above the bubble-point pressure (Amyx et al., 1960).



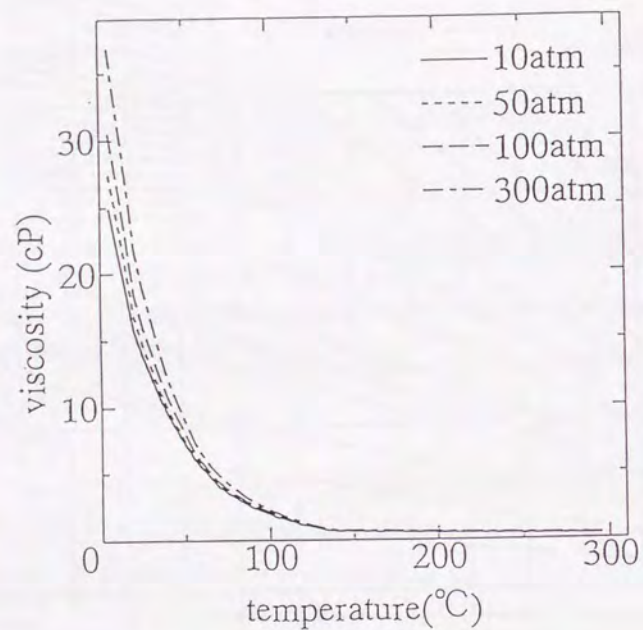


Fig. 3-28 Viscosity of crude oil as a function of pressure and temperature. °API is set as 30.0 at 60°F and 1atm in this diagram.

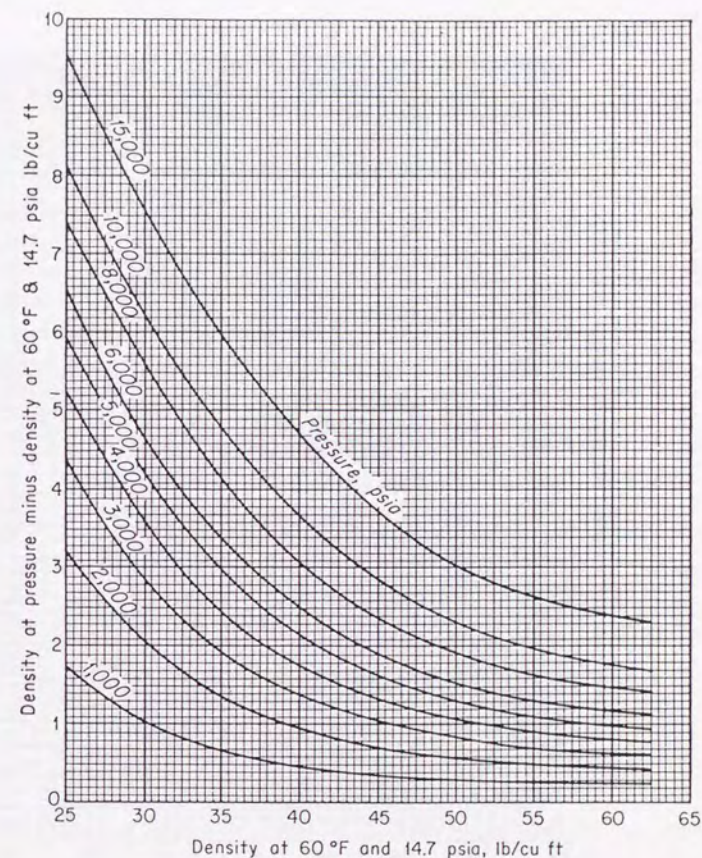


Fig. 3-29 Density correction for compressibility of liquids (Amyx et al., 1960).



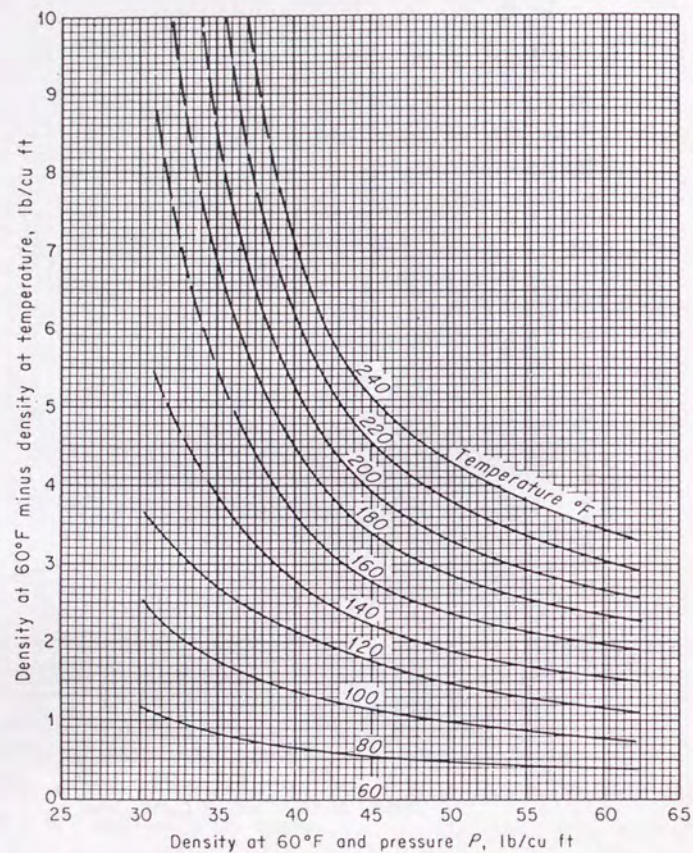


Fig. 3-30 Density correction for thermal expansion of liquids (Amyx et al., 1960).

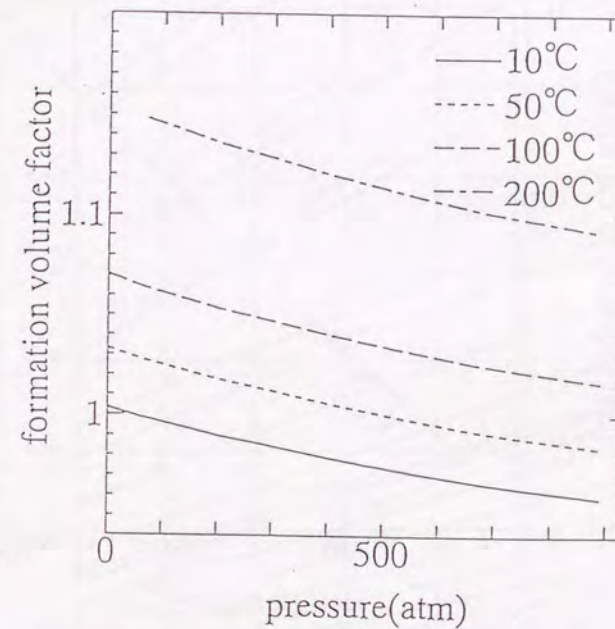


Fig. 3-31 Formation volume factor of crude oil as a function of pressure and temperature. °API is set as 30.0 at 60°F and 1atm in this diagram. Standard condition is set as 5°C, 1atm.



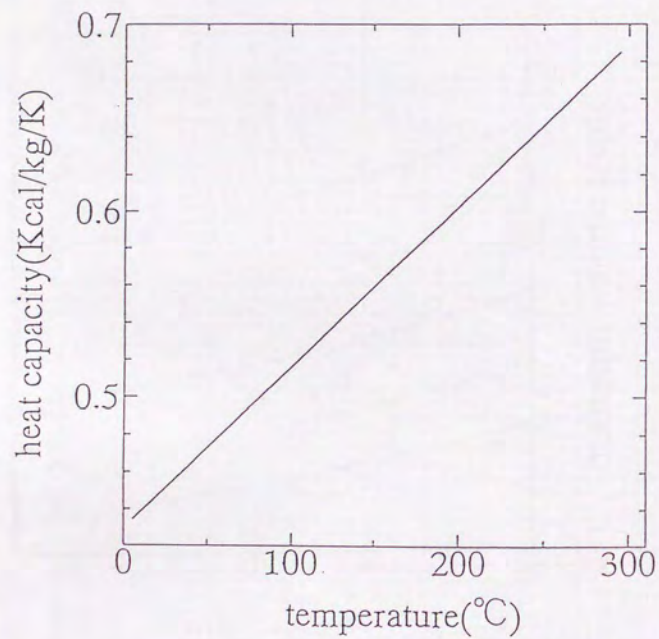


Fig. 3-32 Heat capacity of crude oil as a function of temperature (Gambill, 1957).

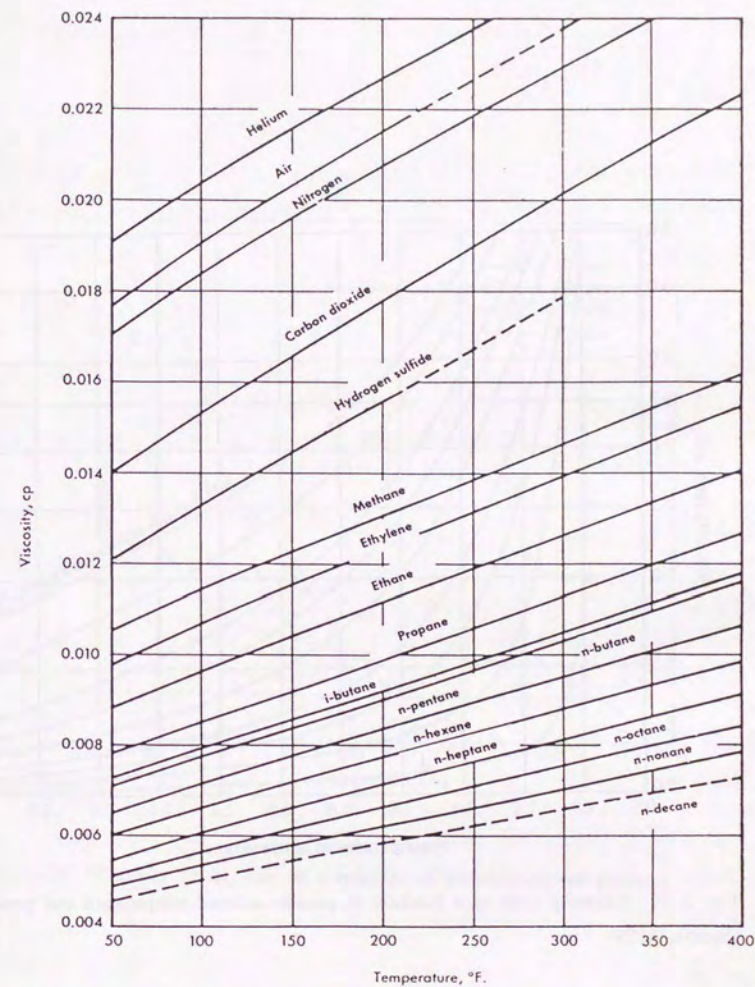


Fig. 3-33 Viscosity of gases at atmospheric pressure (McCain, 1973).



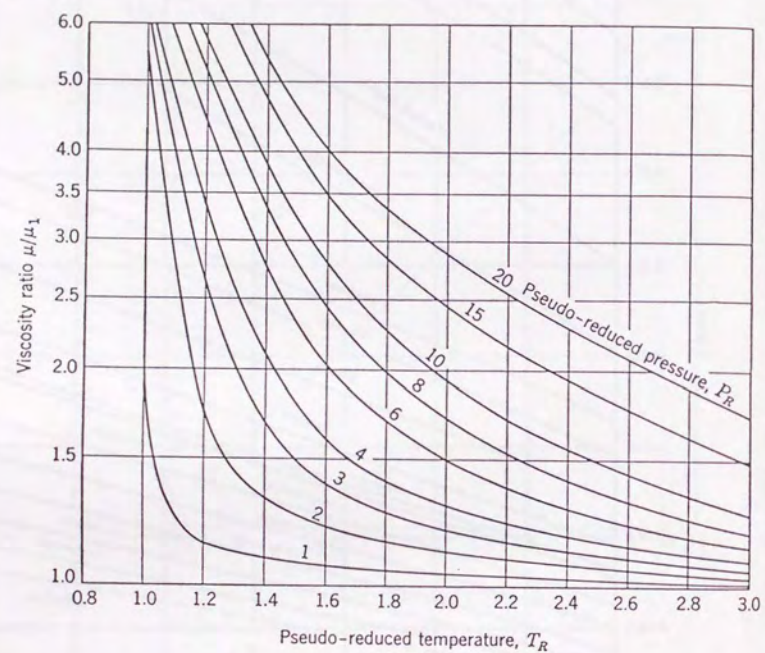


Fig. 3-34 Viscosity ratio as a function of pseudo-reduced temperature and pressure (Burcik, 1979).

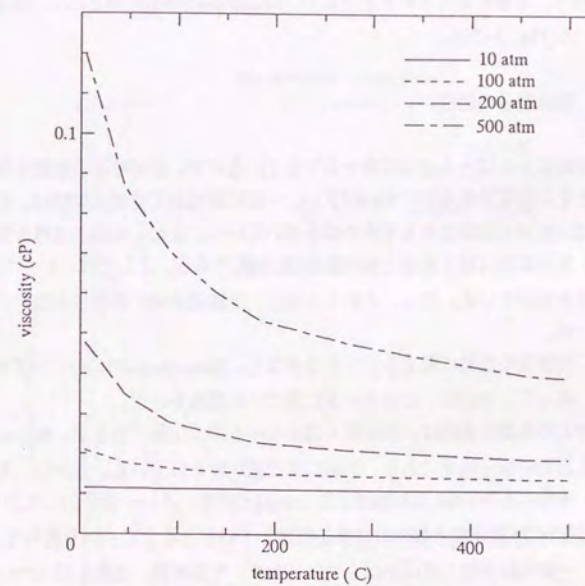


Fig. 3-35 Viscosity of methane as a function of temperature and pressure.



ここに、 $T_R$ :対臨界温度、 $T_C$ :臨界温度、 $P_R$ :対臨界圧力、 $P_C$ :臨界圧力、である。  
 ガスの容積係数は、ガスが理想気体であると仮定して、以下の式で求めている。

$$B_g = \frac{TP_s}{T_s P} \quad (3.123)$$

ここに、 $B_g$ :ガスの容積係数、 $P_s$ :基準とする圧力、 $T_s$ :基準とする温度、である(Fig. 3-36)。  
 ガスの比熱は、考慮するガスをメタンとし、Somerton(1992)に示されているデータ(Table 3-7)を用いている(Fig. 3-37)。

### 3. 4. 2 固体粒子の物性

岩石中の固体粒子のほとんどは鉱物からできているので、固体粒子の密度を決めるうえでは、鉱物の密度とその存在比を用いてやればよい。一般に砂岩の主要構成鉱物は、石英・長石なので、ここでは主要構成鉱物である石英の値を用いている。また、泥質岩は様々な鉱物の集合体からなるが、主要鉱物は粘土鉱物と板状鉱物(雲母類)である。ここでは、いくつかの粘土鉱物の値から得た値を用いている。但し、これらの値は、計算開始時に任意に入力することができるようにしている。

岩石、特に堆積岩の比熱に関するデータは少なく、Somerton(1992)のデータ程度しか公表されていない。従って、今回は、このデータに基づいた議論を行う。

数値計算の上で必要な比熱は、固体粒子部分そのものの比熱であるが、Somerton(1992)のデータは乾燥した岩石の測定結果であり、間隙には空気が含まれている。しかし、石英砂岩の比熱の測定値は、純粋な石英の値(日本機械学会, 1986)と非常によく一致を示しており(Fig. 3-38)、第一近似的には固体粒子部分の比熱を測定していると考えてよいであろう。

ところで、一般の砂岩は、組成がばらついており、その結果、比熱もばらついた値を示す。各砂岩の鉱物組成を測ってやる(より正確には酸化物の量比を測る)と、各岩石の比熱の値はKoppの法則によって決められる(例えば、Somerton, 1992)が、堆積盆地をモデル化することを考える場合、このようなデータが得られることは少ないと思われる。従って、ここでは、Somerton(1992)が提唱している砂粒についての経験式、

$$C_{pr} = a_{cpr} T^{b_{cpr}} \quad (3.124)$$

を用いる(Fig. 3-39)。ここに、 $T$ :温度(摂氏)、 $a_{cpr}$ 、 $b_{cpr}$ :定数、である。また、泥質粒子についても、比熱の温度による変化の様式は砂粒と同様であると仮定し、Somerton(1992)のデータを最小二乗近似した式を用いる(Fig. 3-39)。

岩石粒子については、非圧縮性であると考えていることより、粒子の容積は変化しない。このことから、比熱の圧力依存性は非常に小さいと考えられ、今回は無視している。

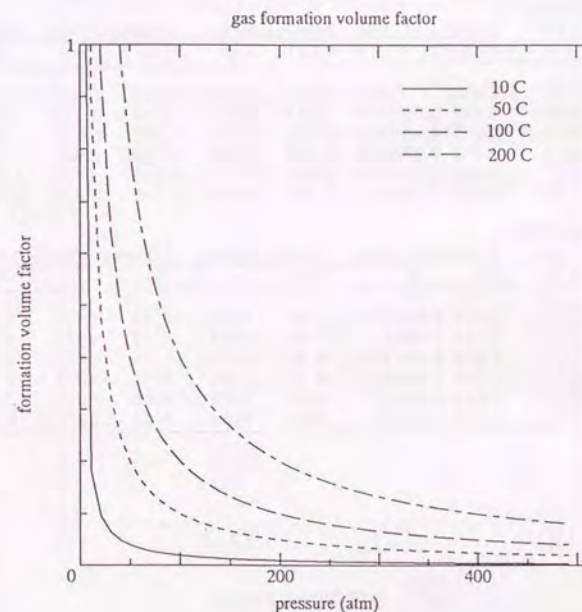


Fig. 3-36 Formation volume factor of methane as a function of pressure and temperature. Standard condition is set as 5°C, 1atm.



Table 3-7 Heat capacities and densities of water and methane as a function of temperature and pressure.  $C_p$  = heat capacity (cal/g/K);  $\rho$  = density (g/cm<sup>3</sup>) (Somerton 1992).

WATER								
Temp. (°C)	0.10MPa(14.7psia)		3.5MPa(500psia)		10.3MPa(1500psia)		20.7MPa(3000psia)	
	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$
25	1.007	0.994	0.992	0.997	0.990	1.000	0.981	1.005
127	0.475	0.555E-3	1.016	0.941	1.012	0.944	1.005	0.949
227	0.472	0.441E-3	1.123	0.829	1.097	0.837	1.082	0.846
327	0.481	0.376E-3	0.605	0.135	1.338	.0522	1.450	0.676
427	0.494	0.314E-3	0.546	0.111	0.695	.0369	1.200	.0910
527	0.512	0.274E-3	0.543	.0094	0.598	.0304	0.735	.0637

METHANE								
Temp. (°C)	0.10MPa(14.7psia)		3.5MPa(500psia)		10.3MPa(1500psia)		20.7MPa(3000psia)	
	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$	$C_p$	$\rho$
25	0.520	0.654E-3	0.58	.0235	0.73	.0838	0.95	0.161
127	0.604	0.487E-3	0.62	.0168	0.67	.0548	0.74	0.102
227	0.693	0.391E-3	0.69	.0132	0.72	.0420	0.75	.0768
327	0.782	0.322E-3	0.78	.0109	0.79	.0345	0.81	.0625
427	0.864	0.279E-3	0.87	.0094	0.88	.0292	0.89	.0527
527	0.940	0.244E-3	0.95	.0082	0.95	.0255	0.96	.0458

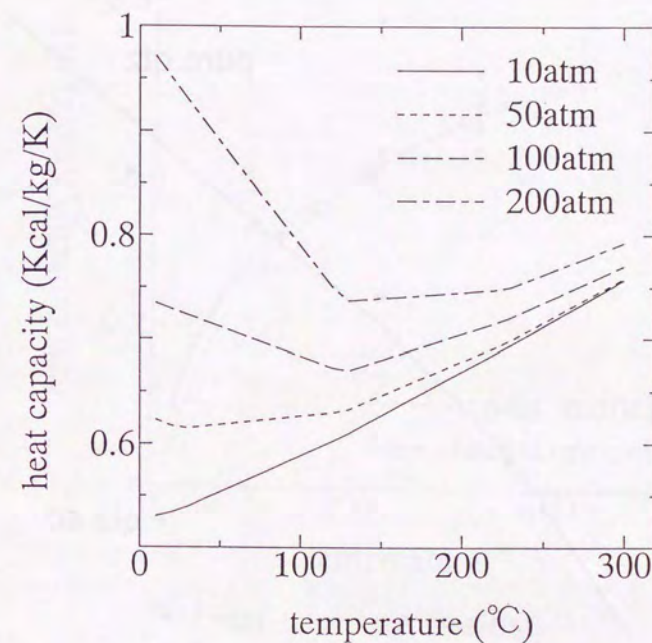


Fig. 3-37 Heat capacity of methane as a function of temperature and pressure.



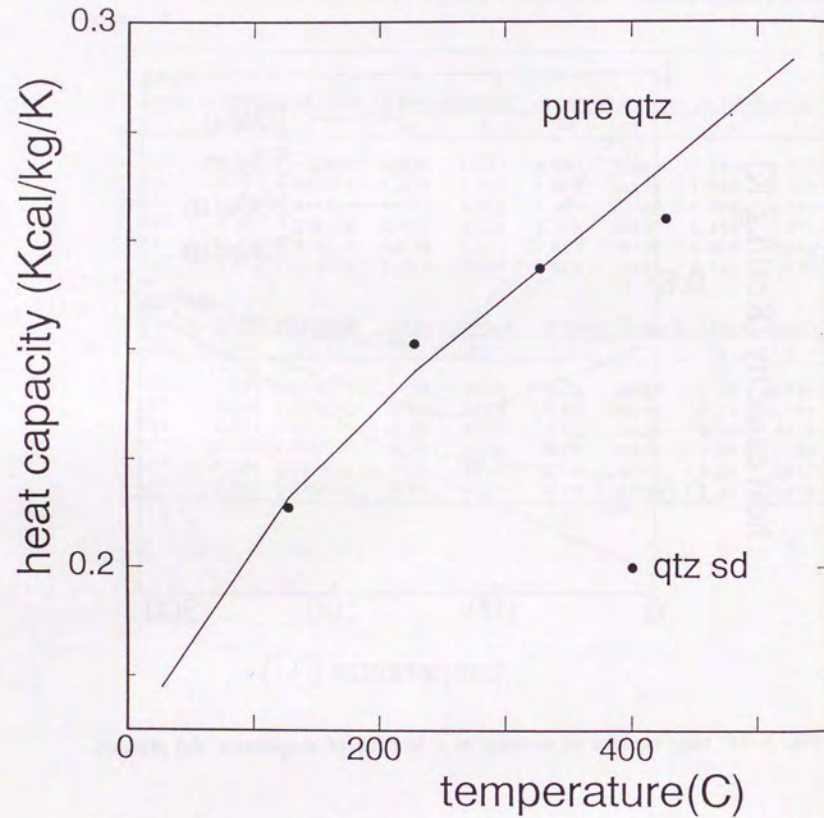


Fig. 3-38 Heat capacity of pure quartz and quartzose sandstones as a function of temperature. Data of pure quartz (line) after the Japan Society of Mechanical Engineers(1986) and those of quartzose sandstones (dots) after Somerton(1992).

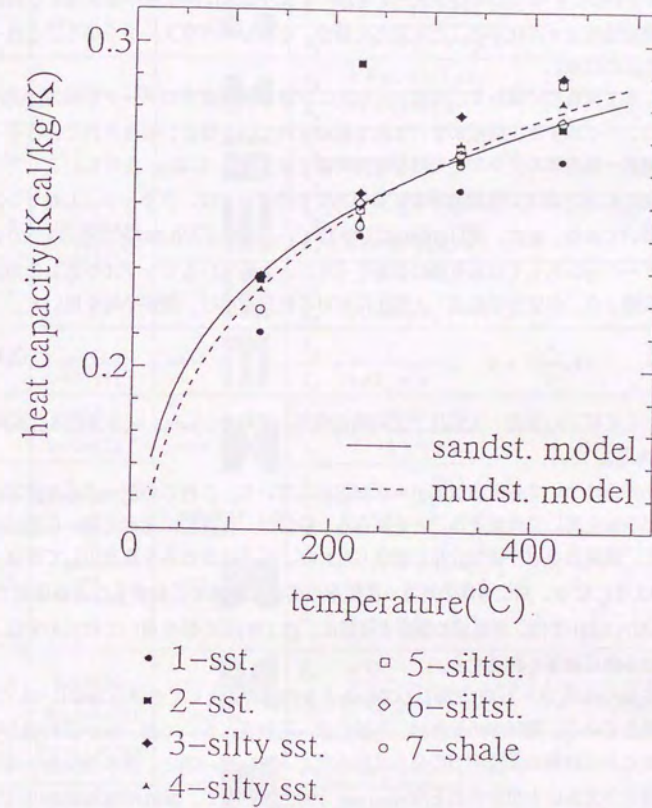


Fig. 3-39 Heat capacity of solid matrix as a function of temperature. Data after Somerton(1992).



## 3. 4. 3 地層内流体・固体粒子混合体としての物性

## 3. 4. 3. 1 熱伝導率

多孔質媒体の間隙流体・固体粒子混合体としての熱伝導率の求め方のモデルは、様々な分野で開発が行われており、その内容はHahne et al.(1991)によってまとめられている(Table 3-8)。個々のモデルは、いくつかのパラメータを用いてより正確に熱伝導率を表現する努力をしているが、堆積盆地をモデル化することを考えた場合、それらのパラメータを得ることは一般に困難であると思われる。

ここでは、まず泥質岩に関して、室温・大気圧における熱伝導率のデータを関口(1986)と同様な方法でコンパイルする。間隙がすべて水で飽和されている場合、公表されているデータは、熱伝導率の対数-間隙率のグラフ上でほぼ直線関係を示す(Fig. 3-40)。ただし、ここで、Somerton(1992)に示されている間隙率が0.34あたりのデータは、クラッシュしたサンプルであるために除いており、また、関口(1986)に示されている間隙率が0.1あたりの2つのデータは、セメンテーションもしくは石英脈の影響を受けたとされているサンプルであるために除いている。この図より、泥質岩の室温・大気圧における熱伝導率は、幾何平均を用いて、

$$\lambda_m = \lambda_r^{1-\phi} \lambda_w^\phi \quad (3.125)$$

で表される。ここに、 $\lambda_r$ :室温・大気圧下での熱伝導率、であり、 $i=m,r,w,o$ (混合体、固体粒子、水、石油)である。














砂岩の熱伝導率についても、多数のデータが存在している。これらのデータも泥質岩の場合と同様に幾何平均を用いて表現することを試みる。砂岩は、泥質岩に比べて様々な構成粒子からなっており、泥質岩ほど一様な分布にはならないが、石英砂岩のみを取り出して評価するとFig. 3-41のようになり、熱伝導率の対数-間隙率の関係は直線で近似することが可能である。従って、BASIN3D2Pでは、泥質岩の場合と同様に、(3.125)式の形を用いて砂岩の室温・大気圧条件における熱伝導率を評価する。

間隙中を多相の流体(水・石油)が満たしているときの混合体としての熱伝導率については、以下のように考えている。間隙中の流体は、一般に水-石油系においては、水が濡れ相となっている。濡れ相と非濡れ相の間隙中での分布形態を考える(Fig. 3-42)と、濡れ相が熱伝導率に影響を与える割合が大きいと想定される(Somerton, 1992)。従って、濡れ相飽和率を用いた算術平均を用いて混合体の熱伝導率を以下の式で表現する。

$$\lambda_m = \lambda_r^{1-\phi} [S_w \lambda_w + (1-S_w) \lambda_o]^\phi \quad (3.126)$$

なお、堆積盆スケールでの圧力を考えると熱伝導率の圧力依存性は非常に小さく(関口, 1986;

Table 3-8 Models and correlations for the effective thermal conductivity of composed material (Hahne et al., 1991).

No.	Author	Model	Correlation
1	Maxwell [1]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{2\epsilon + (3-2\epsilon)\lambda_s/\lambda_f}{(3-\epsilon) + \epsilon\lambda_s/\lambda_f}$
2	de Vries [2]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{\epsilon + (1-\epsilon)F\lambda_s/\lambda_f}{\epsilon + (1-\epsilon)F}, F = \frac{1}{3} \sum \frac{1}{1+(\lambda_s/\lambda_f-1)g_i}$
3	Krischer and Kröll [3]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \epsilon + (1-\epsilon)\lambda_s/\lambda_f$
4			$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{1}{\epsilon + (1-\epsilon)\lambda_r/\lambda_s}$
5			$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{1}{(1-a)\lambda_r/\lambda_{f,1} + a\lambda_r/\lambda_{f,2}}$
6	Yagi and Kuni [4]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{1-\epsilon}{\lambda_r/\lambda_s + \varphi}, \varphi = f\left(\frac{\lambda_f}{\lambda_s}, \epsilon\right)$
7	Kunii and Smith [5]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \epsilon + \frac{\beta(1-\epsilon)}{\phi + \gamma\lambda_r/\lambda_s}$
8	Schlünder [6]	spheres 	$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{2}{1-\lambda_r/\lambda_s} \left[ \frac{\ln(\lambda_s/\lambda_f)}{1-\lambda_r/\lambda_s} - 1 \right]$
9	Zehner and Schlünder [7]		$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = 1 - \sqrt{1-\epsilon} + \sqrt{1-\epsilon} \frac{2}{\phi} \left[ \frac{\phi_1 g}{\phi^2} \ln\left(\frac{\lambda^*}{g}\right) - \frac{g+1}{2} - \frac{g-1}{\phi} \right]$ $\phi_1 = 1 - \lambda_r/\lambda_s g, \phi = 1 - \lambda_r/\lambda_s, \lambda^* = \lambda_s/\lambda_f$
10	Woodside and Messmer [8]	spheres 	$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \frac{a/(a^2-1)}{\ln\left[\frac{a+1}{a-1}\right]}, a = \left[ 1 + \frac{4}{\pi(\lambda_s/\lambda_f)} \right]^{\frac{1}{2}}$
11	Deissler and Boegli [9]		numerical calculation and graphical presentation
12	Wakao and Kato [10]	spheres 	
13	Krupiczka [11]	cylinders 	$\frac{\lambda_e}{\lambda_f} = \left[ \frac{\lambda_s}{\lambda_f} \right]^{A+B \lg(\lambda_s/\lambda_f)}, A = f(\epsilon)$



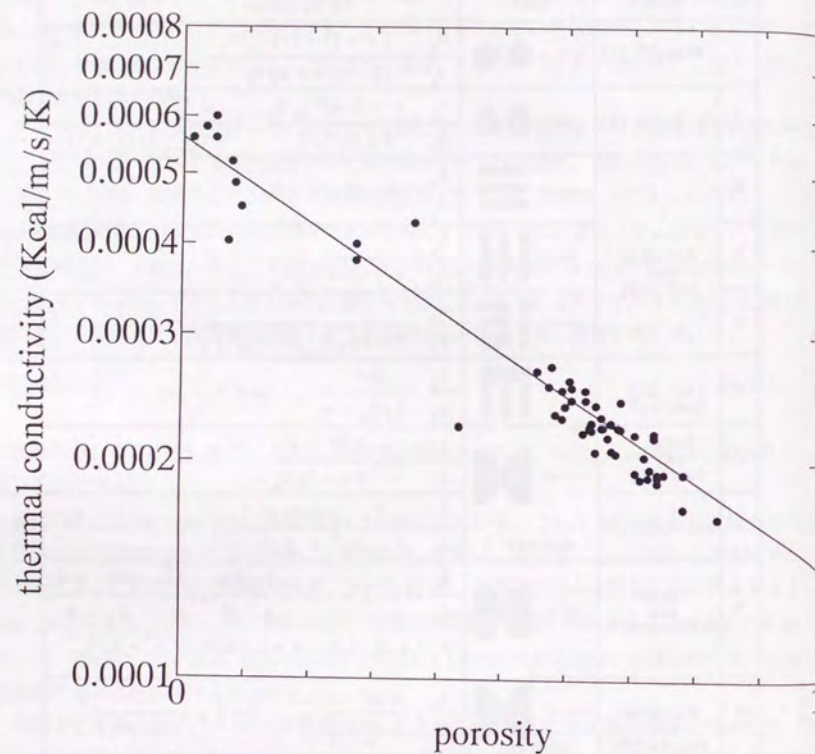


Fig. 3-40 Thermal conductivity of water saturated mudstones as a function of porosity at room condition. Data after Clark(1966), Sass et al.(1971), Sekiguchi(1986), and Somerton(1958).

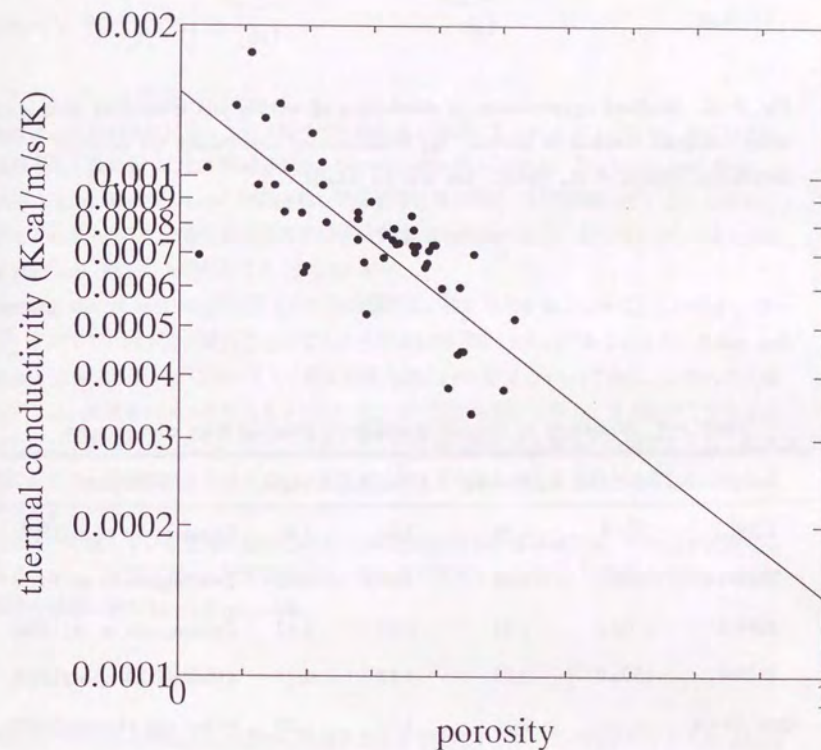


Fig. 3-41 Thermal conductivity of water saturated quartzose sandstones as a function of porosity at room condition. Data after Woodside and Messmer(1961), Zierfuss and van der Vliet(1956), and Somerton(1958, 1992).



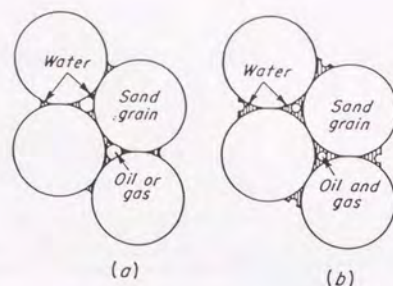


Fig. 3-42 Idealized representation of distribution of wetting and nonwetting fluid phase about intergrain contacts of spheres. (a) Pendular-ring distribution; (b) funicular distribution (Amyx et al., 1960). See text for details.

Table 3-9 Anisotropy of thermal conductivity obtained from core samples.

Sample	Depth (m)	$\lambda_h$ (W/m/K)	$\lambda_v$ (W/m/K)	$\Gamma = \lambda_h / \lambda_v$	Reference
ZDW1	551.6	1.74	1.62	1.07	Demongodin et al.(1993)
ZDW2	553.3	1.53	1.49	1.02	Demongodin et al.(1993)
ZDW3	1204.5	1.37	0.93	1.47	Demongodin et al.(1993)
ZDW4	1505.0	2.02	1.17	1.73	Demongodin et al.(1993)
upper Lewis	-----	2.56	1.99	1.29	Reiter and Mansure(1983)
lower Lewis	-----	3.56	3.49	1.02	Reiter and Mansure(1983)
Crownpt	-----	2.29	1.17	1.96	Reiter and Mansure(1983)

Somerton, 1992)、BASIN3D2Pでは考慮していない。また、関口(1986)、Somerton(1992)によって、堆積盆スケールの温度領域では熱伝導率と絶対温度の逆数の間に線形関係が認められているので、岩石の水・固体粒子混合体としての熱伝導率に関するSomerton(1992)のデータを用いて関口(1986)の経験式の形で表現すると、熱伝導率と温度の関係式として次式を得る(Fig. 3-43)。

$$\lambda = a_\lambda \times (\lambda_m - b_\lambda) \times \left( \frac{1}{T_a} - c_\lambda \right) + b_\lambda \quad (3.127)$$

ここに、 $a_\lambda$ 、 $b_\lambda$ 、 $c_\lambda$ :定数、である。

泥質岩は圧密の進行に伴って粘土粒子の定向配列が顕著に見られるようになり、そのために熱伝導率異方性をもつことが想定される。Demongodin et al.(1993)、Blackwell and Steele (1989)、Reiter and Mansure(1983)らは、熱伝導率の異方性について議論している。しかし、現在までに得られている熱伝導率異方性のデータは、Demongodin et al.(1993)のものとReiter and Mansure(1983)のもののみである(Table 3-9)。

Demongodin et al.(1993)は深度方向に熱伝導率異方性が増加することを示しているが、彼らのデータの中で、異方性が最大のものでもその比は1.73(深度1505m)である。また、Reiter and Mansure (1983)のデータにおいてもその比の最大値は1.96(深度2247m)である。これらの計測においては、間隙率のデータが与えられていないので圧密の進行に伴って異方性がどのように増加していくかはわからない。また、求められている異方性の最大値も1.96程度であり、計測の誤差や岩石中の不均質性を考慮すると、現状では泥質岩そのものの異方性を考慮しなくてもよいと考える。

ところで考慮している領域においていくつかの岩質が見られる場合には、それらが成層構造であると考え、層理面方向には算術平均を、層理面と直交する方向には調和平均を用いて方向別の熱伝導率を求めている(Fig. 3-44)。

### 3. 4. 3. 2 絶対浸透率

泥質岩の絶対浸透率は圧密初期から後期まで大きく変化するが、その様子をとらえた包括的なデータやモデルは現在のところ存在していない。現在利用できるものとして、a)Magara(1978)のデータをトレースする浸透率・間隙率の関係、b)Dutta(1988)のデータをトレースする浸透率・間隙率の関係、c)力学的圧密試験によって得られた浸透率・間隙率の関係(Tokunaga et al., 1994)、の3つがある(Fig. 3-45)。これらのうち、a)とb)は、



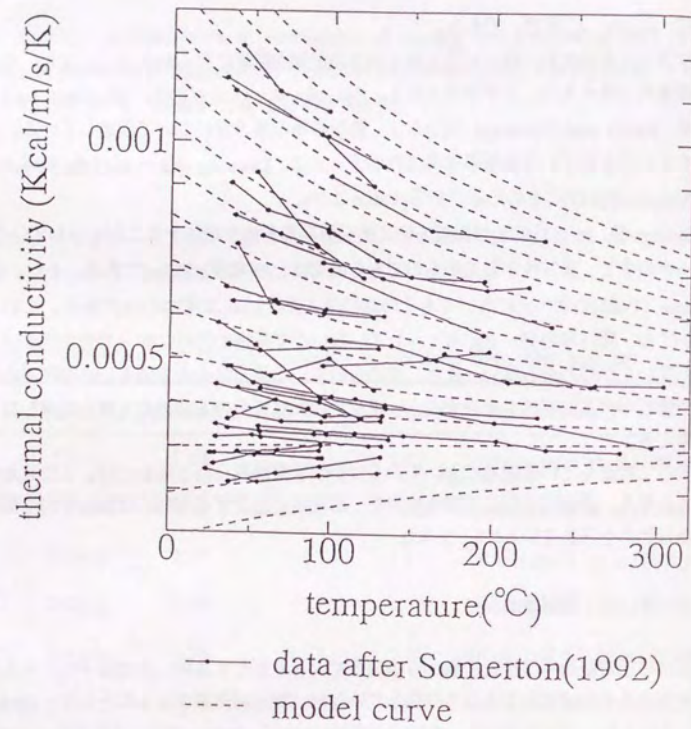


Fig. 3-43 Thermal conductivity of water saturated rocks as a function of temperature. Data after Somerton(1992).

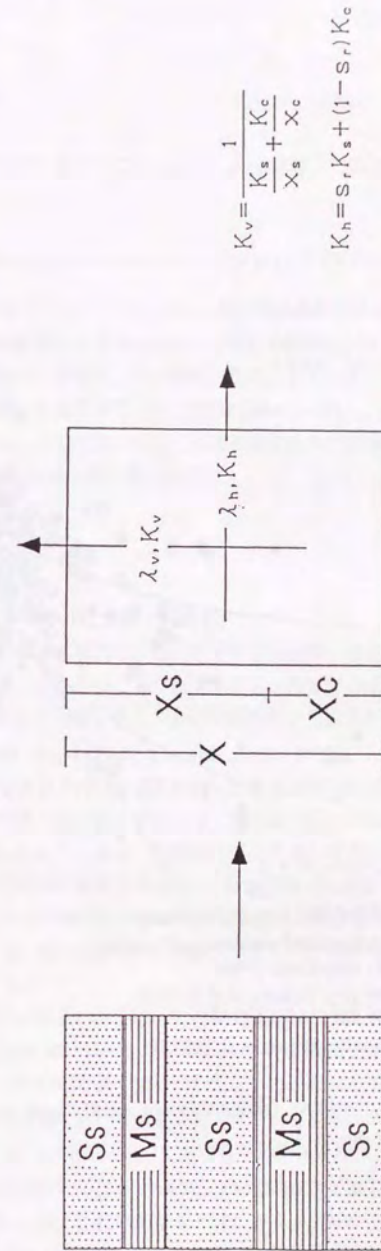


Fig. 3-44 The method to calculate directional thermal conductivity of the multilithological grid.



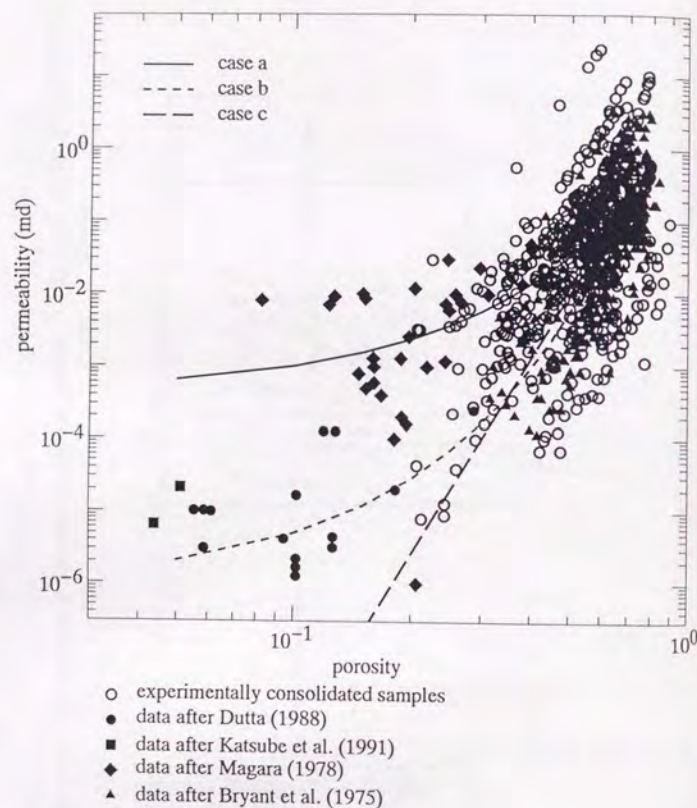


Fig. 3-45 Porosity-permeability relationships of muddy soils and mudstones. Data sources are shown in Table 5-3.

$$K = a_K \exp(b_K \phi - c_K) \quad (3.128)$$

という形で定式化されている。ここに、 $a_K$ 、 $b_K$ 、 $c_K$ :定数、である。また、 $c$ は、

$$K = K_0 \left( \frac{\phi}{\phi_0} \right)^{d_K} \quad (3.129)$$

という形で定式化されている。ここに、 $K_0$ :初期間隙率の時の浸透率、 $d_K$ :定数、である。泥質岩の長期に亘る浸透率の変化のモデル化に関する詳しい検討は、5章で行う。

砂岩の浸透率・間隙率の関係は、圧力溶解・沈殿、セメンテーション、二次間隙の発達等の影響を受けるために様々な提案がなされており (Table 3-10) (Lerman, 1979 参照)、一般的な関係は与えられていない。ここでは、しばしば多孔質媒体の浸透率・間隙率の関係を与えるときに用いられる Kozeny-Carman 型の式を採用し、

$$K = e_K \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \quad (3.130)$$

と表す (Fig. 3-46)。ここに、 $e_K$ :定数、である。

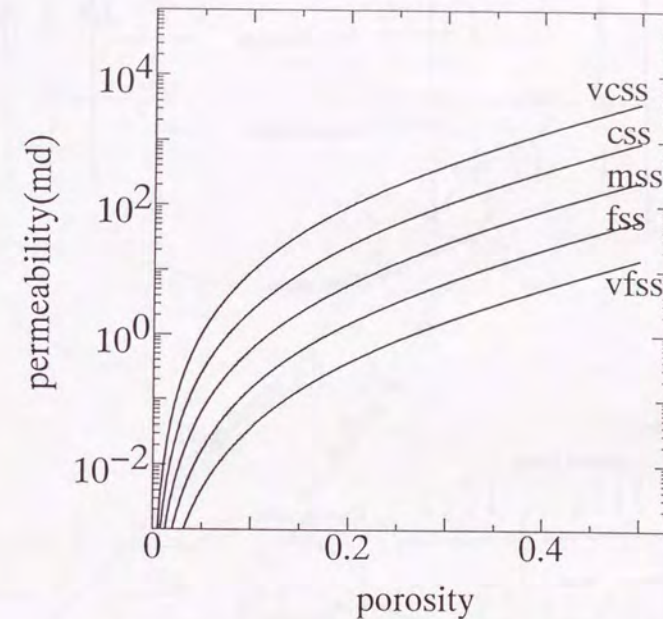
泥質岩は圧密が進行するに連れて、粘土粒子の定向配列が顕著に見られるようになり、そのために大きな浸透率異方性をもつことが推定される。泥質岩の浸透率異方性の実験的計測は、土質工学の分野で行われており、いくつかの計測結果が公表されている (Wilkinson and Shipley, 1972; Al-Tabbaa and Wood, 1987; Leroueil et al., 1990)。これらの実験は、いずれも、圧縮軸方向とそれに直交する方向の浸透率を違った圧密条件で計測し、比較しているものである。即ち、圧縮軸方向の浸透率を計測する場合は、圧密時の排水方向を圧縮軸方向とし、線形状流として浸透率を計測しており、また、圧縮軸方向に直交した方向の浸透率を計測する場合は、圧密時の排水方向は圧縮軸に直交する方向とし、放射状流の測定方法を用いて浸透率を求めている (Fig. 3-47)。これらの結果をそのまま泥質堆積物の浸透率異方性であるとすることはできないが、現在のところこの方法を用いた実験データしか公表されていないので、これらのデータを用いた検討を行う。

公表されたデータによると、力学的圧密実験で見られた浸透率と間隙率の両対数グラフ上での直線関係 (Tokunaga et al., 1994; 5章参照)、は、層理面方向、層理面に直交する方向のいずれにおいても成り立っていると見て差つかえないと思われる (Fig. 3-48)。従って、これらのデータを用いて、圧密後期における浸透率異方性をある程度推定することが可能になる。これらのデータを外挿すると、間隙率が 0.3 における浸透率異方性は、層理面と層理面に直交する方向の比として最大 10 程度になる (Fig. 3-49)。BASIN3D2P では、浸透率異方性を考慮した計算をできるようにしているが、これに関する十分なデータ、特に圧密後期のデータが存在しないため、一般的な計算では、浸透率に関して個々の岩質は等方的に扱うこととしている。一般に



Table 3-10 Several proposed permeability  $k$  ( $\text{cm}^2$ ) models as a function of sediment porosity  $\phi$  and particle radius  $r$  (cm) (Lerman, 1979).

Equation	Explanatory notes
1. $k = 2.47 \times 10^{-19} r^2$	Krumbein and Monk (1942), sands, $0.005 < r < 0.1$ cm
2. $k = \text{const} \times \phi^5$	Terzaghi (1925) in Rieke and Chilingarian (1974, p. 148), $0.2 < \phi < 0.8$
3. $k \propto \phi^9 r^2$	Sands, from data of Beard and Weyl (1973); proportionality factor depends on $\phi$ (Figure 2.5), $0.25 < \phi < 0.4$
4. $k = 10^{-9} \left( \frac{\phi}{1-\phi} \right)^7$	Marine clayey sediments (Bryant et al., 1974)
5. $k = 7.25 \times 10^{-11} \left( \frac{\phi}{1-\phi} \right)^7$	Aragonitic sediment, $0.2 < \phi < 0.7$ , from data of Robertson (1967). Original data also obey $\log k = -17.0 + 13.6\phi$
6. $k = \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \cdot \frac{c_K}{S_s^2}$	The Carman-Kozeny equation, where $c_K$ is the Kozeny constant and $S_s$ is the surface area of the pore space per unit volume of solid (Bear, 1972, p. 166). For beds made of spherical and cylindrical particles, see equations 7, 8, and 9 below
7. $k = \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \cdot \frac{r^2}{45}$	Spherical particles, $c_K = \frac{1}{5}$ and $S_s = 3/r$ ( $\text{cm}^{-1}$ ) in equation 6
8. $k = \frac{-2\ln(1-\phi) + 4(1-\phi) - (1-\phi)^2 - 3}{1-\phi} \cdot \frac{r^2}{8}$	Circular cylinders, flow parallel to cylinder axis. $r$ is cylinder radius. The Kozeny constant $c_K$ given by Happel and Brenner (1973, p. 393). For straight circular cylinders, $S_s = 2/r$ ( $\text{cm}^{-1}$ ) in equation 6
9. $k = \frac{-\ln(1-\phi) - \frac{1-(1-\phi)^2}{1+(1-\phi)^2}}{1-\phi} \cdot \frac{r^2}{8}$	Circular cylinders, flow perpendicular to cylinder axis, parameters as in equations 8 and 6. For a random network of cylinders, Happel and Brenner (1973) recommend a weighted sum of $k$ from equations 8 and 9, in proportions $\frac{2}{3}$ and $\frac{1}{3}$



vcss: very coarse sandstone  
css: coarse sandstone  
mss: medium sandstone  
fss: fine sandstone  
vfss: very fine sandstone

Fig. 3-46 Porosity-permeability relationships of sandstones.



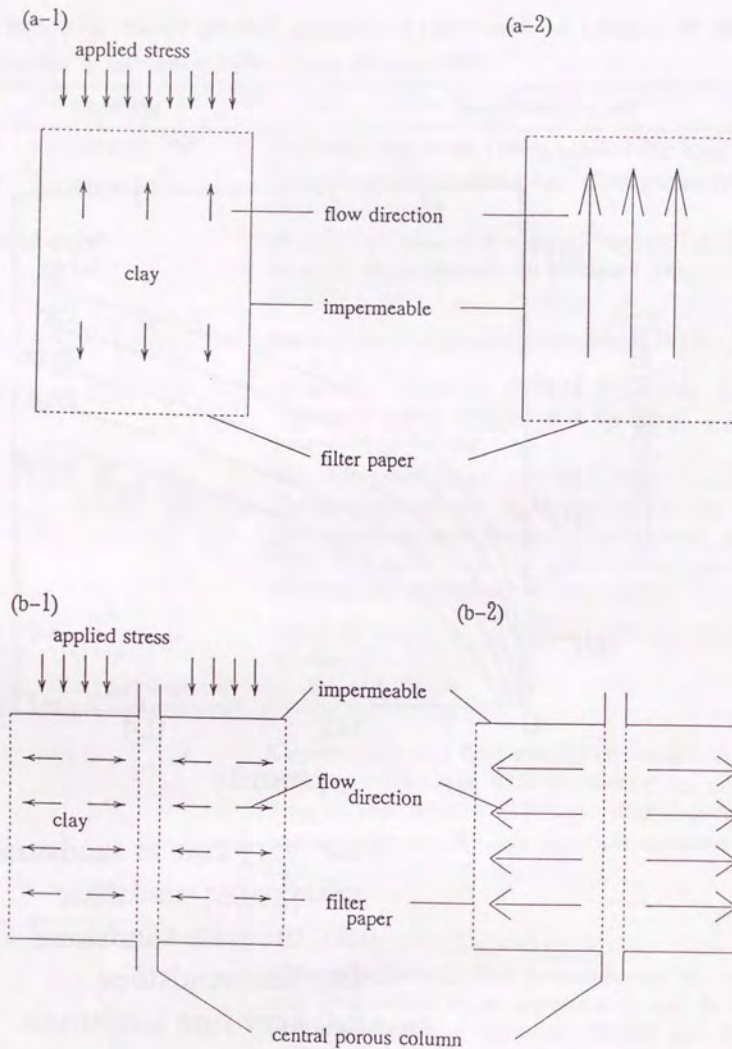


Fig. 3-47 Cartoons showing drainage paths during experiments. (a-1) Drainage path for linear drainage during consolidation for experiments to measure 'vertical' permeability. (a-2) Drainage path for linear flow during falling head permeability tests to measure 'vertical' permeability. (b-1) Drainage path for radial drainage during consolidation for experiments to measure 'horizontal' permeability. (b-2) Drainage path for radial flow during falling head permeability tests to measure 'horizontal' permeability.

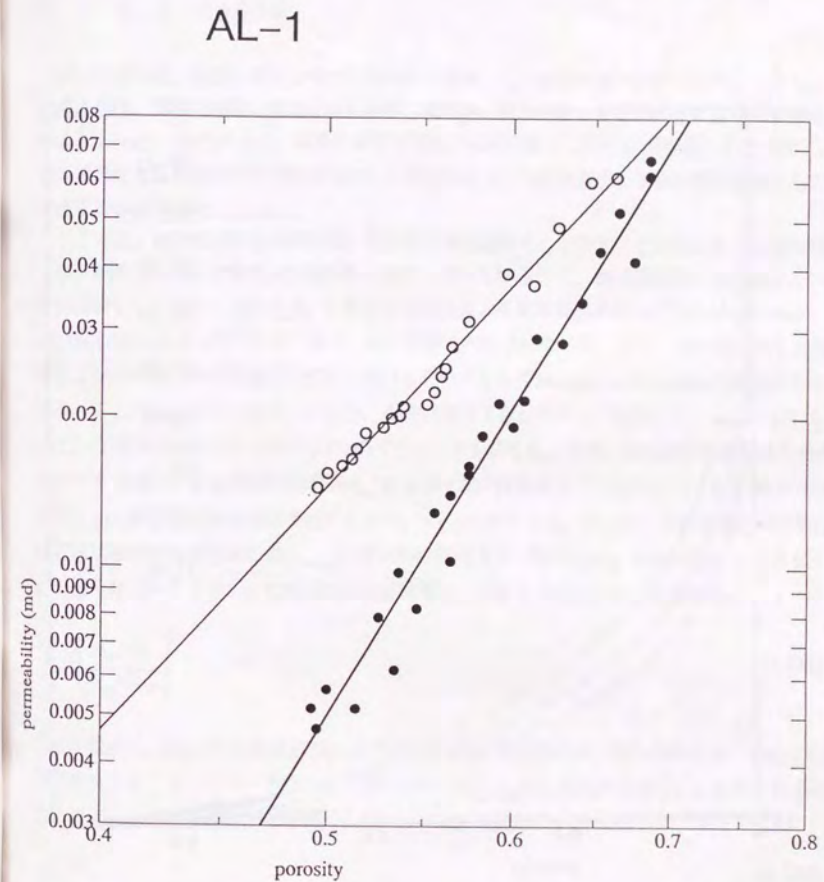


Fig. 3-48 Relationship between permeability and porosity of mudstones on double logarithmic scales (Al-Tabbaa and Wood, 1987). Open dots indicate 'horizontal' permeability and solid dots 'vertical' permeability.



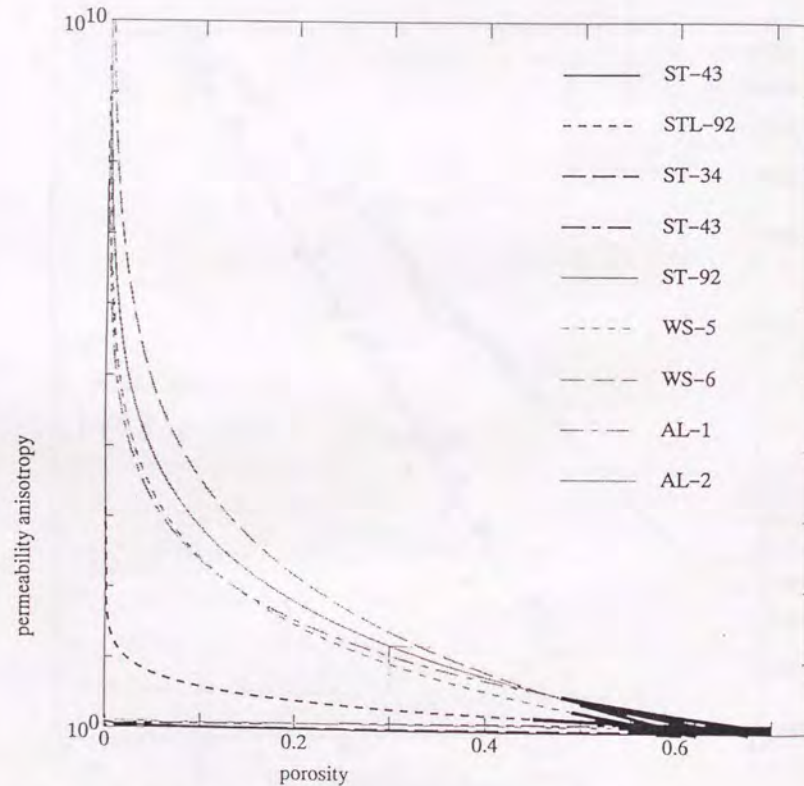


Fig. 3-49 Relationships between porosity and logarithms of permeability anisotropy of mudstones. Thick lines indicate the relationship obtained from actual measurements and thin lines indicate extrapolation of the relationship using equation (5.20). Data after Leroueil et al.(1990) (ST-43, STL-92, ST-34, ST-43 and ST-92), Wilkinson and Shipley(1972) (WS-5 and WS-6), and Al-Tabbaa and Wood(1987) (AL-1 and AL-2).

は、泥質岩中の層理面方向のポテンシャル差は、層理面に直交する方向のそれに比べて小さいと考えられるので、等方的として扱って差しつかえないものと考えている。

考慮している領域において各種の岩質が見られる場合には、各方向の浸透率を熱伝導率の場合と同様の方法で求めている(Fig. 3-44)。

### 3. 4. 3. 3 相対浸透率

相対浸透率は、油層工学の分野では飽和率の関数として表すのが一般的である。しかし、相対浸透率は、間隙の構造、岩石の変形履歴、接触角、表面張力、各相間の密度差等の影響を受ける(Kaviany, 1991)ために、間隙の構造が時間と共に変化していく状況を扱う圧密過程では、相対浸透率も飽和率のみの関数ではなく、間隙率のような変形量を表す物理量の関数としても考慮する必要がある。

ここでは、相対浸透率を水飽和率と絶対浸透率の関数として表すことを試みる。前節の議論より、絶対浸透率は岩質および間隙率の関数となっているので、相対浸透率も間隙率および岩質の関数として表すことになる。このような手法による相対浸透率のモデル化はOkui and Waples(1993)によって行われており、その有効性が示されている。さて、相対浸透率を水飽和率および絶対浸透率の関数として示しているデータとしてMorgan and Gordon(1970)のものがある。ここでは、それらのデータから、比較的均質な岩石のデータを抽出し、Fig. 3-50に示されている相対浸透率の形を決める3つのパラメータを求めた。まず、石油相が流動をはじめることができるようになる値(残留油飽和率 $S_{wc}$ )および水相が流動することができなくなる値(不動水飽和率 $S_{win}$ )と絶対浸透率の関係を求めるとFig. 3-51のようになる。さらに、不動水飽和率の値における石油相の相対浸透率の値( $k_{ro,max}$ )とその時の浸透率との関係をFig. 3-52の様にモデル化する。このようなデータを用い、石油相の相対浸透率は、プロットを比較的よく説明する

$$k_{ro} = \left( \frac{S_{wc} - S_w}{S_{wc} - S_{win}} \right)^3 \quad (3.131)$$

の式を採用し、Fig. 3-51およびFig. 3-52を用いて絶対浸透率から求めた値を用いて相対浸透率を計算する。ところで、水相の相対浸透率は、Fig. 3-53に見られるように、浸透率が小さくなるほど小さくなる傾向が見られ、ここでは、その傾向は、

$$k_{rw} = S_w^n \quad (3.132)$$

で表されるとしている。ここに、 $n$ :定数、である。そこで、Morgan and Gordon(1970)の水相の相対浸透率のデータに関して、(3.132)式を用いた各浸透率における相対浸透率曲線の最小二乗近似から定数の値を求め、定数 $n$ と絶対浸透率の関係を求めた(Fig. 3-54)。実際にはFig. 3-



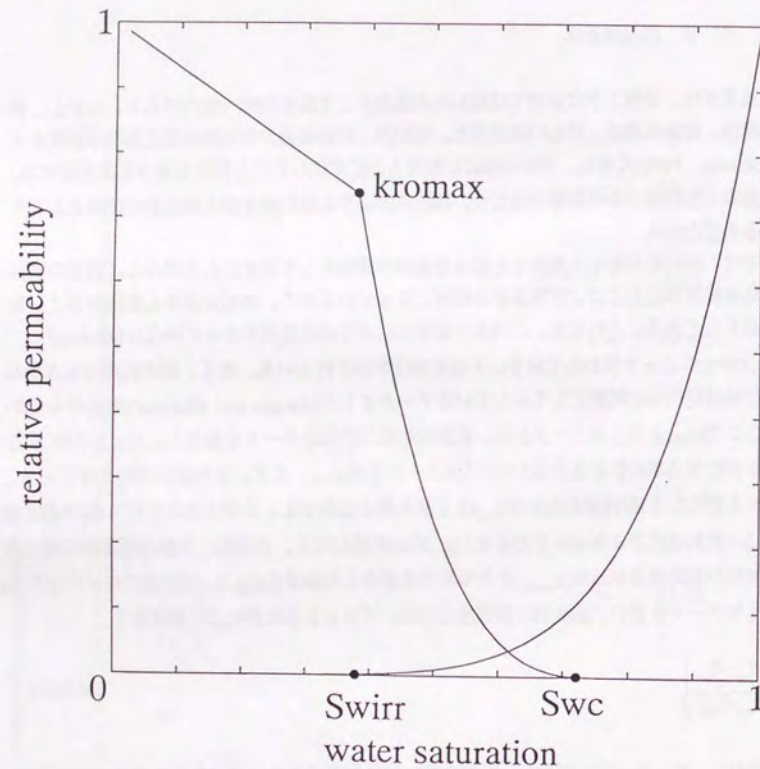


Fig. 3-50 Example of relative permeability curves for oil and water in a rock. See text for the explanation of the abbreviations used in the figure.

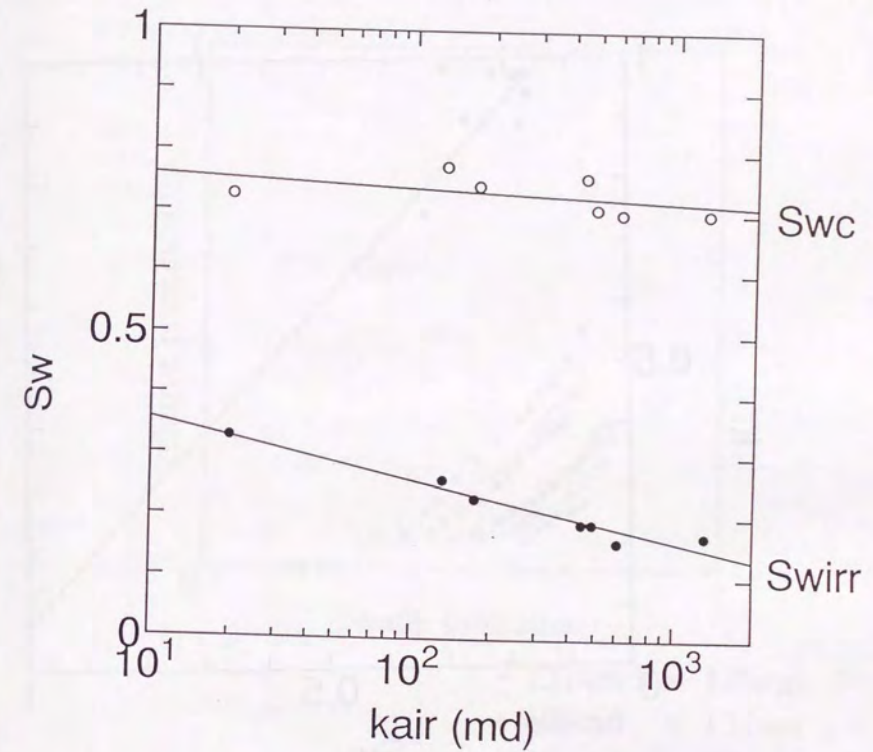


Fig. 3-51 Relationship between intrinsic permeability and critical water saturation (open circles), and irreducible water saturation (solid dots) of clean sandstones. Data after Morgan and Gordon(1970).



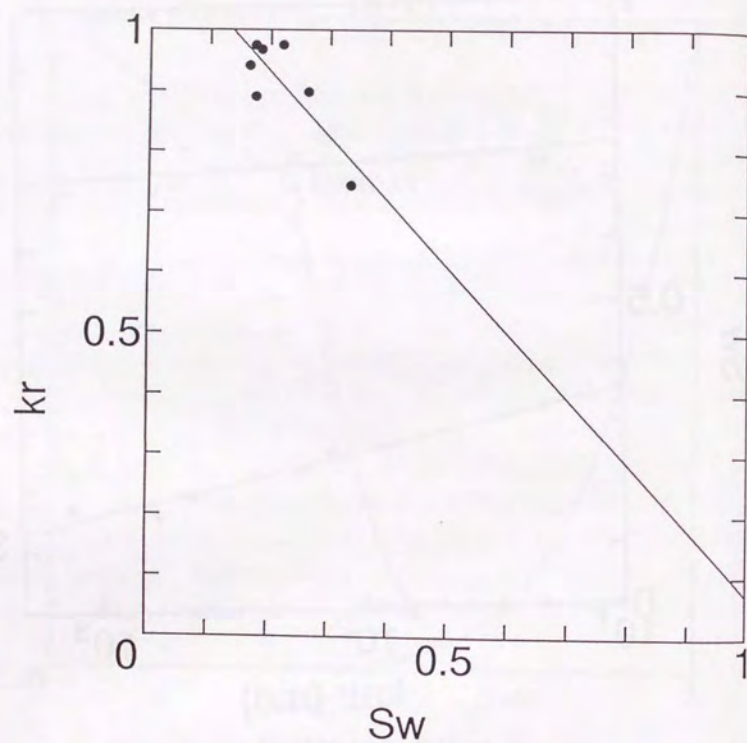


Fig. 3-52 Relationship between relative permeability of oil phase at irreducible water saturation and the irreducible water saturation of clean sandstones. Data after Morgan and Gordon (1970).

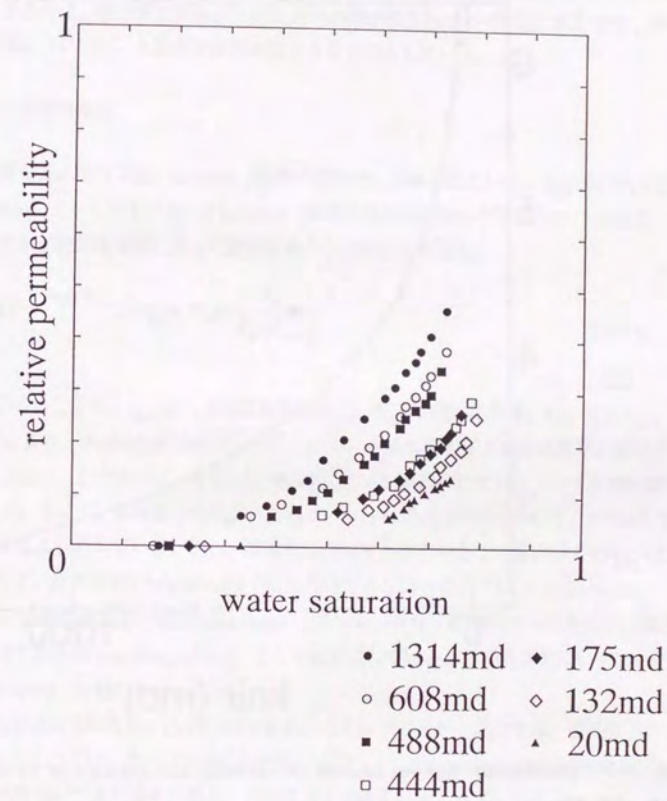


Fig. 3-53 Relationship between water saturation and relative permeability of water phase of clean sandstones (Morgan and Gordon, 1970).



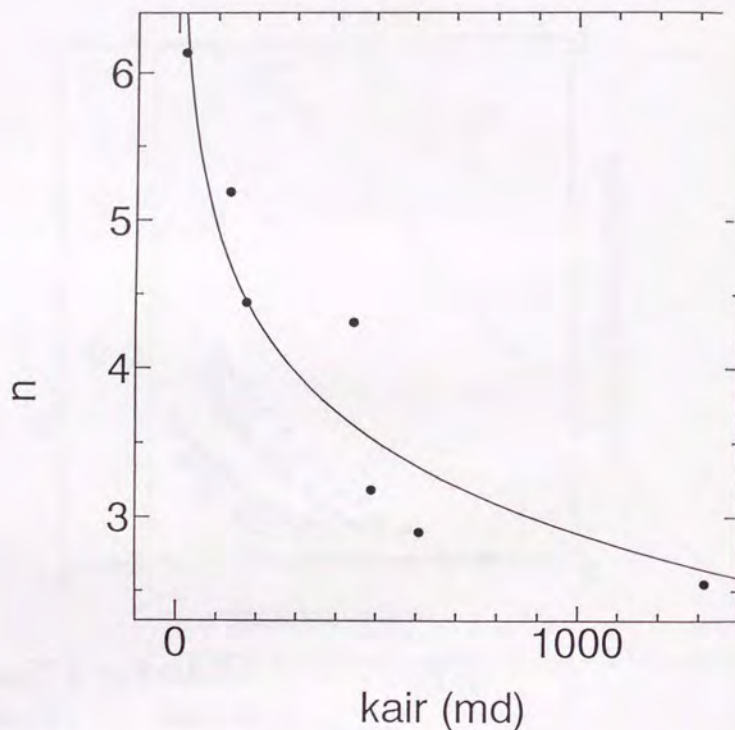


Fig. 3-54 Relationship between intrinsic permeability and constant 'n' of equation (3.132). Data after Morgan and Gordon(1970).

54を用いて、各々の絶対浸透率の値における定数の値を求め、(3.132)式から水相の相対浸透率を計算することになっている。このような方法によって求められた相対浸透率曲線と実際のデータとの比較はFig. 3-55に示されている。この方法によって、各絶対浸透率における相対浸透率曲線を求めたものがFig. 3-56である。ここでは、不動水飽和率よりも残留油飽和率が小さくならないようにするために、絶対浸透率がある値以下の相対浸透率はすべて同じ形で表す。泥質岩の相対浸透率については、上記の方法が外挿できるものとしている。

#### 3. 4. 3. 4 毛細管圧力

貯留岩の毛細管圧力に関しては、Leverett J関数が経験的に用いられている。BASIN3D2Pでは、Kaviany(1991)によって示されているLeverett J関数が泥質岩においても成り立つと仮定して、不動水飽和率が絶対浸透率によって変化するように関数を修正し、

$$P_c = \frac{\gamma_{w-o}}{\left(\frac{K}{\phi}\right)^{1/2}} \left[ a_{pc} \{1 - e^{-b_{pc}(1-S_{wir})}\} + c_{pc}(1-S_w) + \frac{d_{pc}}{S_w - S_{wir}} \right] \quad (3.133)$$

という形にしている。ここに、 $\gamma_{w-o}$ :水-石油系の表面張力、 $S_{wir}$ :不動水飽和率、 $a_{pc}$ 、 $b_{pc}$ 、 $c_{pc}$ 、 $d_{pc}$ :定数、である。また、Archie(1950)のデータを用いて、不動水飽和率と絶対浸透率の関係を求めている(Fig. 3-57)。この関係は、石油公団(1993)によって求められているデータと調和的である(Fig. 3-57)。ここで、表面張力の温度依存性は、Schowalter(1979)に従って、1°Fあたり0.1dyne/cm減少するようにしている。但し、高温では表面張力がどのように変化していくかはよくわかっておらず、表面張力が5dyne/cm以下には外挿できないとされている(Schowalter, 1979)。ここでは、表面張力の最小値を5dyne/cmとしている。また、表面張力の圧力依存性は非常に小さいとされており(Schowalter, 1979)、ここでは無視している。この時点で用いている毛細管圧力曲線の例をFig. 3-58に示す。

ガスが生成した場合についても、(3.133)式が成り立つとしているが、ここでは、表面張力の値が変わってくる。ここでは、水-ガス系の表面張力に関して、Schowalter(1979)に示されている関係(Fig. 3-59)を用いてその値を計算し、表面張力を求めている。

#### 3. 4. 4 物性を表現する定数の基準値の設定

以上述べてきた物性には、様々な定数が用いられている。BASIN3D2Pにおいては、現時点で公表されているデータを用いて物性計算に用いる各種パラメータ(定数値)の基準値を設定している。これらの定数の基準値はTable 3-11に示されている。



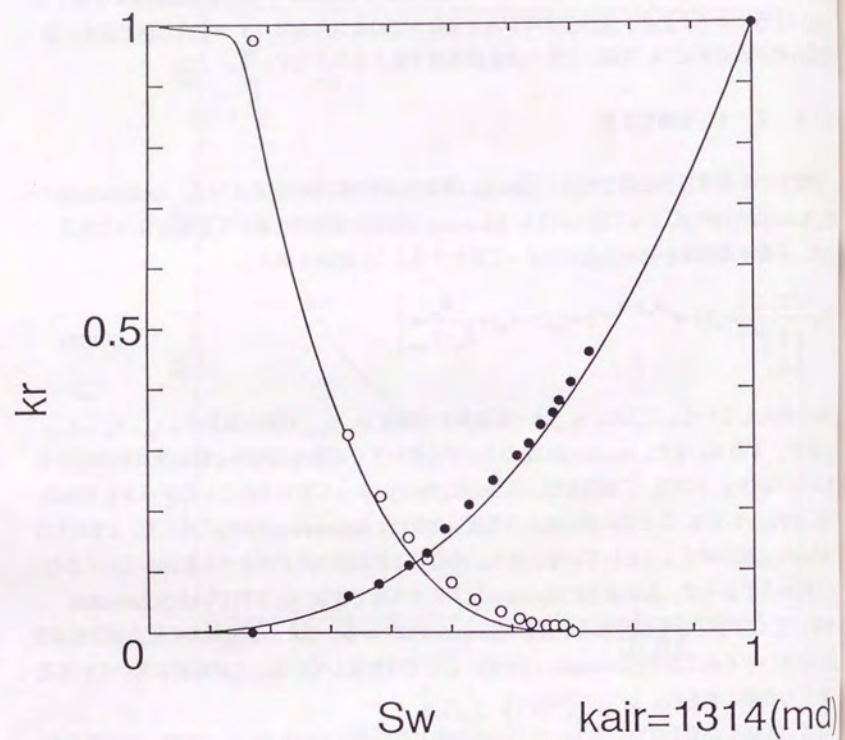


Fig. 3-55 Comparison between modelled (lines) and measured (dots) relative permeability curves. Measured data after Morgan and Gordon(1970).

(a) Results of the sandstone of which intrinsic permeability is 1314(md).

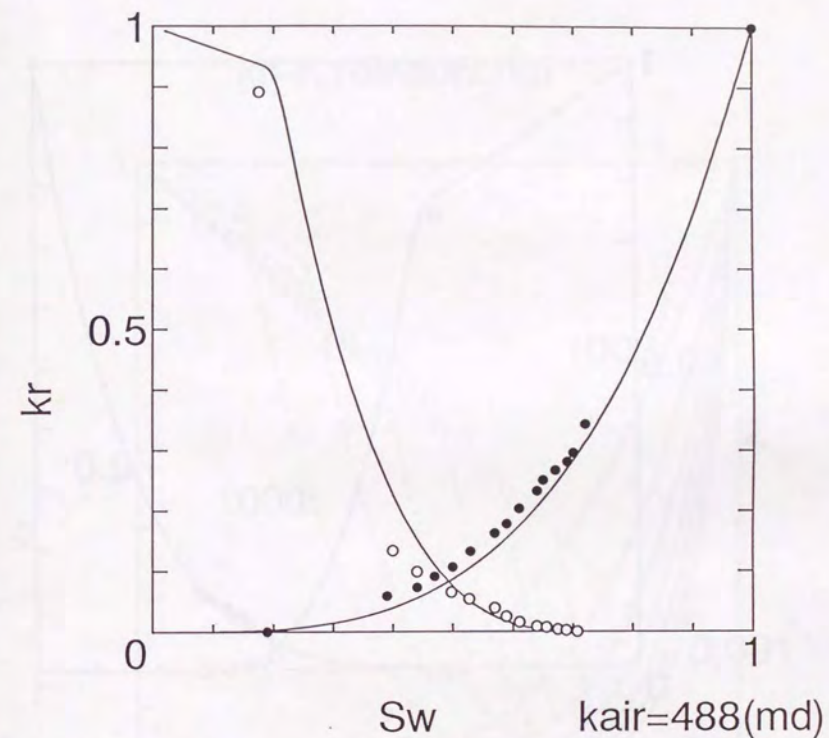


Fig. 3-55 Continued.

(b) Results of the sandstone of which intrinsic permeability is 488(md).



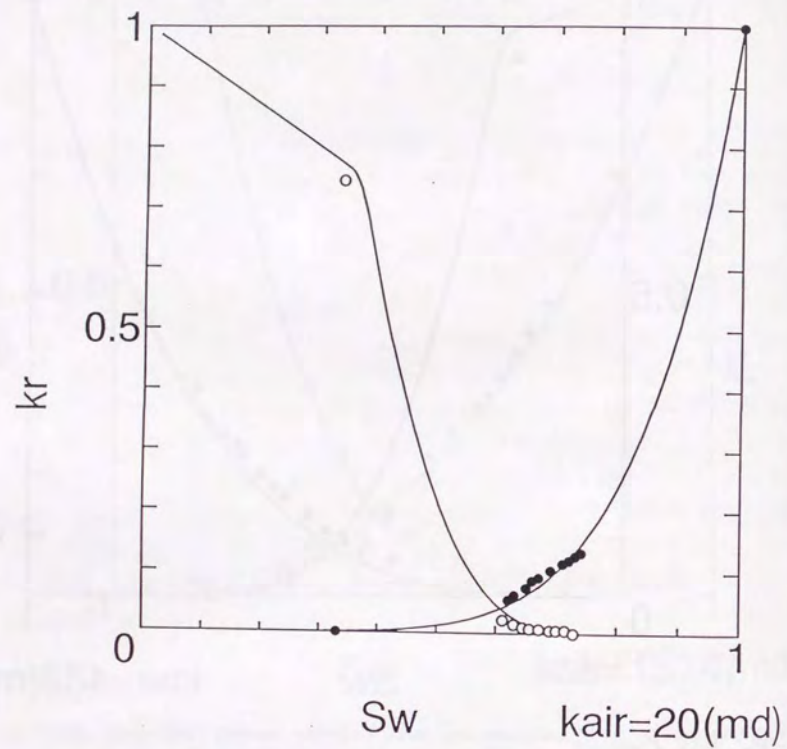


Fig. 3-55 Continued.

(c) Results of the sandstone of which intrinsic permeability is 20(md).

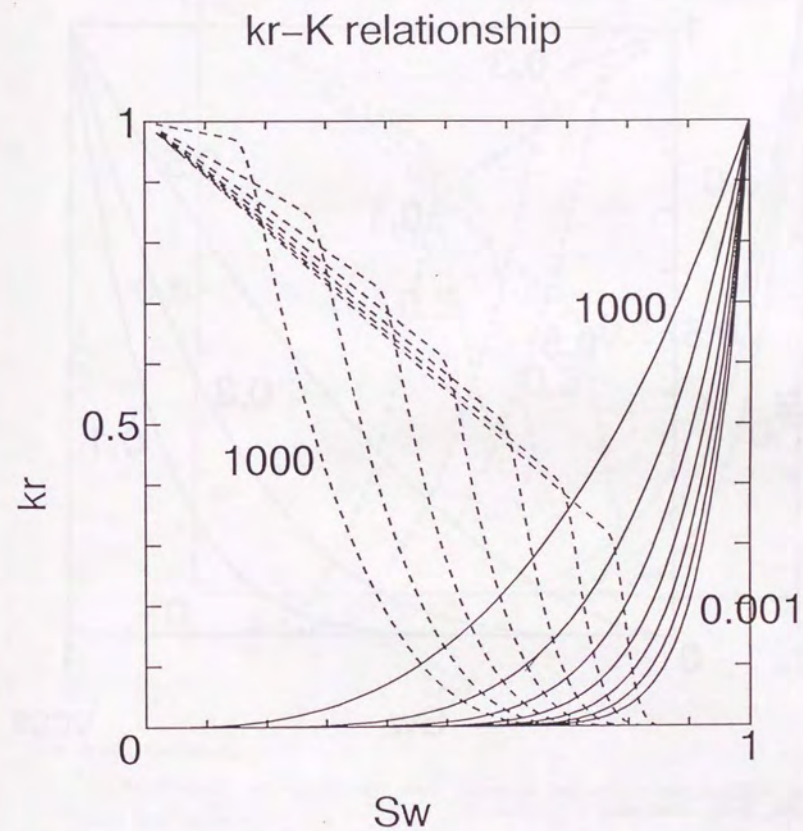


Fig. 3-56 Relative permeability curves of rocks as a function of water saturation and intrinsic permeability.

(a) Relationships among intrinsic permeability, water saturation and relative permeability.



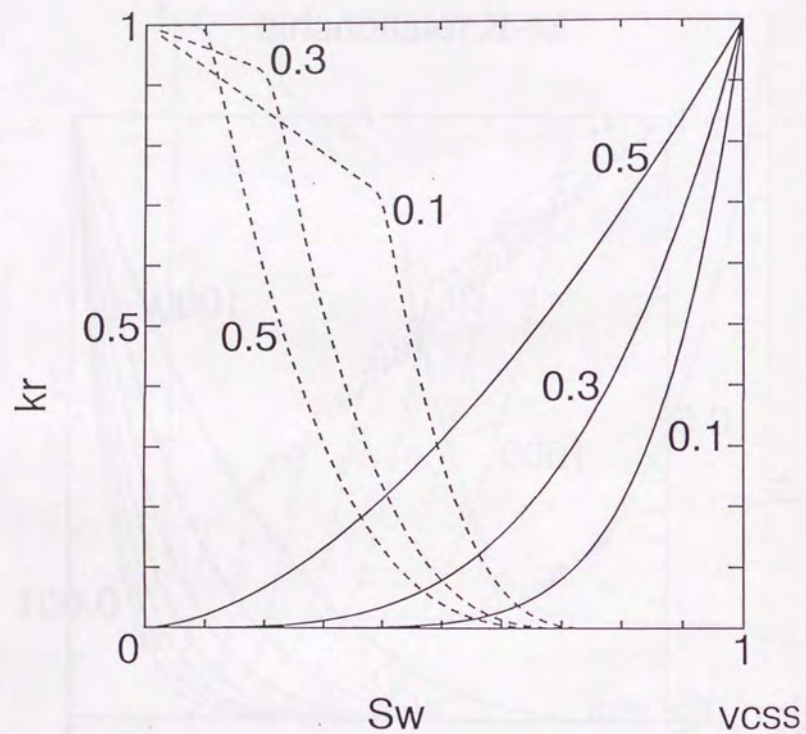


Fig. 3-56 Continued.

(b) Relationships among porosity, water saturation and relative permeability for very coarse sandstones.

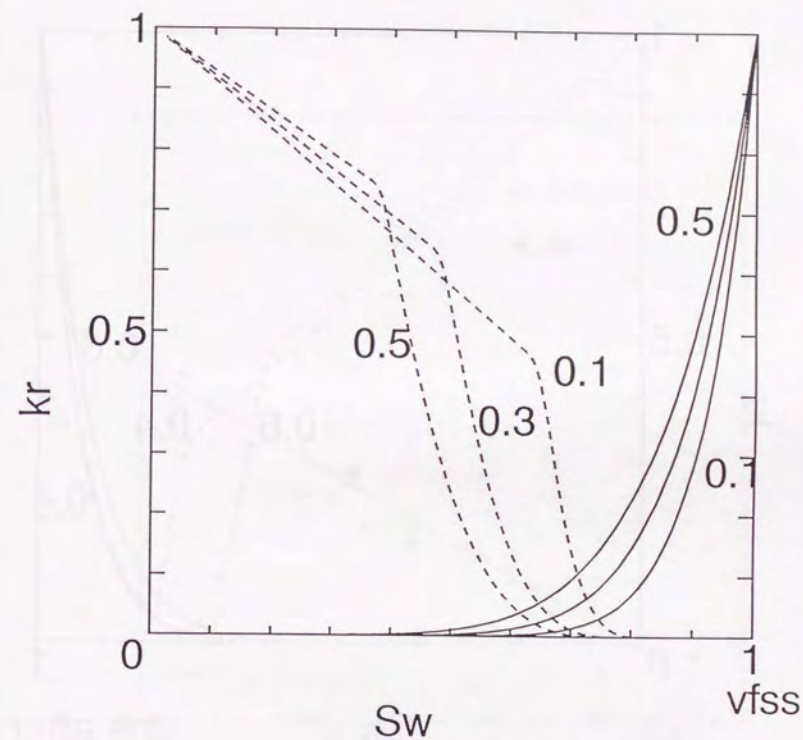


Fig. 3-56 Continued.

(c) Relationships among porosity, water saturation and relative permeability for very fine sandstones.



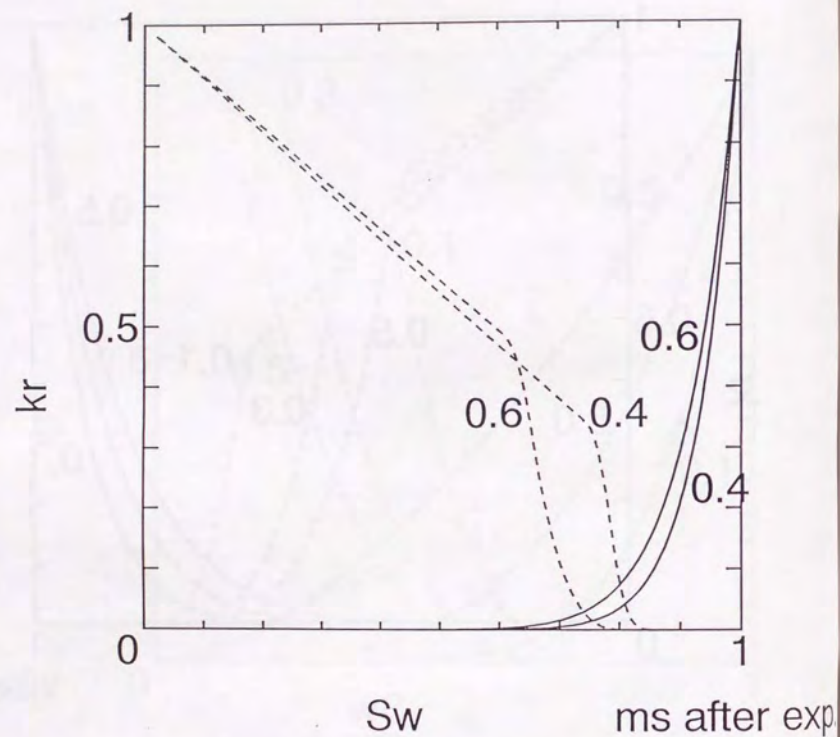


Fig. 3-56 Continued.

(d) Relationships among porosity, water saturation and relative permeability for mudstones.

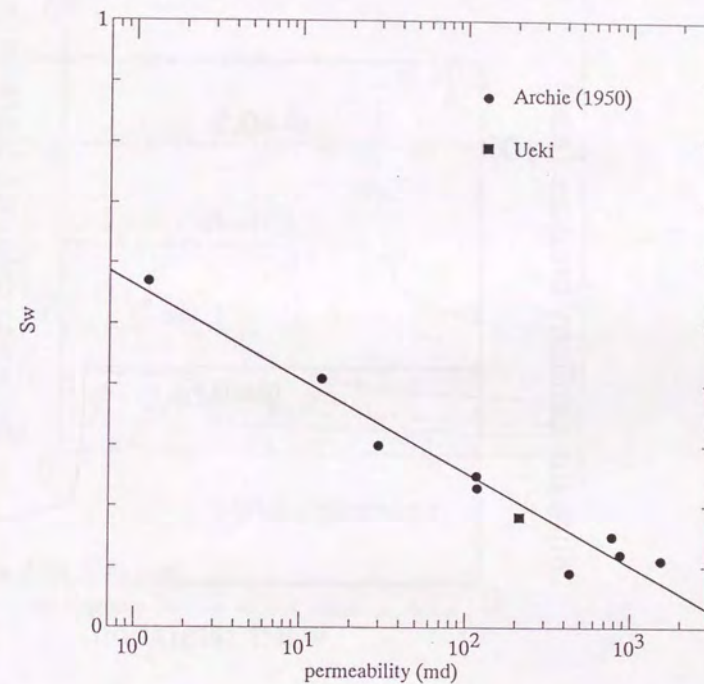


Fig. 3-57 Relationship between intrinsic permeability and irreducible water saturation obtained from mercury injection porosimetry. Dots indicate sandstone without cementation (Archie, 1950) and solid square indicates sandstone data after the Japan National Oil Corporation(1993).



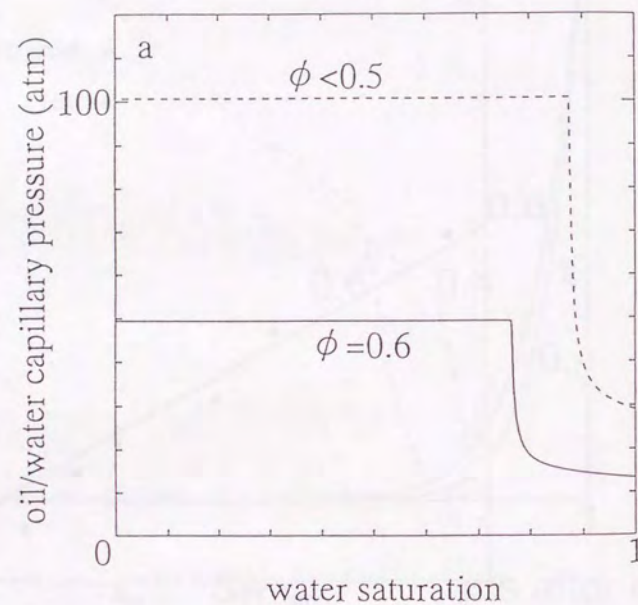


Fig. 3-58 Capillary pressure of rocks as a function of water saturation and porosity. Temperature is set as 5°C in this diagram.

(a) Capillary pressure of mudstones.

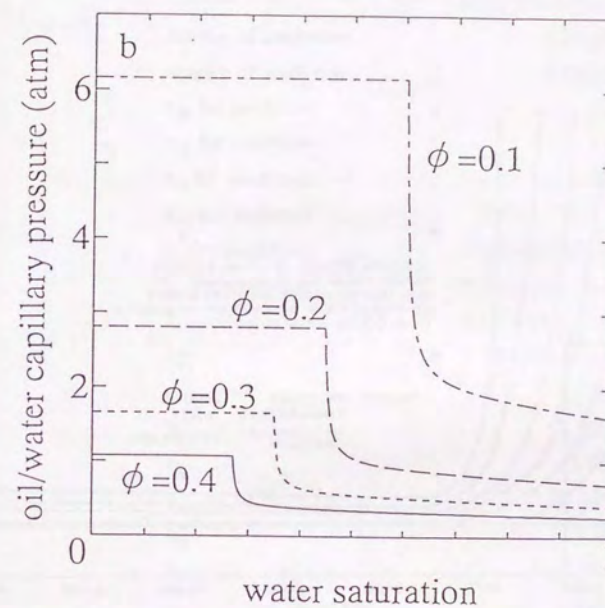


Fig. 3-58 Continued.

(b) Capillary pressure of very coarse sandstone.



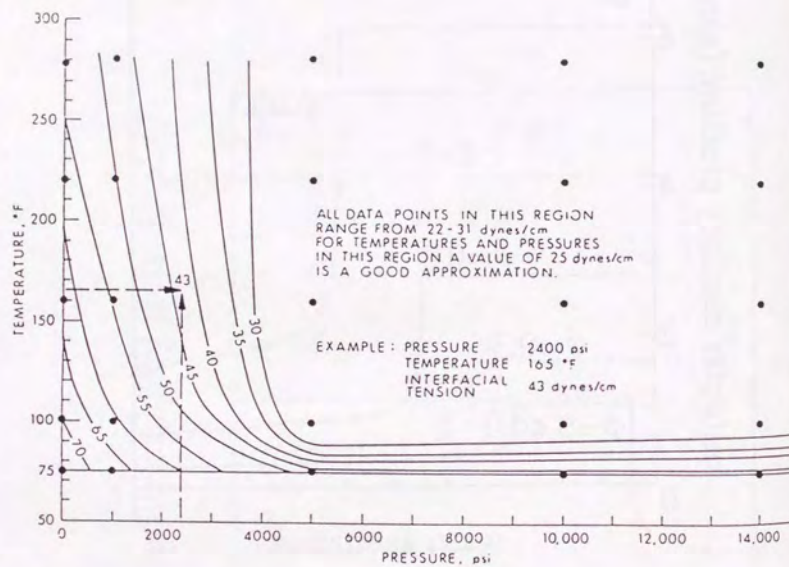


Fig. 3-59 Nomograph to estimate methane-water interfacial tension at different temperature and pressures (Schowalter, 1979). Dots indicate experimental data and lines indicate extrapolated curves.

Table 3-11 Default values of constants to obtain physical properties of fluid, solids, and fluid/solid systems.

density of sandstone	2.65(g/cm <sup>3</sup> )
density of mudstone	2.72(g/cm <sup>3</sup> )
$a_{cp}$ for sandstone	0.108*
$b_{cp}$ for sandstone	0.155*
$a_{cp}$ for mudstone	9.28E-2*
$b_{cp}$ for mudstone	0.182*
$\lambda_t$ for sandstone	1.48E-3(Kcal/m/s/K)
$\lambda_t$ for mudstone	5.60E-4(Kcal/m/s/K)
$\lambda_w$	1.43E-4(Kcal/m/s/K)
$\lambda_o$	3.19E-5(Kcal/m/s/K)
$a_\lambda$	3.58E+2**
$b_\lambda$	3.25E-4**
$c_\lambda$	6.8E-4**
$\gamma_{w-o}$ at 70°F	3.0E-2(N/m)
$a_{pc}$	0.364***
$b_{pc}$	40.0***
$c_{pc}$	0.221***
$d_{pc}$	0.005***

\*Unit of specific heat is set as Kcal/kg/K.

\*\*Unit of thermal conductivity is set as Kcal/m/s/K.

\*\*\*Unit of capillary pressure is set as Pa.



## 3. 5. BASIN3D2Pにおける連成解析手法

## 3. 5. 1 はじめに

3. 3節で述べた要素プロセスの支配方程式を数値的に解くことによって、堆積盆内における油田形成過程をシミュレートすることができる。ここでは、数値解析手法の詳細について記述する。

## 3. 5. 2 数値解析における諸条件

BASIN3D2Pにおいては、炭化水素の生成は、各タイムステップにおいて陽的に解くことにしている。主たる支配方程式は、(3.9)(3.79)(3.80)(3.104)の4式となる。また、未知数は、空間各点における温度( $T$ )・水飽和率( $S_w$ )・間隙水圧( $P_w$ )・格子厚さ( $X$ )である。

ここでは、まず、各々の方程式におけるパラメータがどの未知数の関数として表されているかについて記述する。

間隙率 $\phi$ は、

$$\phi = \phi(X) = 1 - (1 - \phi_0) \frac{X_0}{X} \quad (3.134)$$

と表される。ここに、 $X_0$ :初期格子厚さ、である。この式は、各格子における固体粒子の体積が保存されることを示すものである。同様に、各岩質においても、

$$\phi_i = \phi_i(X) = 1 - (1 - \phi_{oi}) \frac{X_{oi}}{r_i X} \quad (3.135)$$

となる。ここに、 $X_{oi}$ :堆積時における各岩質の厚さ、である。

$r_i$ は、格子内の各堆積物の体積比であるので、堆積物が圧密していくに従って変化していく値であるが、ここでは、各タイムステップにおいては、 $r_i$ は定数であるとし、計算が収束した時点において、各岩質の間隙率から次式

$$r_i = \frac{X_i}{X} = \frac{\frac{1 - \phi_{oi}}{1 - \phi_i} X_{oi}}{\frac{1 - \phi_0}{1 - \phi} X_0} \quad (3.136)$$

を用いて、次のタイムステップの $r_i$ を求めるようにしている。

流体の流動方程式に用いられているパラメータは、3. 4節における議論に基づいて、次の

ように各未知数の関数として与えている。

$$K = K(X) \quad (3.137)$$

$$k_{ri} = k_{ri}(S_{wi}, X) \quad (3.138)$$

$$\mu_i = \mu_i(P_i, T) \quad (3.139)$$

$$B_i = B_i(P_i, T) \quad (3.140)$$

$$\Phi_i = \Phi_i(P_i, X) \quad (3.141)$$

ここに、 $i=w, o$  or  $g$ (水、石油もしくはガス)である。ここで、石油(ガス)相・水相の圧力の間には、(3.72)式に示された関係が成り立っている。従って、石油の物性は、石油相の圧力の関数となっているが、これは、実際には、(3.72)式を用いて水相の圧力の関数として取り扱うことになる。

エネルギー保存則に用いられているパラメータについては、以下のように考える。まず、エンタルピーは、水・石油に関して、比熱 $C_{pi}$ から、

$$h_i(P, T) = \int_{T_0}^T C_{pi}(P, T) dT \quad (3.142)$$

で求められ、さらに、(3.94)式を用いて内部エネルギーを求める。ここに、 $T_0$ :基準状態での温度、 $i=w, o$  or  $g$ (水、石油もしくはガス)、である。固体粒子に関しては、体積が変化しないので、比熱 $C_{pr}$ を用いて、

$$U_s(T) = \int_{T_0}^T C_{pr}(T) dT \quad (3.143)$$

で内部エネルギーを求める。即ち、流体に関しては定圧比熱を用い、固体粒子に関しては、定積比熱を用いているということである。従って、各々のパラメータは、次のような関数として与えることになる。



$$h_i = h_i(P_i, T) \quad (3.144)$$

$$\lambda = \lambda(X, T, S_w) \quad (3.145)$$

$$U_i = U_i(P_i, T) \quad (3.146)$$

$$U_s = U_s(T) \quad (3.147)$$

ここに、 $i=w, o$  or  $g$ (水、石油もしくはガス)である。

境界条件は、一般的な計算においては、次のように与えている。

- 1) 流体流動に関して、基盤岩との境界は閉境界とし、海底面では、定圧境界(各タイムステップにおける海底面深度における圧力)を表現するために、ダミーセルを設ける。
- 2) 熱の移動に関して、海底面は定温境界とし、基盤岩との境界での熱流量を入力値とする。
- 3) 側方境界は、流体流動・熱の移動に関して共に閉境界とする。

さらに、初期条件は、各タイムステップにおいて新しく堆積した格子に対して与えてやればよいが、これについては、間隙水圧は堆積深度に応じた静水圧、温度はその深度における水温、初期水飽和率は、初期ビュメン量がわかる場合にはそれに応じた値、わからない場合には水で間隙がすべて飽和されているとして初期水飽和率を1、としている。

### 3. 5. 3 連成解析手法の詳細

#### 3. 5. 3. 1 支配方程式の残差形式での表現

(3.9)(3.79)(3.80)(3.104)の4式は、BASIN3D2Pでは、有限差分法を用いた同時完全陰解法により解かれる。今、考慮している空間を、 $N$ 個の格子に分割する。各格子につき、4つの支配方程式が成立することから、合計 $4N$ 個の非線形連立方程式を解くことになる。ここで、数値計算における取り扱いの簡便さを考慮して、4式を次の残差形式におく。

$$R_1 = \sigma - (\sigma' - P_w) = 0 \quad (3.148)$$

$$R_2 = \nabla \left( \frac{Kk_{rw}}{\mu_w B_w} \nabla \Phi_w \right) + \frac{q_w}{B_w} - \frac{S_w}{(1-\phi)B_w} \frac{d\phi}{dt} - \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{S_w}{B_w} \right) = 0 \quad (3.149)$$

$$R_3 = \nabla \left( \frac{Kk_{ro}}{\mu_o B_o} \nabla \Phi_o \right) + \frac{q_o}{B_o} - \frac{1-S_w}{(1-\phi)B_o} \frac{d\phi}{dt} - \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{1-S_w}{B_o} \right) = 0 \quad (3.150)$$

$$R_4 = \nabla \left( \frac{\rho_{stw} h_w Kk_{rw}}{\mu_w B_w} \nabla \Phi_w \right) + \nabla \left( \frac{\rho_{sto} h_o Kk_{ro}}{\mu_o B_o} \nabla \Phi_o \right) + \nabla (\lambda \nabla T) + Q - \frac{\rho_{stw} S_w U_w}{(1-\phi)B_w} \frac{d\phi}{dt} - \phi \frac{d}{dt} \left( \frac{\rho_{stw} S_w U_w}{B_w} \right) - \frac{\rho_{sto} (1-S_w) U_o}{(1-\phi)B_o} \frac{d\phi}{dt} - \phi \frac{d}{dt} \left\{ \frac{\rho_{sto} (1-S_w) U_o}{B_o} \right\} - \rho_s (1-\phi) \frac{dU_s}{dt} = 0 \quad (3.151)$$

BASIN3D2Pにおいては、格子はブロック中心格子を採用している。数値計算においては、考慮している空間を有限の格子に分割し、上記の4式が、各タイムステップにおいてすべての格子においてほぼ満足されている場合に解が得られたこととする。

#### 3. 5. 3. 2 トランスミッシビリティの重み付け

流体および熱の移動を考慮する場合、即ち、(3.149)(3.150)(3.151)式を計算する場合は、トランスミッシビリティを導入することが数値計算上有効である。トランスミッシビリティは以下のように定義される。

$$T_{ij} = \frac{Kk_{ri}}{\mu_i B_i} \quad (3.152)$$

$$T_{ih} = \frac{\rho_{sti} h_i Kk_{ri}}{\mu_i B_i} \quad (3.153)$$

$$T_{cond} = \lambda \quad (3.154)$$

ここに、 $T_{ij}$ : 流動に関するトランスミッシビリティ、 $T_{cond}$ : 熱伝導に関するトランスミッシビリティ、であり、 $i=w, o$  or  $g$ (水、石油もしくはガス)であり、 $j=f, h$ (流体移動、熱移動)である。流体流動、熱移動に関する式においては、格子間の移動速度は、トランスミッシビリティと隣り合う格子間のポテンシャル差もしくは温度差の掛け算として評価される。トランスミッシ



ビリティーは水飽和率・流体圧力・温度の関数であり、それらの変化に大きく依存する。最も自然な格子間トランスミッシビリティーの取り方は、隣り合う格子におけるトランスミッシビリティーの平均を取る場合である。しかし、この方法は、しばしば解の不安定性を招くことが知られており、通常は風上法が用いられる(例えば、日本機械学会, 1988)。BASIN3D2Pでは、一点上流重み付けを採用している。この場合、格子 $j$ と $j+1$ の間のトランスミッシビリティーは以下のようになる。

$$T_{ij,j+\frac{1}{2}} = \begin{cases} \frac{X_j + X_{j+1}}{K_j + K_{j+1}} \frac{k_{rj}}{\mu_{ij} B_{ij}} & (\Phi_j \geq \Phi_{j+1}) \\ \frac{X_j + X_{j+1}}{K_j + K_{j+1}} \frac{k_{rj+1}}{\mu_{i,j+1} B_{i,j+1}} & (\Phi_j < \Phi_{j+1}) \end{cases} \quad (3.155)$$

$$T_{ih,j+\frac{1}{2}} = \begin{cases} \frac{X_j + X_{j+1}}{K_j + K_{j+1}} \frac{\rho_{sat} h_{ij} k_{rj}}{\mu_{ij} B_{ij}} & (\Phi_j \geq \Phi_{j+1}) \\ \frac{X_j + X_{j+1}}{K_j + K_{j+1}} \frac{\rho_{sat} h_{i,j+1} k_{rj+1}}{\mu_{i,j+1} B_{i,j+1}} & (\Phi_j < \Phi_{j+1}) \end{cases} \quad (3.156)$$

$$T_{cond,j+\frac{1}{2}} = \frac{X_j + X_{j+1}}{\frac{X_j}{\lambda_j} + \frac{X_{j+1}}{\lambda_{j+1}}} \quad (3.157)$$

### 3. 5. 3. 3 非線形性の取り扱いと行列方程式の解法

各格子において(3.148)(3.149)(3.150)(3.151)式が成り立つことから、数値計算においては4N個の非線形連立方程式を解くことになる。

非線形な方程式を解く場合には、一般に反復計算を用いる場合が多い。ここでも、Newton-Raphson法を用いている。Newton-Raphson法による非線形方程式 $f(x)=0$ の解の算出方法は以下のとおりである。

(1) 解の初期推定値を $x^0$ とする。

(2)  $x^0$ における $f(x)$ の導関数 $f'(x^0)$ を計算する。

(3)  $x^0$ における $f(x^0)$ を計算する。

(4) 新しい推定値 $x^1$ を次の式から求める。

$$f(x^0)(x^1 - x^0) = -f(x^0) \quad (3.158)$$

$$x^1 = x^0 - \frac{f(x^0)}{f'(x^0)} \quad (3.159)$$

(5) 同様にして、 $v$ 回目の推定値から $v+1$ 回目の推定値を次の式から求める。

$$f'(x^v)(x^{v+1} - x^v) = -f(x^v) \quad (3.160)$$

(6) 次の判定基準が満たされるまで反復を続け、満足された時点で打ち切る。

$$|x^{v+1} - x^v| \leq \epsilon \quad (3.161)$$

ここで、BASIN3D2Pにおいては未知数が複数個あるので $f(x_v)$ はマトリックスの形を取り $x$ と $f(x)$ はベクトルの形を取るが、実際のNewton-Raphson法の解法は以下のようになる。

各格子における未知数ベクトルを、

$$\bar{x}_{ijk} = (X_{ijk}, P_{w_{ijk}}, T_{ijk}, S_{w_{ijk}}) \quad (3.162)$$

とすると、 $v$ 反復段階におけるNewton-Raphson法の公式は、格子 $(i,j,k)$ につき次の形となる。

$$\begin{aligned} & A_{ijk,j-1} \bar{w}_{i-1,j,k}^T + A_{ijk,j-1} \bar{w}_{ij,j-1,k}^T + A_{ijk,j-1} \bar{w}_{ij,j,k-1}^T + A_{ijk,i} \bar{w}_{i,j,k}^T + A_{ijk,i+1} \bar{w}_{i+1,j,k}^T \\ & + A_{ijk,j+1} \bar{w}_{i,j+1,k}^T + A_{ijk,k+1} \bar{w}_{i,j,k+1}^T = -\bar{f}_{ijk}^T \end{aligned} \quad (3.163)$$

ここに、上付きの $T$ は転置ベクトルを表す。また、

$$A_{ijk,j-1} = \begin{pmatrix} \frac{\partial R_{1,ijk}}{\partial X_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{1,ijk}}{\partial P_{w_{i-1,j,k}}} & \frac{\partial R_{1,ijk}}{\partial T_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{1,ijk}}{\partial S_{w_{i-1,j,k}}} \\ \frac{\partial R_{2,ijk}}{\partial X_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{2,ijk}}{\partial P_{w_{i-1,j,k}}} & \frac{\partial R_{2,ijk}}{\partial T_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{2,ijk}}{\partial S_{w_{i-1,j,k}}} \\ \frac{\partial R_{3,ijk}}{\partial X_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{3,ijk}}{\partial P_{w_{i-1,j,k}}} & \frac{\partial R_{3,ijk}}{\partial T_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{3,ijk}}{\partial S_{w_{i-1,j,k}}} \\ \frac{\partial R_{4,ijk}}{\partial X_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{4,ijk}}{\partial P_{w_{i-1,j,k}}} & \frac{\partial R_{4,ijk}}{\partial T_{i-1,j,k}} & \frac{\partial R_{4,ijk}}{\partial S_{w_{i-1,j,k}}} \end{pmatrix}^v \quad (3.164)$$

である。格子を一次元化配列にし、一次元化配列における全格子の未知数ベクトルを、



$$\vec{r}_{ijk} = (R_{1,ijk}^v, R_{2,ijk}^v, R_{3,ijk}^v, R_{4,ijk}^v) \quad (3.165)$$

$$\vec{w}_{ijk} = \vec{x}_{ijk} - \vec{x}_{ijk}^v \quad (3.166)$$

$$\vec{x} = (\vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_p, \dots, \vec{x}_N) \quad (3.167)$$

のようにし、さらに、

$$\vec{w} = \vec{x} - \vec{x}^v \quad (3.168)$$

とする。ここで、上記の式を全格子につき並べ、七重対角行列方程式を形成すれば、一般形、

$$A\vec{w} = \vec{r} \quad (3.169)$$

となる。ここで、 $A$ はブロック七重対角行列であり、 $\vec{r}$ は全格子の残差ベクトル

$$\vec{r} = (-\vec{R}_1, -\vec{R}_2, \dots, -\vec{R}_p, \dots, -\vec{R}_N) \quad (3.170)$$

である。従って、新しい未知ベクトルは、

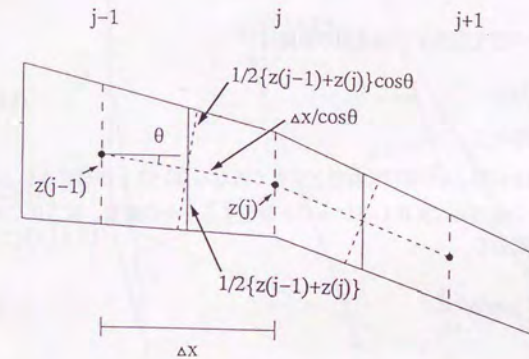
$$\vec{x} = \vec{x}^v + \vec{w} \quad (3.171)$$

により求められる。反復を進め、 $|\vec{w}|$ の最大成分 $|\leq e$  ( $e$ は小さな正の実数)となった時点で反復をやめ、そのときの解 $\vec{x}$ を方程式の解とする。なお、行列方程式は、前処理にNested factorization(Appleyard et al., 1983)を用いたOrthomin法(Vinsome, 1976)による汎用マトリックスソルバーSOLUTN(Tosaka, 1989)を使用している。

### 3. 5. 4 地層の変形に応じた格子の取り扱い

基盤の深度・堆積時の深度・堆積物の種類・堆積物の量は、各格子毎に違ってくることがしばしば起こりうる。その結果、差別的圧密がおこり格子の中心点深度が隣り合う格子で違ってくることがある。また、海底面深度・基盤位置の違いによる中心点深度の違いも見られる。このような場合には、一般的な差分法の格子分割法では対応できないために、変形した格子分割を用いる必要がある。BASIN3D2Pにおいては、以下のような方法を用いて対応している。

各格子における格子中心点深度が違っている場合を想定する(Fig. 3-60)。ここでは例としてX-Z断面を考慮している。まず、横方向の格子点深度および格子厚さが一定の場合には、横方向への流体の移動はトランスミッシビリティを用いると、



従って、横方向のtransmissibilityを  
 $T(j-1/2)$ とすると、移流項は

$$\frac{1}{2} \{z(j-1) + z(j)\} \Delta y \cdot T(j-1/2) \cos^2 \theta \frac{\Delta P}{\Delta x}$$

と表される。

Fig. 3-60 Method to calculate convection term for lateral directions. See text for details.



$$z(j) \cdot \Delta y \cdot T(j) \cdot \frac{1}{2} \frac{\Delta \Phi}{\Delta x_c} \quad (3.172)$$

と表される。ここに、 $z(j)$ :格子 $j$ におけるZ方向の格子厚さ、 $\Delta y$ :Y方向の格子厚さ、 $\Delta \Phi$ :X方向の格子間のポテンシャル差、 $\Delta x_c$ :X方向の格子中心点間の距離、である。Fig. 3-60に見られるように格子中心点・格子厚さが隣り合う格子間で違っている場合、格子中心点を結ぶ方向と水平方向とのなす角度を $\theta$ とすると、格子 $j-1$ と格子 $j$ の間を流体が移動する面積は、

$$\frac{1}{2} \{z(j-1) + z(j)\} \cos \theta \cdot \Delta y \quad (3.173)$$

となり、また、ポテンシャル差を評価する地点間の距離は、

$$\frac{\Delta x_c}{\cos \theta} \quad (3.174)$$

となる。堆積盆を考える場合には、 $\theta$ の値はそれほど大きくはならないことが想定されるので、トランスミシビリティの値自体は変化しないものと仮定する。その結果、横方向の流体の移動は、格子 $j-1$ と格子 $j$ に関して、

$$\frac{1}{2} \{z(j-1) + z(j)\} \cdot \Delta y \cdot T(j) \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \theta \frac{\Delta \Phi}{\Delta x_c} \quad (3.175)$$

と表される。熱の移動に関しても、上記の方法と全く同様の取り扱い方をしてやることが可能である。

### 3. 5. 5 境界や断層の形状に応じた格子の平面分割

実際の堆積盆地の三次元解析を行う場合には、境界の形状や断層の走向変化を表現するために、平面的には直角格子を変形させたような格子を用いることが必要となる。ここでは、BASIN3D2Pにおける対応を説明する。

変形させた格子を用いた場合問題になってくるのは、Z方向への移動を考える場合に必要なX-Y面での格子面積と、X(Y)方向への移動を考える場合に必要な格子中心点間の距離と、格子面積である。まず、X-Y面での格子面積であるが、これは、Fig. 3-61に示されているように、各格子の端点が決まっている場合、図に示されているように各辺および対角線の長さから以下のように求められる。ここで、

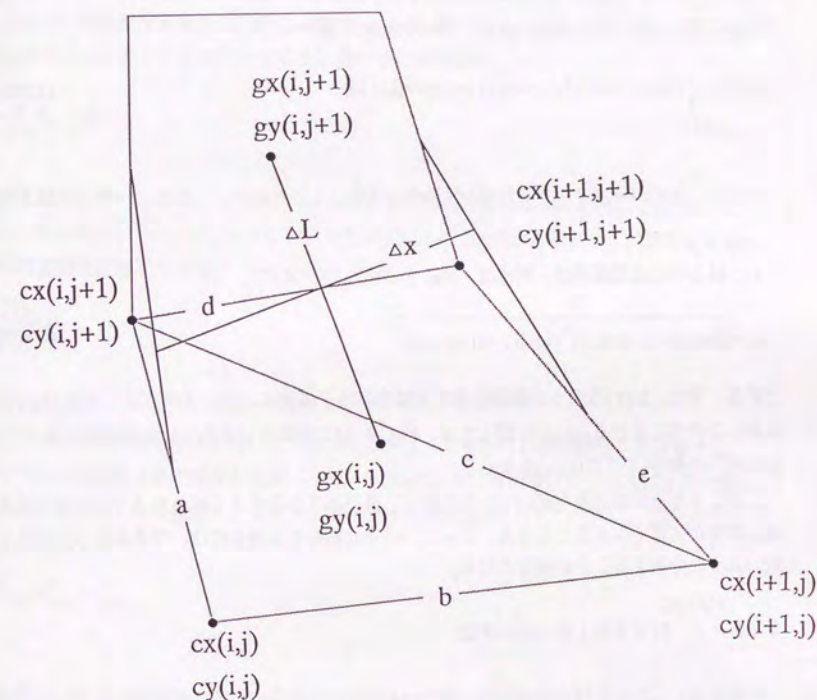


Fig. 3-61 Method to calculate area of fluid migration for vertical directions and convection term for lateral directions. See text for details.



$$s1 = \frac{a+b+c}{2}, \quad s2 = \frac{c+d+e}{2} \quad (3.176)$$

とすると、格子面積 $S$ は、

$$S = \sqrt{s1(s1-a)(s1-b)(s1-c)} + \sqrt{s2(s2-c)(s2-d)(s2-e)} \quad (3.177)$$

である。また、格子中心点 $(gx, gy)$ を、端点 $(cx, cy)$ の値から、

$$gx(i, j) = \frac{1}{4} \{cx(i, j) + cx(i+1, j) + cx(i+1, j+1) + cx(i, j+1)\} \quad (3.178)$$

$$gy(i, j) = \frac{1}{4} \{cy(i, j) + cy(i+1, j) + cy(i+1, j+1) + cy(i, j+1)\} \quad (3.179)$$

とし、格子中心点間距離は、例えば、Fig. 3-61の $\Delta L$ について、

$$\Delta L = \sqrt{\{gx(i, j+1) - gx(i, j)\}^2 + \{gy(i, j+1) - gy(i, j)\}^2} \quad (3.180)$$

とする。また、 $X(Y)$ 方向への移動を考える場合の格子面積は、(3.173)式によって求められているが、この式における $\Delta x(\Delta y)$ に関しては、Fig. 3-61の実線で示されている仮想的な格子を考え、各方向への長さ(ここでは $\Delta x$ )を求める。

このような近似の方法を用いているために、直交格子から大きく外れたような形状の場合には、誤差が大きくなることになる。従って、格子分割をする場合には、できるだけ直交格子に近いように分割することが重要となる。

### 3. 5. 6 収束性向上のための手法

堆積シミュレータは、その性格上フィールドスケール・地質学的時間を対象とした非線形現象を扱うために、本質的にそれらに起因する収束性の問題・計算時間の問題が発生してくる。BASIN3D2Pにおいては、以下の方法を用いてシミュレータの収束性向上を図っている。

#### 3. 5. 6. 1 初期推定値の設定

BASIN3D2Pにおいては、非線形連立方程式をNewton-Raphson法を用いて計算している。Newton-Raphson法を用いて非線形方程式を解く場合、収束性を向上させるためには初期推定値が十分に良いものであることが要請される。油層シミュレータにおいては、初期推定値とし

て一つ前のタイムステップにおける解を用いるのが一般的である。しかし、堆積シミュレータにおいては、堆積物の堆積・削剥にともない、埋没深度が変化するために、間隙率・間隙水圧が大きく変化してしまう。従って、一つ前のタイムステップの解を初期推定値とした場合には、収束性が良くない場合が多い。BASIN3D2Pでは、以下の方法を用いて初期推定値を設定している。

まず、格子厚さの初期推定値は以下のような計算を行う(Fig. 3-62)。一つ前のタイムステップにおける格子厚さおよび新しく堆積した堆積物を表す格子の厚さから、考慮している格子中心点の見かけの埋没深度を求める。即ち、各タイムステップに堆積した堆積物を表す格子の番号を $i$ ( $i$ は各タイムステップを表す)とすると、見かけの埋没深度 $z_{app}$ は、

$$z_{app} = \sum_{j=i+1} X_j + \frac{1}{2} X_i \quad (3.181)$$

となる。この値を用い、また、一つ前のタイムステップにおける計算結果を用いて $\beta$ ((3.23)式)を求め、これらを用いることによって、(3.33)(3.34)(3.37)(3.38)式から初期推定間隙率 $\phi_{ig}$ を求める。この時初期推定格子厚さは、

$$X_{ig} = \frac{1 - \phi_0}{1 - \phi_{ig}} X_0 \quad (3.182)$$

として求められる。

次に、この初期推定格子厚さを用いて、(3.181)式によって見かけの埋没深度を再計算する。この見かけの埋没深度と海底面深さを用いると、(3.20)式から、その深度における静水圧の値が求められる。ここで、一つ前のタイムステップにおける過剰間隙水圧 $P_w - P_{hy}$ から、間隙水圧の初期推定値を、

$$P_{wg} = P_{hyg} + P_{w_{i-1}} - P_{hy_{i-1}} \quad (3.183)$$

とする。

温度に関しては、(3.181)式によって得られた見かけの深度における温度として、一つ前のタイムステップにおいて求められた温度分布による各深度の温度を与える。

#### 3. 5. 6. 2 直線探索法を用いた修正Newton-Raphson法

前節にも述べたように、Newton-Raphson法においては、初期推定値が、解が収斂する領域に設定されることが必要になってくるが、これを見つけることはそれほど容易ではない。しかし、直線探索法を用いることによって、収斂領域を広げることが可能である(例えば、



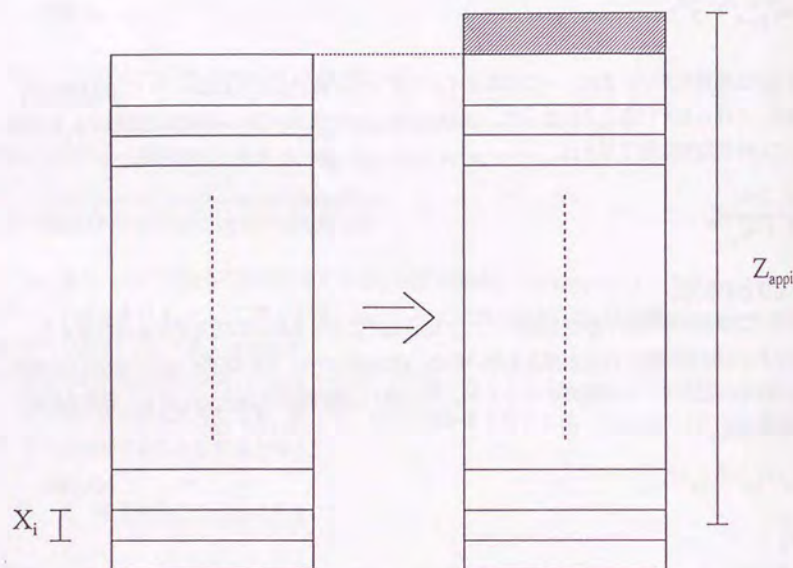


Fig. 3-62 Cartoon explaining the method to obtain initial guess of porosity, pore pressure and temperature. See text for details.

Matsumoto, 1991)。ここでは、Matsumoto(1991)に従って、今回採用した直線探索法を用いた修正Newton-Raphson法について説明する。

一般的なNewton-Raphson法については、3. 5. 3. 3節において説明している。直線探索法においては、 $v$ 回目の推定値から $v+1$ 回目の推定値を求めるときに、(3.171)式を用いるのではなく、以下の式を用いる。

$$\bar{x}^{v+1} = \bar{x}^v + \mu^v \bar{w}^v \quad (3.184)$$

上式において $\mu^v=1$ の場合は一般的なNewton-Raphson法である。また、解に十分近づいた場合には、 $\mu^v=1$ は修正Newton-Raphson法においても満たされる。しかし、 $\mu^v=1$ を用いた場合に、不適切な $\bar{x}$ が得られる場合には、修正Newton-Raphson法は、収束が可能になるように適当な $\mu^v$ を求める計算を行う。適当な $\mu^v$ を求めるためのアルゴリズムは多くのものが存在するが、ここでは、Matsumoto(1991)によって示されているものを用いる。BASIN3D2Pで用いているアルゴリズムはFig. 3-63に示されている。Newton-Raphson反復の初期段階においては、今回用いた方法では一般的なNewton-Raphson法よりも真の解を求めるに当たってより注意深く推定値を求めていることになる。この方法は、一般的なNewton-Raphson法よりも最終的には多くの繰り返し計算をすることになるが、BASIN3D2Pの様な堆積盆シミュレータにおいては比較的有效な方法であると考えられる。

### 3. 5. 6. 3 タイムステップの取り方の工夫

上述の様々な方法を用いた場合においても、堆積盆シミュレータでは100万年オーダーの計算をするために、数値計算上収束速度が非常に悪くなる場合が多々ある。このような場合には、タイムステップを短く切ってやることが有効である場合が多い。BASIN3D2Pにおいても、収束速度がある一定の値(これは問題毎に計算開始時に入力する)よりも遅くなった場合には、自動的にタイムステップを短く切るようにしている。また、タイムステップを短くした場合には、それに応じて比例的に、堆積速度を変化させるようにしている。

## 3. 6 バックストリップング法とフォワードモデリング

### 3. 6. 1 はじめに

本節では、堆積盆シミュレータを用いた計算を行う場合、データ取得のために必要なバックストリップングの方法とその結果を用いたフォワードモデリングについて、実際の坑井データを用いて説明を行う。用いた坑井はメキシコ湾のThe South Padre Island COST No.1井である。データはLerche(1990)のものを用いた。ただし、今回の計算では二相流体流動は考慮し



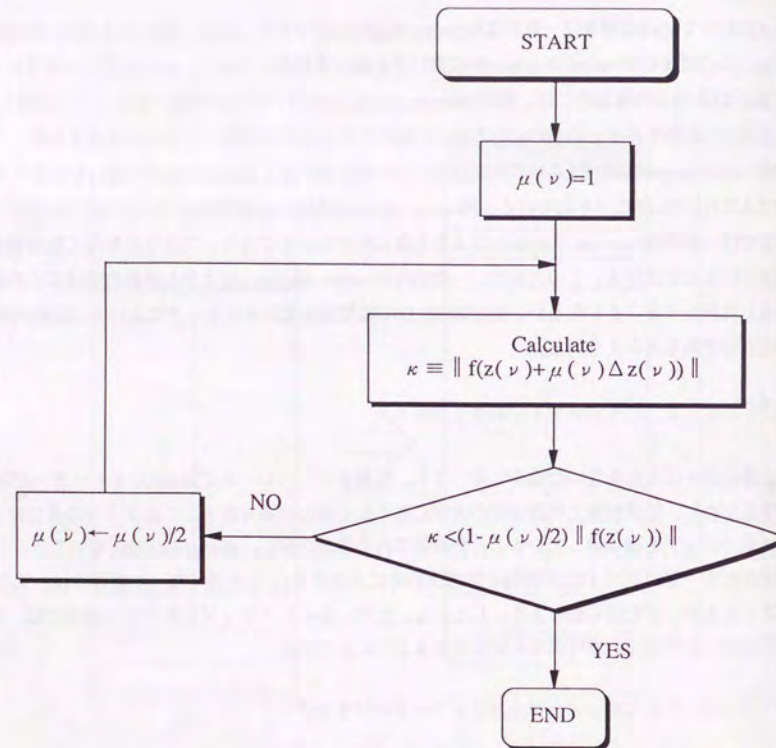


Fig. 3-63 Flow chart for the determination of reduction coefficient  $\mu(v)$  (Matsumoto, 1991).

ておらず、流体は水のみを考えている。

### 3. 6. 2 坑井データを用いたバックストリッピングとそのフォワードモデリング

#### 3. 6. 2. 1 モデル井の地質概要

##### 3. 6. 2. 1. 1 坑井の位置

The Continental Offshore Stratigraphic Test No.1 (COST No.1)井は、テキサス南部から40マイルほど沖合のSouth Padre Island Areaの1076-Lブロックに掘削されたものである(Fig. 3-64)(Lerche, 1990)。

##### 3. 6. 2. 1. 2 データベース

今回用いたデータベースは、Lerche(1990)がコンパイルしたものであり、オリジナルなデータソースはLerche(1990)に示されている。

##### 3. 6. 2. 1. 3 層序

ここでは、Lerche(1990)の記載に基づいて、本坑井の層序について概説する。

COST No.1井では、大部分の地層が灰色の海成泥岩層であり、それに所々シルト質砂岩と非常に薄い炭酸塩岩がわずかに含まれている。堆積年代は、中新世から更新世に亘っている。更新世の堆積物は、海底面から780mの深さまでであり、また、鮮新世の堆積物は、780mから1480mまでの深さに分布しており、さらに、中新世の堆積物は、1480mから掘止め深度(4800m)まで観察されており、より深いところまで分布していることが推定される。岩質は非常に均質であるので、今までの研究においては、地層の分類は、古生物学的なデータのみに基づいて行われている。堆積物の深度および堆積年代のデータはTable 3-12に示されている。

#### (1) 下部中新統

下部中新統の上限は4043mであり、これが本坑井で掘削された最も古い堆積物である。灰色の海成泥岩を主体とした地層であり、それにシルトサイズの粒子が含まれている。また、非常にまれに、炭酸塩岩の薄い挟みを含む。古生物学的データによると、下部中新統の堆積深度は、上部浅海堆積相(ecological Zone 3)である。

#### (2) 上部中新統



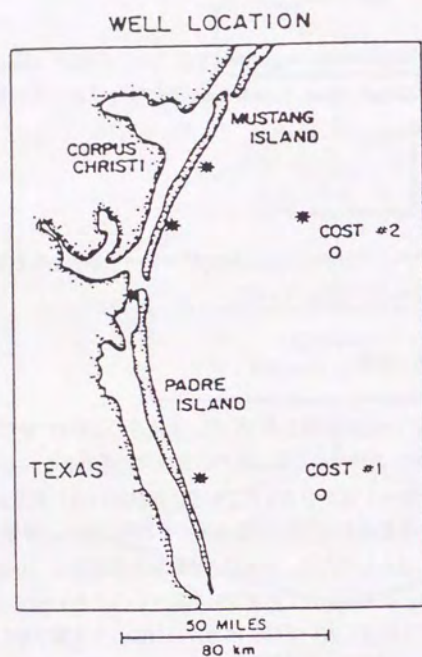


Fig. 3-64 Location map of COST well No.1, South Padre Island, offshore Texas, Gulf of Mexico (Lerche, 1990). Gas fields are shown as asterisks.

Table 3-12 Age and depth data of COST well No.1 (Lerche, 1990).

Layer No.	Depth (m)	Depth (ft)	Thickness (m)	Age (Ma)
1	65.53	215	65.53	0.1
2	294.12	965	228.59	1.2
3	431.27	1415	137.15	1.8
4	629.38	2065	198.11	2.5
5	812.25	2665	182.87	3.4
6	1086.56	3565	274.31	4.0
7	1421.82	4665	335.26	6.7
8	1604.69	5265	182.87	7.2
9	1726.61	5665	121.91	7.7
10	1848.52	6065	121.91	9.5
11	2092.35	6865	243.83	10.2
12	2183.78	7165	91.44	10.5
13	2366.66	7765	182.87	10.9
14	2671.44	8765	304.78	11.8
15	2762.88	9065	91.44	12.5
16	2915.27	9565	152.39	13.0
17	3067.66	10065	152.39	13.3
18	3341.97	10965	274.31	14.0
19	3814.38	12515	472.42	16.0
20	4042.97	13265	228.59	16.7
21	4195.37	13764	152.39	17.2
22	4347.76	14264	152.39	17.7
23	4500.15	14764	152.39	18.3
24	4728.74	15514	228.59	19.0



上部中新統の上限は1480mである。この部分の岩質は、基本的には下位の下部中新統と同様である。古生物学的データによると、上部中新統の堆積深度は、下位から上位に向かって上部半深海堆積相(ecological Zone 6)、下部浅海堆積相(ecological Zone 5)、中部浅海堆積相(ecological Zone 4)、上部浅海堆積相(ecological Zone 3)へと変化しており、堆積環境が少しずつ深海的環境から浅海への堆積相へと変化してきたことを示している。この変化は、下部中新統が上部浅海相であることを考慮にいれると、上部中新統は、急速な海進とその後のゆっくりとした海退のサイクルの間に堆積したものであることを意味する。

### (3) 鮮新統

鮮新統の上限は431mである。この部分の岩質および堆積深度は上部中新統上部のものと同様である。

### (4) 更新統

更新世の地層の岩質は、それより下位の地層群のそれとは大きく違った見かけをしている。ここでは、砂分の割合が約40%程度であり、残りの部分をシルト質砂と泥岩が占めている。

#### 3. 6. 2. 2 坑井データのバックストリップング

本坑井では、古生物学的に決められた時代によって地層が24層に分けられている(Table 3-12)。また、更新世の地層である上から4層は細粒砂岩と泥質岩の互層になっている。ここでは、現在の深さ-間隙率のデータから以下の方法にしたがって初期堆積物厚さを求めるバックストリップングを行っている。ただし、この坑井では、圧密過程がAthy(1930)の式に従っていると仮定して話を進める。

圧密方程式を求めていくためには、まず、Athy(1930)の式に必要な二つの定数、即ち、初期間隙率と堆積盆固有の定数を各々の岩質(砂岩・泥質岩)ごとに求めてやらなければならない。ここでは、まず、データが豊富にある泥質岩に関してこれらの定数を求める。ここで、Athy(1930)の式は圧密平衡状態において成り立つ式であると考えているので、得られた坑井データのうちで間隙水圧が静水圧である部分のデータを用いる。ここでは、Lerche(1990)によって約2700m以深では過剰間隙水圧が発生していると記載されているので、それより浅のデータを用いて、最小二乗法によって泥質岩に対する最適の初期間隙率および堆積盆固有の定数を求める。本坑井においては、初期間隙率は0.4016であり、堆積盆固有の定数は、 $2.111 \times 10^{-4}/\text{m}$ と求められた。砂岩の圧密に対する定数は、泥質岩に対して得られた値と、上から4層までの砂岩泥岩互層中の間隙率・砂岩泥岩比を用いて求める。具体的には、上から4層の間隙率は、

$$\phi = r_s \phi_{0s} \exp(-c_s z) + (1 - r_s) \phi_{0c} \exp(-c_c z) \quad (3.185)$$

で求められる。ここに、 $r_s$ :考慮している堆積物中の砂岩の割合、 $\phi_{0s}$ :初期間隙率、 $c_s$ :堆積盆固有の定数、であり、下付きの*i*は、 $i=s, c$ (砂岩、泥質岩)を表す。ところで、 $r_s$ は既知であるから、上から4層分のデータを用いて、最小二乗法によって $\phi_{0s}$ と $c_s$ を求める。ここでは、 $\phi_{0s}=0.3335$ 、 $c_s=1.271 \times 10^{-4}/\text{m}$ となった。また、過剰間隙水圧を示す部分の初期堆積物厚さは以下の方法を用いている。

一般に、間隙率-深さの関係を表す圧密方程式は、(3.33)式で表される。また、初期間隙率、堆積盆固有の定数は、上記の方法ですでに求められているとすると、(3.33)式から、各地点における $\beta$ が求められる。ここで、 $\beta$ がわかっていると、考慮している領域中の各岩質*i*の間隙率 $\phi_i$ は、

$$\phi_i = \phi_{0i} \exp(-c_i \beta z) \quad (3.186)$$

で求められる。従って、各領域の初期地層厚さ( $X_0$ )は、

$$X_0 = \sum_i r_i X_i \frac{1 - \phi_i}{1 - \phi_{0i}} \quad (3.187)$$

となる。さらに、初期における各岩質の比( $r_{0i}$ )は、

$$r_{0i} = \frac{r_i X_i \frac{1 - \phi_i}{1 - \phi_{0i}}}{X_0} \quad (3.188)$$

で求められる。このような方法を用いて求められたAthy(1930)の式はFig. 3-65に示されている。

熱流量史を再現することは一般に困難であり、本坑井においても行われていない。ここでは、現在熱流量を4箇所計測されている温度を用いて求め、過去19Maの間熱流量は一樣であったと仮定した。現在熱流量は、以下の方法を用いて求めている。

間隙水圧が静水圧を示している部分では、流体の移動が起こっていないと考えられるので、熱の移動は、熱伝導によるもののみであると単純化することができる。ここで、各深さにおける岩質と間隙率がわかっている場合には、3. 4. 3. 1節の方法によって各地点における熱伝導率を求めることができる。各地点における熱伝導率がわかった場合には、熱がすべて熱伝導のみによって伝播すると仮定すると、熱流量 $q$ は、



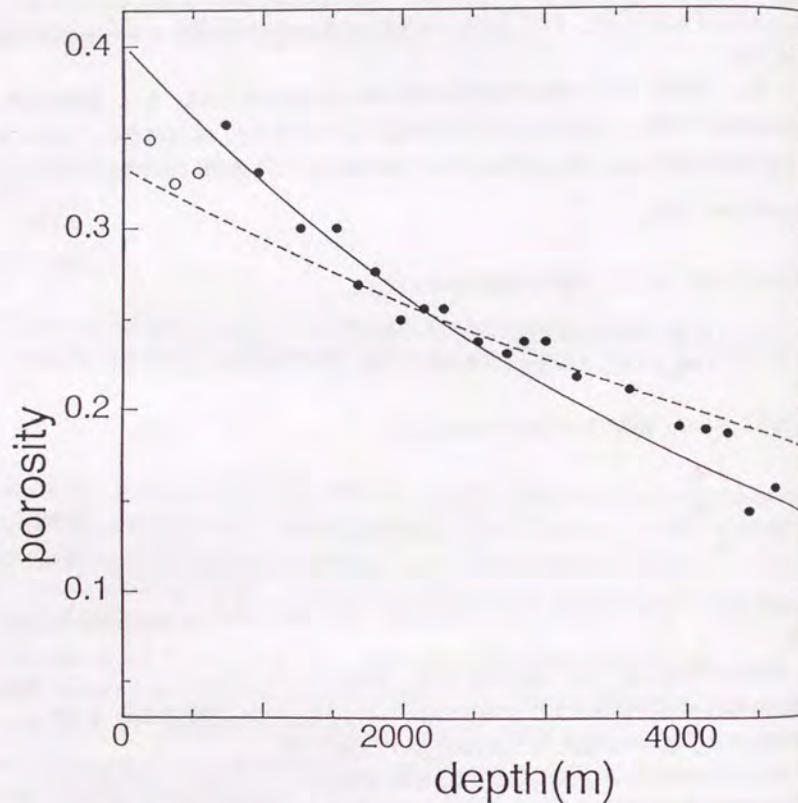


Fig. 3-65 Relationship between porosity and depth. Solid dots are data of mudstones and open dots are those of muddy sandstones (Lerche, 1990). Solid line indicates calculated porosity-depth relationship for mudstone at compaction equilibrium, and Dotted line indicates those for sandstone at compaction equilibrium. See text for details.

$$q = \frac{T_n - T_1}{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{\Delta z_i}{\lambda_i}} \quad (3.189)$$

で求められる。ここに、 $T_n$ : $n$ 番目の格子の温度、 $\Delta z_i$ : $i$ 番目と $i+1$ 番目の格子の中心間距離、である。本坑井では、構成している岩石がほぼすべて泥質岩であり、その間隙率が0.144から0.357であるので、Fig. 3-40より、常温常圧での熱伝導率は、 $4 \times 10^{-4}$  Kcal/m/s/Kから $5 \times 10^{-4}$  Kcal/m/s/Kとなる。Fig. 3-43を見ると、この値の熱伝導率では、温度依存性はほとんどないことがわかる。従って、今回のバックストリッピングでは、熱伝導率の温度補正はしていない。このようにして求めた本坑井における現在の熱流量は、1.441HFUである。

また、堆積深度は、古生物学的に得られている生態学的深度ゾーンのデータを用い、ゾーン3は海面下30m、ゾーン6は海面下300mという一般的な値を適用し、さらに、上部中新統における海退については、一様な速度で海退が起こったと仮定して、比例的に求めた。

各地層における初期入力値はTable 3-13およびTable 3-14に示されている。

### 3. 6. 2. 3 フォワードモデリング

前節で説明した方法を用いて得られた入力値を用いて、BASIN3D2Pによるフォワードモデリングを行った。その結果のうち、深さ-間隙率および深さ-温度の関係は、それぞれFig. 3-66およびFig. 3-67に示されている。

一般に、堆積盆モデルを用いて行った計算結果は、少なくとも現在のデータとの比較が行われなければならない。即ち、坑井データとして得られている深さ-間隙率の関係、深さ-温度の関係、およびデータがある場合には深さ-間隙水圧等の関係が、計算結果と調和的であるかどうかの評価が必要である。さらに、堆積盆地の熱履歴が計算結果と実際の堆積盆地で起こったものが調和的であることを示すことも必要であり、これには、3. 3. 2. 2節で示したように、現在のビトリナイト反射率を指標として比較ができる。ただし、今回は、そのデータが得られていないために、熱履歴の評価は行っていない。これらの評価の結果、数値計算で行った結果は、少なくとも現在の地質データと調和的であると判断された後に、そのデータを用いて間隙水圧変遷史、熱史、間隙率減少史、堆積盆沈降史、炭化水素鉱床形成史、等に関する考察が可能になる。今後は、現在という地点以外にも、過去のいくつかの時代における温度・圧力・間隙率等を求めることが可能になれば、それらの地点でのマッチングも必要となってくる。

Fig. 3-66およびFig. 3-67は、数値計算の結果得られた深さ-間隙率の関係および深さ-温度の関係を坑井で得られたデータと比較したものである。これらの図を見ると、岩質が変化する部分で間隙率の大きさの逆転が起こっていることが理解され、また、全体としては、計算に



Table 3-13 Model data for the COST well No.1.

South Padre Island COST No.1									
Layer	Base Depth	Base Age	Lithology	Paleodepth	Porosity	Sand Composition			
1	65.53	0.1	0.7	30.0	0.0	fs			
2	294.12	1.2	0.7	30.0	0.349	fs			
3	431.27	1.8	0.7	30.0	0.325	fs			
4	529.38	2.5	0.7	30.0	0.331	fs			
5	812.25	3.4	0.0	30.0	0.357	cl			
6	1086.56	4.0	0.0	30.0	0.331	cl			
7	1421.82	6.7	0.0	30.0	0.300	cl			
8	1604.69	7.2	0.0	43.5	0.300	cl			
9	1726.61	7.7	0.0	57.0	0.269	cl			
10	1848.52	9.5	0.0	105.6	0.276	cl			
11	2092.35	10.2	0.0	124.5	0.250	cl			
12	2183.78	10.5	0.0	132.6	0.256	cl			
13	2356.66	10.9	0.0	143.4	0.256	cl			
14	2671.44	11.8	0.0	167.7	0.238	cl			
15	2762.88	12.5	0.0	186.6	0.231	cl			
16	2915.27	13.0	0.0	200.1	0.238	cl			
17	3067.66	13.3	0.0	208.2	0.238	cl			
18	3341.97	14.0	0.0	227.1	0.218	cl			
19	3814.38	16.0	0.0	281.1	0.211	cl			
20	4042.97	16.7	0.0	300.0	0.191	cl			
21	4195.37	17.2	0.0	30.0	0.189	cl			
22	4347.76	17.7	0.0	30.0	0.187	cl			
23	4500.15	18.3	0.0	30.0	0.144	cl			
24	4728.74	19.0	0.0	30.0	0.157	cl			

Table 3-14 Input data obtained by backstripping method. See text for details.

$$\phi_{se}=0.4016, \quad \phi_{se}=0.3335,$$

$$c_e=2.111E-4, \quad c_s=1.271E-4$$

$$Q=1.441 \text{ HFU}, \quad 1\text{HFU}=1\mu\text{ cal/cm}^2/\text{s}$$

grid No.	Initial thickness	Duration	Present thickness
24	322.00	0.7	228.59
23	217.97	0.6	152.39
22	207.02	0.5	152.39
21	206.53	0.5	152.40
20	309.02	0.7	228.59
19	622.83	2.0	472.41
18	358.44	0.7	274.31
17	194.04	0.3	152.39
16	194.04	0.5	152.39
15	117.50	0.7	90.95
14	388.07	0.9	304.78
13	227.36	0.4	182.79
12	113.67	0.3	91.43
11	305.58	0.7	243.83
10	147.49	1.8	121.91
9	148.92	0.5	121.92
8	213.90	0.5	182.87
7	392.15	2.7	335.26
6	306.65	0.6	274.33
5	196.48	0.9	182.87
4	205.28	0.7	198.11
3	143.41	0.6	137.15
2	230.37	1.1	228.59
1	65.72	0.1	65.53



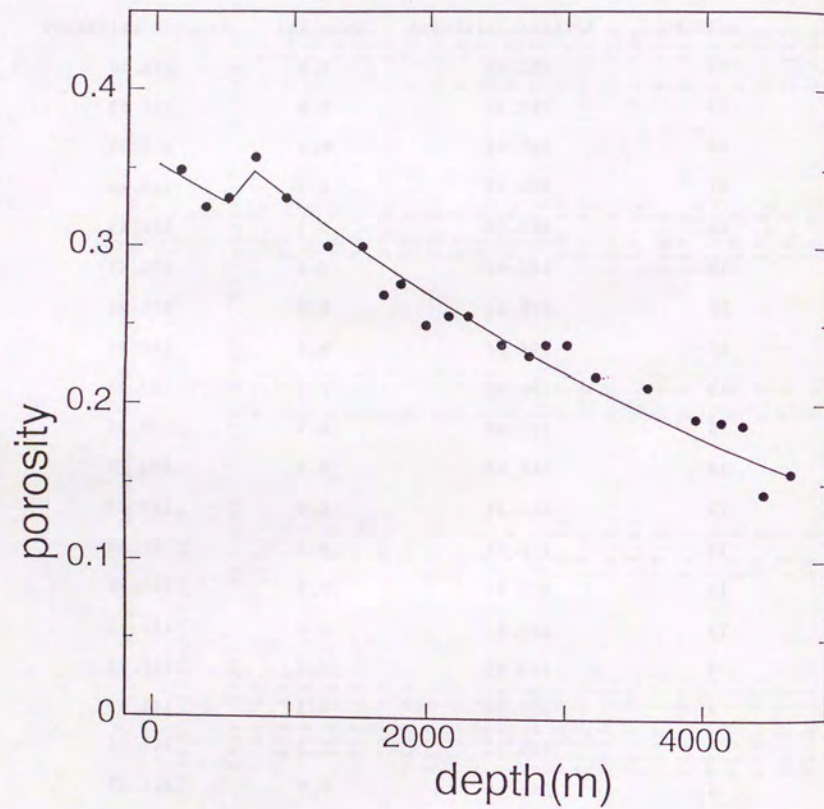


Fig. 3-66 Comparison between calculated and measured porosity. Dots indicate measured porosity and the line indicates calculated porosity.

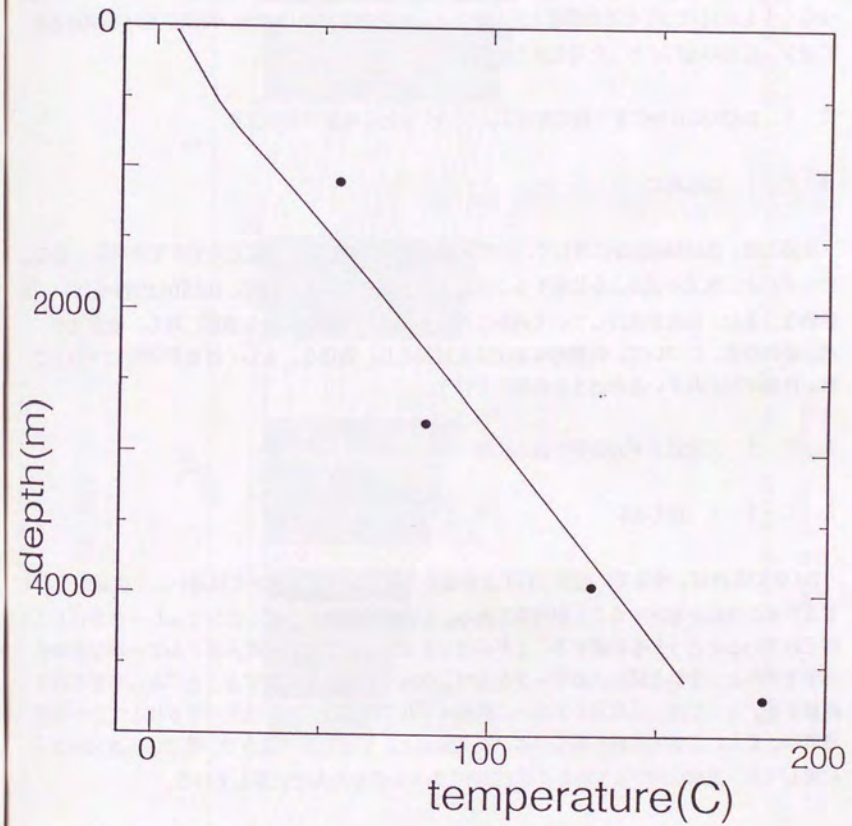


Fig. 3-67 Comparison between calculated and measured temperature. Dots indicate measured temperature and the line indicates calculated temperature.



よって得られた間隙率と坑井で計測された間隙率とは良く一致していることがわかる。温度に関しては、計測点が4点しかないために、はっきりとした結論を出すことはできないが、少なくとも、計算結果は、計測値を比較的良くトレースしていると見ることができる。従って、これらの図を見るかぎり、今回作成したモデルは、少なくとも一次元の場合は、実際のデータとかなりよい一致を示すと言える。その上で、今回の計算の結果得られた間隙率減少過程、間隙水圧変遷史、温度履歴の図をFig. 3-68に示す。これらの図から、今回考察した堆積盆においては、少なくとも4ないし5回の過剰間隙水圧の発生とその後の堆積速度が遅い時期における間隙水圧の減少、圧密の進行があった可能性が示唆される。

### 3. 7 BASIN3D2Pの妥当性の検討およびいくつかの地質過程の計算

#### 3. 7. 1 はじめに

本節では、BASIN3D2Pに関して、三次元モデルの妥当性を、三次元モデルで走向を一樣にしたモデルと二次元モデルとを比較することにより検討する。その後、BASIN3D2Pを用い、準静的な、また、圧密が進行していく過程以外のものでモデル化した各過程、即ち、侵食過程、水圧破碎現象、について、仮想的な堆積盆を対象とし、適切な、もしくは地質学的に不適当でない計算が行われているかどうかの検討を行う。

#### 3. 7. 2 三次元モデルの妥当性の検討

##### 3. 7. 2. 1 はじめに

BASIN3D2Pは、今までに開発されてきた他の堆積盆シミュレータとは違い、三次元的な流体および熱の移動を考慮することが可能である。しかし、実際に作成したシミュレータが正しく作られているかどうかを評価することが必要である。ここでは、三次元モデルで一樣な走向を示すモデルと、それと同じ入力データをもつ二次元モデルとを比較することによって妥当性を評価する。ここでは、三次元モデルと二次元モデルでは、全く同じ結果が示されることが期待される。また、二次元断面に関しては、Z-X断面と、Y-Z断面の両方で計算し、三次元モデルに関しても、走向方向がX方向およびY方向であるものの両方で計算している。

##### 3. 7. 2. 2 計算結果の評価

本ケースにおいては、格子はX-Y平面では直交格子であり、X、Y方向に16km、Z方向に21層を考え、13.65m.y.にわたって堆積が起こったものとしている。また、二次元断面モデルでは、奥行方向の厚さは、2kmとしている。Fig. 3-69は、堆積開始後13.65m.y.における三次元モデル

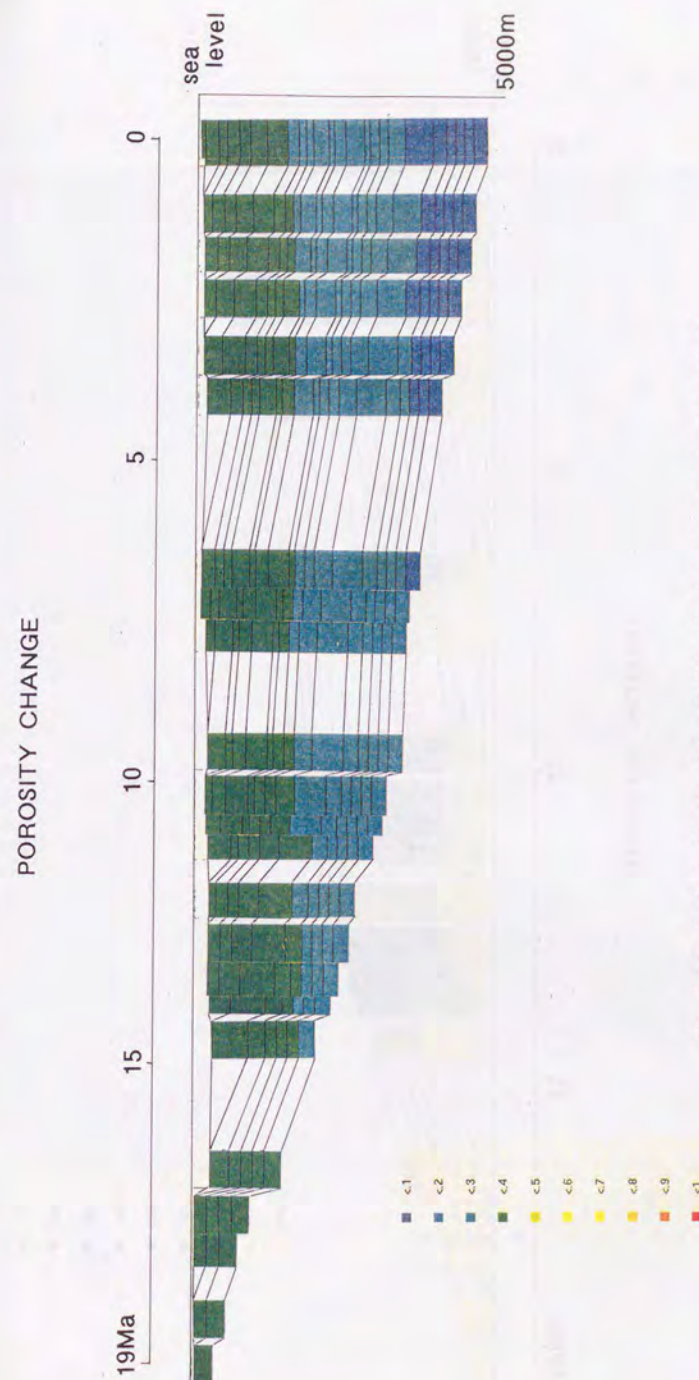


Fig. 3-68 Geologic history of the COST well No.1 calculated by BASIN3D2P.  
(a) History of porosity change.



## PRESSURE HISTORY

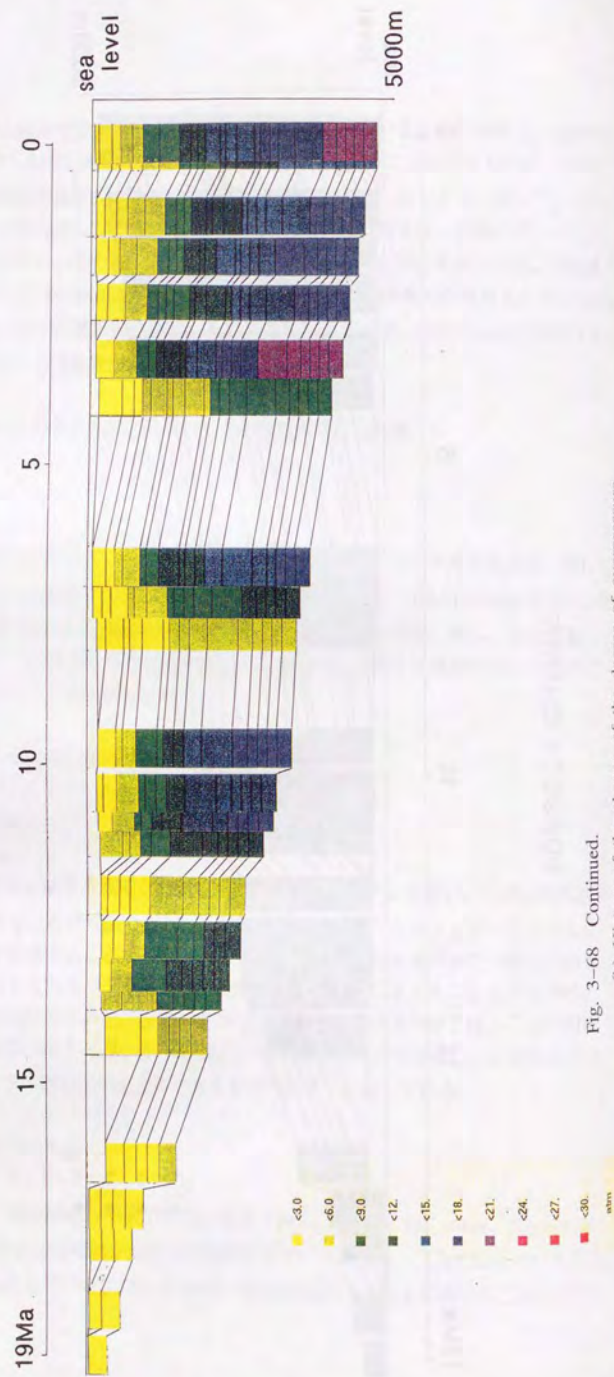


Fig. 3-68 Continued.

(b) History of the change of the degree of overpressure.

## THERMAL HISTORY

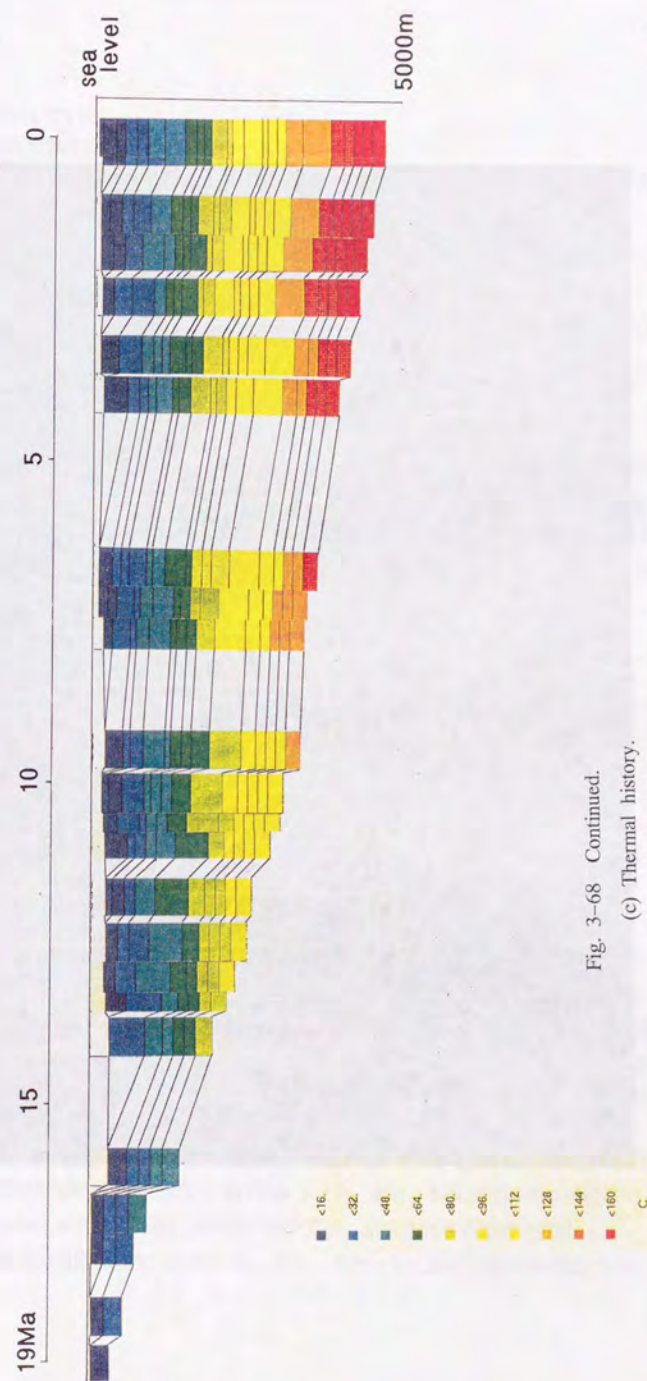


Fig. 3-68 Continued.

(c) Thermal history.



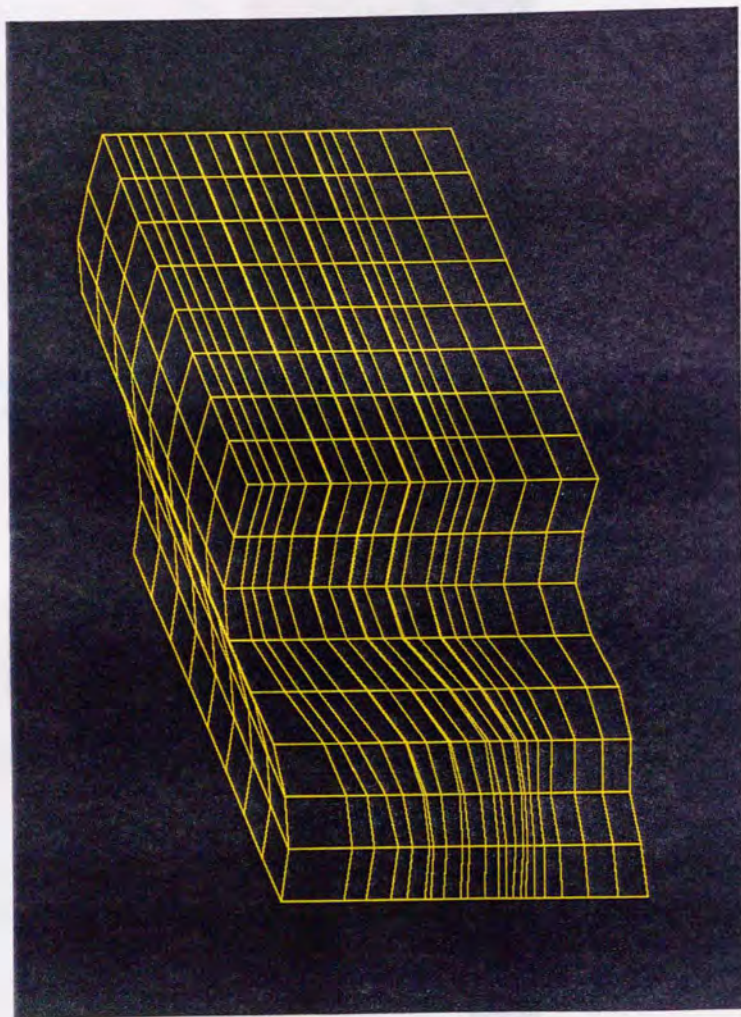


Fig. 3-69 The three dimensional grid systems of an imaginary sedimentary basin, uniform in strike, at 13.65m.y. after the initial deposition.

ルでの格子分割を示している。

本ケースにおける境界条件は以下のとおりである。

- 1) 流体流動に関して基盤岩との境界は閉境界とし、海底面では、定圧境界(各タイムステップにおける海底面深度における圧力)を表現するために、ダミーセルを設ける。
- 2) 熱の移動に関して海底面は定温境界とし、基盤岩との境界での熱流量を入力値とする。
- 3) 側方境界は、流体流動・熱の移動に関して共に閉境界とする。

また、初期条件として、各タイムステップにおける堆積物に関して、堆積深度に応じた静水圧・海水温度を与え、水飽和率に関しては、初期ビュメン量が0と考え、初期水飽和率を1、としている。

今回の計算で用いた各種の入力値はTable 3-15に示されている。

Fig. 3-70は、4つのモデル(二次元モデル2つ、三次元モデル2つ)に関して、計算結果として得られた堆積開始後13.65m.y.経たときの堆積盆地内の状態に関する出力を示している。これらを見ると、すべてのケースにおいて全く同じ計算結果が示されており、また、三次元モデルの計算結果において、貯留層内では明らかに二次元的な流れをしている(Fig. 3-71)ことから、今回作成したシミュレータBASIN3D2PIは、妥当な計算をしていることが示された。

### 3. 7. 3 侵食過程モデル

#### 3. 7. 3. 1 はじめに

汎世界的な海水準変動や堆積盆地基盤の上昇に伴って、堆積盆地発達過程において侵食が起こることが想定される。ここでは、以下に述べるような仮想的な堆積盆地を対象とし、大規模でかつ堆積盆地全体にわたる侵食過程が2回あった場合について数値計算を行った。

#### 3. 7. 3. 2 計算の設定と計算結果

本計算で用いた堆積盆地は以下のように設定している(Table 3-16)。堆積は、42m.y.にわたって起こっており、その間に、5m.y.BPと30m.y.BPに削剥が起きている。今回計算を行った堆積盆地においては、その初期に、堆積盆地中央部で厚い地層の堆積が起これ、その後、計算断面の右側で大規模な侵食が起きている。さらに、その後、断面の右側に比較的厚い地層の堆積が起これ、堆積盆地全体が沈降している。その後再び、断面の右側で大規模な侵食が起これ、最終的に、全体を一樣に覆う堆積物が堆積するという歴史を経ている(Fig. 3-72)。今回の計算では、各格子のX方向への長さは変化している(Table 3-17)。また、各坑井での現在の段階のデータは、Table 3-18に示されている。本計算においては、生成される石油の密度は、28°APIであり、海底面の温度は25°Cとしている。また、本ケースにおける境界条件は以下のと



Table 3-15 The input values for the calculation of the imaginary sedimentary basin.

Number of time steps	21
Length of one time step	0.65(m.y.) <sup>*</sup>
Number of grid for X direction	8
Number of grid for Y direction	8
Width of grid for X direction	2000.0(m) <sup>**</sup>
Width of grid for Y direction	2000.0(m) <sup>**</sup>
Initial porosity for mudstone	0.6
Initial porosity for sandstone	0.4
Constant of Athy's equation	
	for mudstone 6.0E-4(1/m)
	for sandstone 3.0E-4(1/m)
Heat flow between basement and sediments	1.9(hfu) <sup>***</sup>
Grain size of sandstone	medium <sup>****</sup>
Total organic carbon in mudstone	
	for Z=1 & Z=3 5.0(wt%)
	for other grids 1.0(wt%)
Composition of organic matter in mudstone	
	type I kerogen 30.0(%) <sup>*****</sup>
	type II kerogen 50.0(%) <sup>*****</sup>
	type III kerogen 20.0(%) <sup>*****</sup>
Amount of heat generation in sediments	0 <sup>*****</sup>

<sup>\*</sup> Length of time step is set to be constant for all time steps.

<sup>\*\*</sup> Width of grids for X & Y directions is set to be constant for all grids.

<sup>\*\*\*</sup> Heat flow is assumed to be constant for all time steps.

<sup>\*\*\*\*</sup> Grain size of sandstone is set to be constant for all sandstone grids.

<sup>\*\*\*\*\*</sup> Composition of organic matters in mudstone is assumed to be constant for all grids containing mudstone.

<sup>\*\*\*\*\*</sup> Heat generation in sediments is not considered for all time steps.

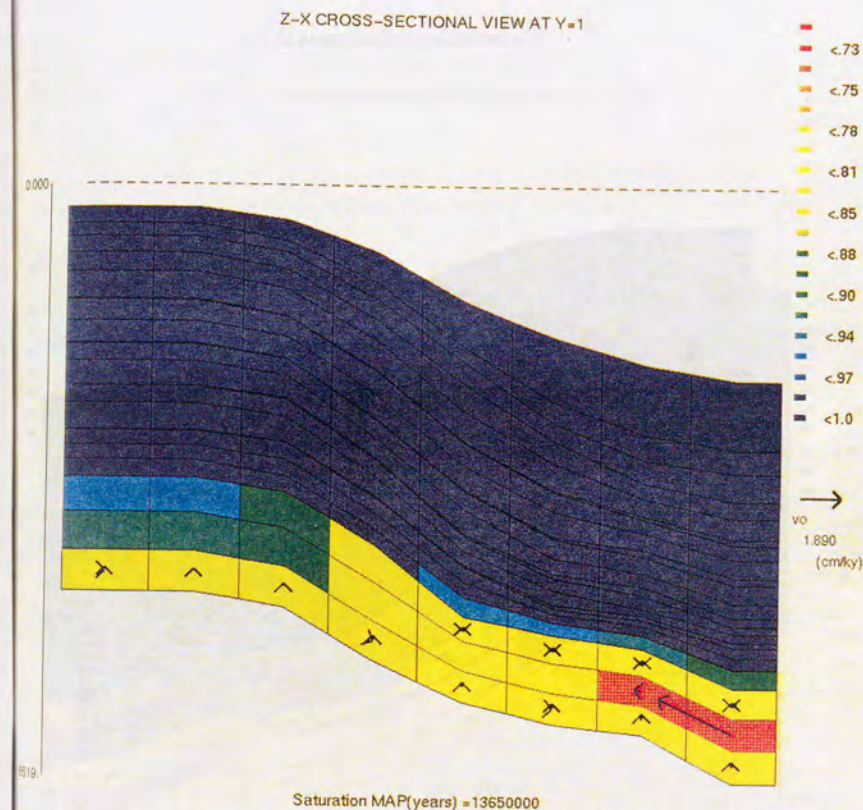


Fig. 3-70 Comparison of calculated results of two-dimensional and three-dimensional models 13.65m.y. after the initial deposition.

(a) Water saturation distribution by two-dimensional model in X-Z section.



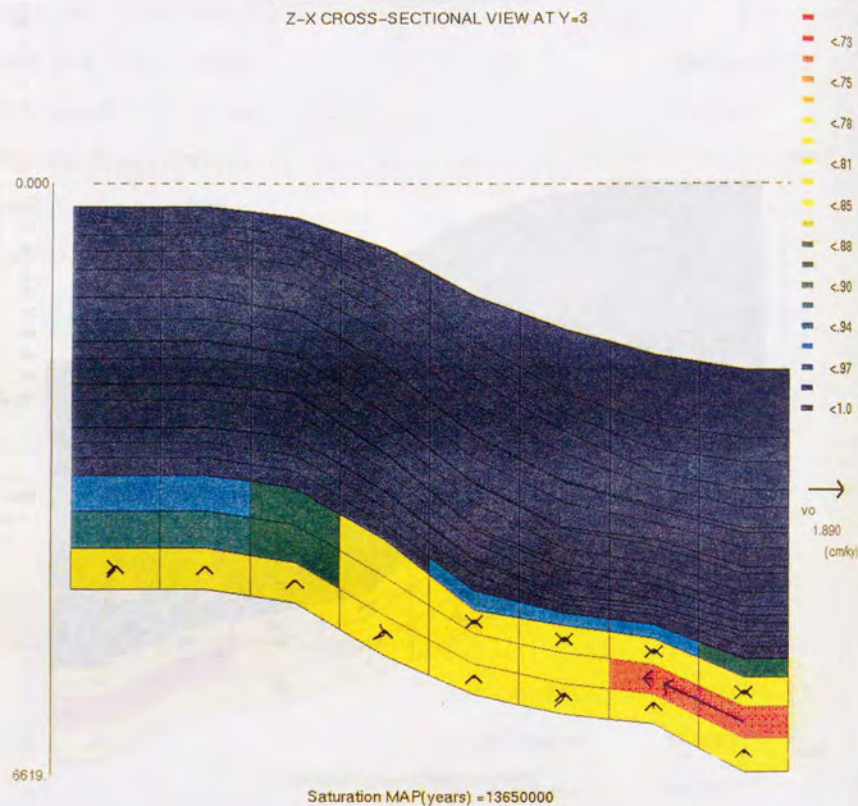


Fig. 3-70 Continued.

(b) Water saturation distribution at  $y=3$  of three-dimensional model. The sediments strike to the X direction in this model.

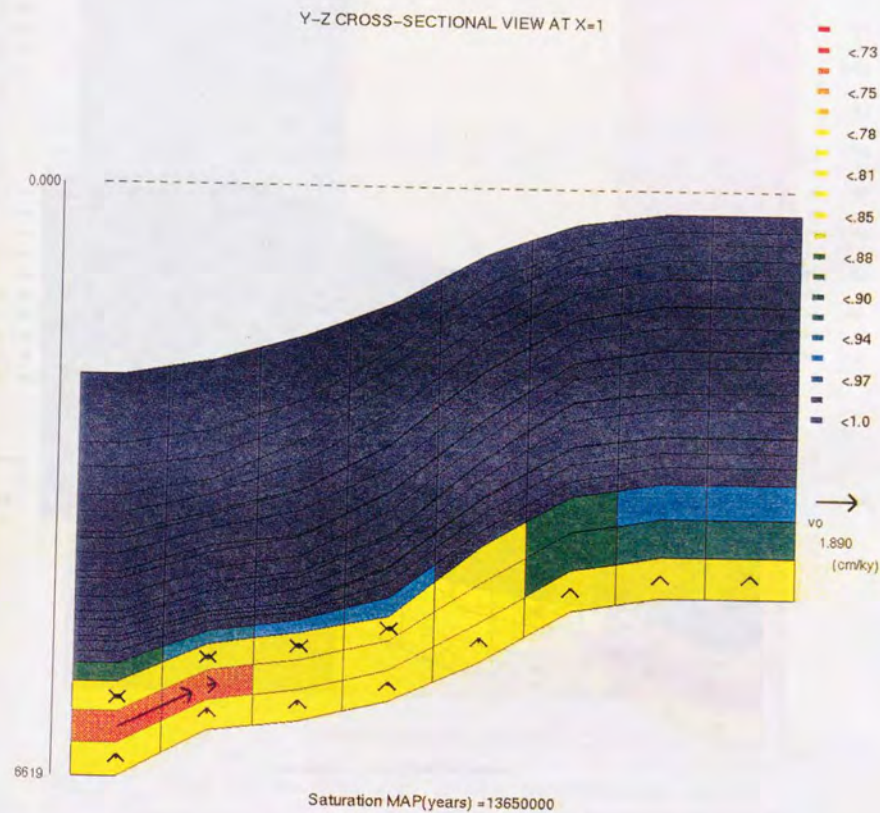


Fig. 3-70 Continued.

(c) Water saturation distribution by two-dimensional model in Y-Z section.



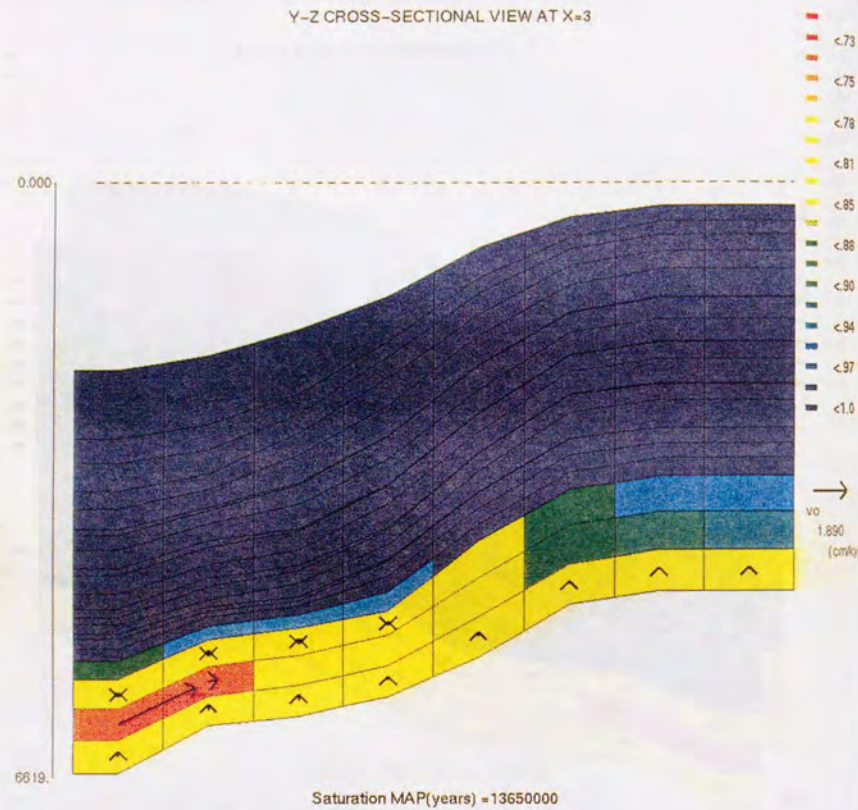
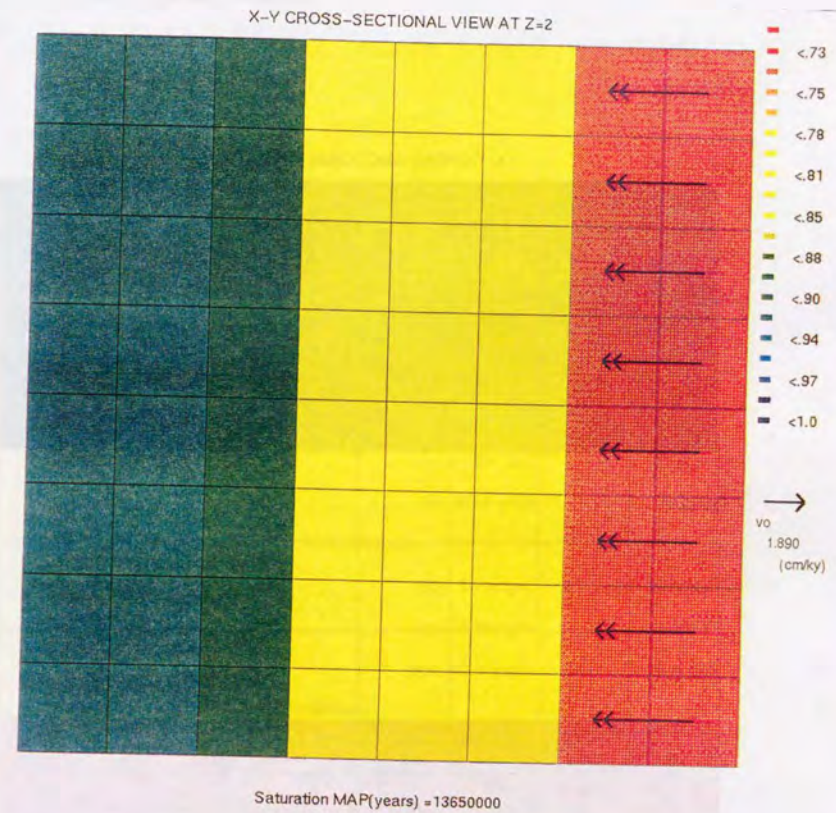


Fig. 3-70 Continued.

(d) Water saturation distribution at  $y=3$  of three-dimensional model. The sediments strike toward the Y direction in this model.

Fig. 3-71 Water saturation distribution at  $z=2$  of three dimensional models.

(a) Results from the model in which sediments strike to the X direction.



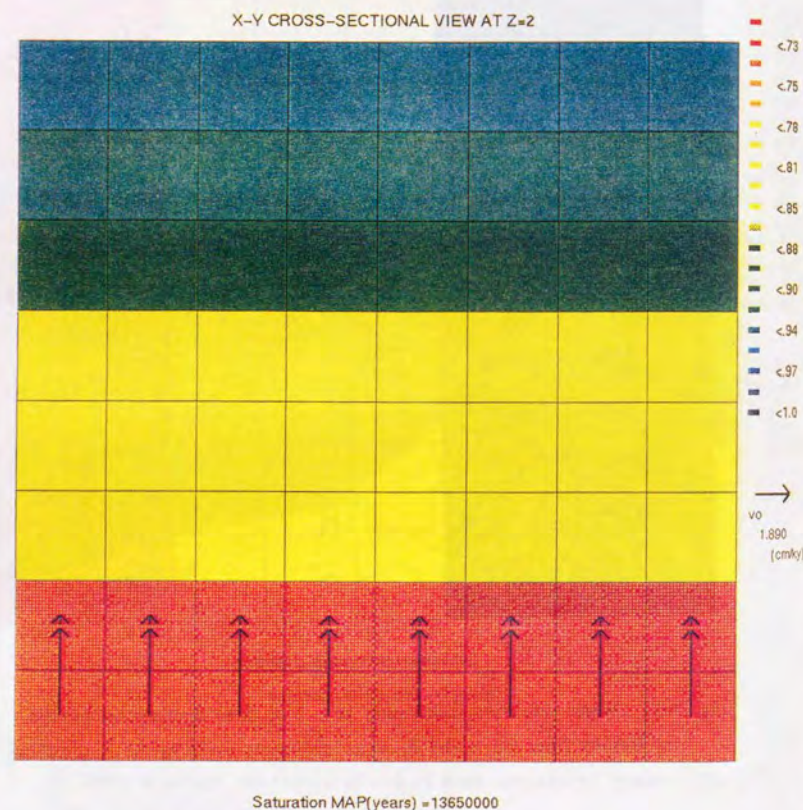


Fig. 3-71 Continued.

(b) Results from the model in which sediments strike to the Y direction.

Table 3-16 The input values for the calculation of the erosion model.

Number of time steps		11
Length of one time step		various (see Table *-*)
Number of grid for X direction		8
Number of grid for Y direction		
Width of grid for X direction		various (see Table *-*)
Width of grid for Y direction		1500.0(m)*
Initial porosity for mudstone		0.7
Initial porosity for sandstone		0.4
Constant of Athy's equation		
	for mudstone	6.0E-4(1/m)
	for sandstone	3.0E-4(1/m)
Heat flow between basement and sediments		3.0(hfu)**
Grain size of sandstone		medium***
Total organic carbon in mudstone		
	for Z=2	13.0(wt%)
	for other grids	0.0(wt%)
Composition of organic matter in mudstone		
	type I kerogen	30.0(%)****
	type II kerogen	50.0(%)****
	type III kerogen	20.0(%)****
Amount of heat generation in sediments		0*****

\* Width of grids for Y directions is set to be constant for all grids.

\*\* Heat flow is assumed to be constant for all time steps.

\*\*\* Grain size of sandstone is set to be constant for all sandstone grids.

\*\*\*\* Composition of organic matters in mudstone is assumed to be constant for all grids containing mudstone.

\*\*\*\*\* Heat generation in sediments is not considered for all time steps.

Table 3-17 The grid widths for the calculation of the erosion model.

grid No.	1	2	3	4	5	6	7	8
width (m)	2200	2350	2200	1900	1900	1900	1900	1900



Table 3-18 Pseudo-well data for the calculation of the erosion model.  
(a) Data for well 1.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{ss}$	clay ratio
A	1.5	250	196	196	0.660	0.388	0.8
Erosion 2	5	0	E(64)				
B	7	250	M(64)+212	408	0.644	0.384	0.2
C	13	300	561	969	0.501	0.338	0.8
D	20	300	585	1554	0.355	0.285	0.75
E	29	250	221	1775	0.279	0.253	0.3
Erosion 1	30	0	E(36)				
F	32	100	M(20)		0.696	0.399	0.2
G	35	100	M(16)+84	1859	0.255	0.241	1.0
H	38	100	60	1889	0.244	0.236	1.0
I	42	100	30	1904	0.237	0.233	0.05

Table 3-18 Continued.  
(b) Data for well 2.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{ss}$	clay ratio
A	1.5	250	157	157	0.668	0.391	0.8
Erosion 2	5	0	E(212)				
B	7	250	M(212)+22	179	0.653	0.386	0.2
C	13	300	304	483	0.555	0.356	0.8
D	20	300	558	1041	0.429	0.313	0.75
E	29	250	442	1483	0.318	0.269	0.3
Erosion 1	30	0	E(238)				
F	32	100	M(120)		0.675	0.393	0.2
G	35	100	M(118)+22	1505	0.267	0.247	1.0
H	38	100	60	1565	0.270	0.248	1.0
I	42	100	30	1595	0.262	0.245	0.05



Table 3-18 Continued.  
(c) Data for well 3.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{as}$	clay ratio
A	1.5	250	139	139	0.671	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(445)				
B	7	250	M(212)		0.656	0.387	0.2
C	13	300	M(233)		0.575	0.362	0.8
D	20	300	400	539	0.475	0.330	0.75
E	29	250	477	1016	0.365	0.289	0.3
Erosion 1	30	0	E(238)				
F	32	100	M(238)+32	1048	0.314	0.268	0.2
G	35	100	220	1268	0.291	0.258	1.0
H	38	100	200	1468	0.256	0.242	1.0
I	42	100	70	1538	0.236	0.232	0.05

Table 3-18 Continued.  
(d) Data for well 4.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{as}$	clay ratio
A	1.5	250	139	139	0.671	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(553)				
B	7	250	M(170)		0.665	0.390	0.2
C	13	300	M(231)		0.590	0.367	0.8
D	20	300	M(132)+265	404	0.487	0.334	0.75
E	29	250	415	819	0.383	0.296	0.3
Erosion 1	30	0	E(203)				
F	32	100	M(203)+147	966	0.323	0.272	0.2
G	35	100	280	1246	0.285	0.255	1.0
H	38	100	275	1521	0.241	0.235	1.0
I	42	100	83	1606	0.216	0.222	0.05



Table 3-18 Continued.  
(c) Data for well 5.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{as}$	clay ratio
A	1.5	250	127	127	0.674	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(384)				
B	7	250	M(128)		0.674	0.392	0.2
C	13	300	M(229)		0.605	0.372	0.8
D	20	300	M(27)+275	402	0.516	0.343	0.75
E	29	250	358	760	0.423	0.311	0.3
Erosion 1	30	0	E(203)				
F	32	100	M(203)+22	782	0.378	0.294	0.2
G	35	100	237	1019	0.350		1.0
H	38	100	190	1209	0.308		1.0
I	42	100	88	1297	0.283	0.254	0.05

Table 3-18 Continued.  
(f) Data for well 6.

Sequences	Aga (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{as}$	clay ratio
A	1.5	250	138	138	0.672	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(288)				
B	7	250	M(86)		0.682	0.395	0.2
C	13	300	M(202)+25	163	0.621	0.377	0.8
D	20	300	275	438	0.534	0.349	0.75
E	29	250	330	768	0.446	0.319	0.3
Erosion 1	30	0	E(202)				
F	32	100	M(94)		0.681	0.394	0.2
G	35	100	M(108)+85	853	0.393		1.0
H	38	100	77	930	0.375		1.0
I	42	100	55	985	0.360	0.287	0.05



Table 3-18 Continued.  
(g) Data for well 7.

Sequences	Age (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{ss}$	clay ratio
A	1.5	250	138	138	0.672	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(195)				
B	7	250	M(44)		0.691	0.397	0.2
C	13	300	M(151)+74	212	0.630	0.380	0.8
D	20	300	248	460	0.523	0.346	0.75
E	29	250	300	760	0.469	0.327	0.3
Erosion 1	30	0	E(202)				
F	32	100	M(10)		0.695	0.399	0.2
G	35	100	M(149)		0.665		1.0
H	38	100	M(21)		0.632		1.0
I	42	100	M(22)		0.624	0.378	0.05

Table 3-18 Continued.  
(h) Data for well 8.

Sequences	Age (Ma)	Paleobathymetry (m)	Thickness (m)	Depth (m)	$\phi_{ms}$	$\phi_{ss}$	clay ratio
A	1.5	250	138	138	0.672	0.392	0.8
Erosion 2	5	0	E(195)				
B	7	250	M(44)		0.691	0.397	0.2
C	13	300	M(151)+74	212	0.630	0.380	0.8
D	20	300	248	460	0.523	0.346	0.75
E	29	250	300	760	0.469	0.327	0.3
Erosion 1	30	0	E(202)				
F	32	100	M(10)		0.695	0.399	0.2
G	35	100	M(149)		0.665		1.0
H	38	100	M(21)		0.632		1.0
I	42	100	M(22)		0.624	0.378	0.05



おりである。

- 1) 流体流動に関して基盤岩との境界は閉境界とし、海底面では、定圧境界(各タイムステップにおける海底面深度における圧力)を表現するために、ダミーセルを設ける。
- 2) 熱の移動に関して海底面は定温境界とし、基盤岩との境界での熱流量を入力値とする。
- 3) 側方境界は、流体流動・熱の移動に関して共に閉境界とする。

また、初期条件として、各タイムステップにおける堆積物に関して、堆積深度に応じた静水圧・海水温度を与え、水飽和率に関しては、初期ピチュメン量が0と考え、初期水飽和率を1、としている。

Fig. 3-72は、今回の計算における堆積開始後12m.y.から堆積開始後42m.y.に至るまでの、堆積盆発達過程を示した図である。ここで、大きな画面で示しているのは、水飽和率の分布の変化であり、小さな画面で示しているのは、堆積盆内の砂泥比の分布である。これらの図からわかるように、今回の計算では、堆積盆中心部が最も沈降が進んでおり、その地点で石油の生成が効率的に行われていることがわかる。さらに、下から2層目で生成された石油は、その下位にある薄い砂岩層に向かって下方への排出が効率的に行われたことが見て取れる。この現象は、石油の排出時には、毛細管圧力が重要な役割を果たしており、毛細管圧力の差の大きさが、浮力による石油の上方移動に打ち勝って下方に向けて石油を移動させていることを示している。

ここで、最下層に排出された石油は、基本的には浮力に応じて移動しており、断面の左側が浅くなっている堆積開始後35m.y.には、石油の左方への移動が起こっているが、その後の堆積盆の形態の変化により、石油は全体として右方へ移動していくような移動方向の逆転が起きている。堆積後42m.y.たった現在では、石油は、不整合の部分を通り過ぎて、さらに上方の砂岩優勢層に移動が行われてきつつある。

今回の計算では、石油の貯留層内のいわゆる二次移動は、基本的に浮力を営力としていることが見てとれ、根源岩からの排出には、浮力のみならず、毛細管圧力の影響をも十分に考えてやることの必要性が示唆されていると考えられる。このような、移動の営力の違いを考慮した格子分割法に関しては、4. 4節で議論する。

いずれにせよ、今回開発したBASIN3D2Pでは、堆積物の侵食過程や、その後の再堆積過程等を含んだ、比較的複雑な堆積盆発達過程をへた堆積盆地にも適用が可能であることが示された。

### 3. 7. 4 水圧破碎現象

#### 3. 7. 4. 1 はじめに

3. 3. 6. 2節で説明された水圧破碎現象に関して、本節では、まず、一次元モデルを用いて、水圧破碎の圧力依存性の有無による計算挙動の違いとタイムステップ依存性に関する議論を行い、圧力依存性を含めたモデルの有効性を指摘する。さらに、水圧破碎モデルを含んだ二次元断面モデルでの計算と含まない場合の二次元断面モデルでの計算の比較を行い、

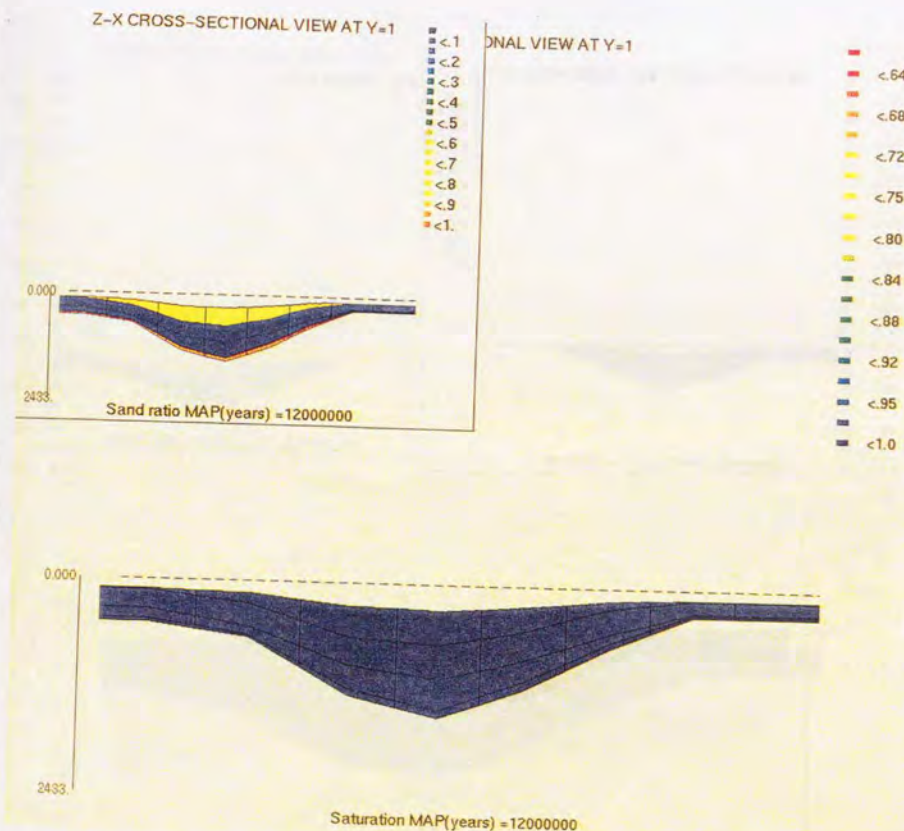


Fig. 3-72 Calculated water saturation distributions in the basin. Upper left shows the sand ratio map.

(a) 12m.y. after the initial deposition.