

コンピュータで断層や褶曲をつくる —有限要素法による地質構造モデル実験の2・3例—

小玉喜三郎・三梨 昂・鈴木 尉元 (燃料部石油課) 園田 紘史 (芝浦工大土木工学)

1. はじめに

眼前にせまる巨大な褶曲や ナイフで切り裂いたような断層が 何故 どのようにして生じたのか。 できることならそのような構造を実験的に再現して 形成機構を検討してみたい。 これは古くからあった構造地質学の課題の1つであるが (WILLIS, 1929 など) 実際石油鉱床に関連するいくつかの構造については かなり早い時期から この種の実験が実施されていた (NETTELTON, 1934 など)。

ところで かつて垣見俊弘氏と筆者 (小玉) は「地質構造の光弾性モデル実験」と題し 同様の内容の記事を本誌に紹介したことがあった (垣見 小玉 1968)。 その中で筆者らは 粘土や光弾性材料を用いたスケール・

モデル実験が有効な実験手段であることを強調しながらも 近い将来「電子計算機実験」が急速に進歩するだろうと述べた。 竹内・島津 (1969) も 早くからその点を指摘していた。 そして事実 それから数年もたたずして 今日 たくさんのコンピュータ実験が行なわれるようになり 学会誌上をにぎわしている。 1973年秋 地質調査所にコンピュータが設置されて以来 筆者らもいくつかの数値実験を行なってきた。 そこで この記事では その2・3例を紹介し あわせて構造地質の研究の中で どのように実験がとり入れられているかを整理してみた。 いまだ不十分な段階であるが 今後の研究を進める上で 多くの方々の御意見をいただければ幸いである。

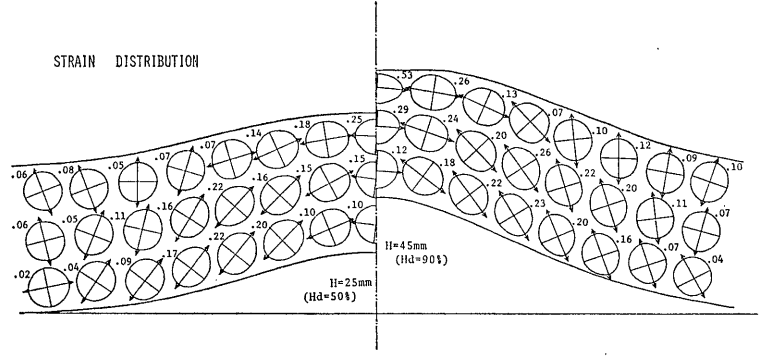


図2 図1の実験結果 矢印は最大主歪方向で 数字は最大剪断歪量を示す。 左は変形段階が Hd=50% 右は90% (小玉 1976)。

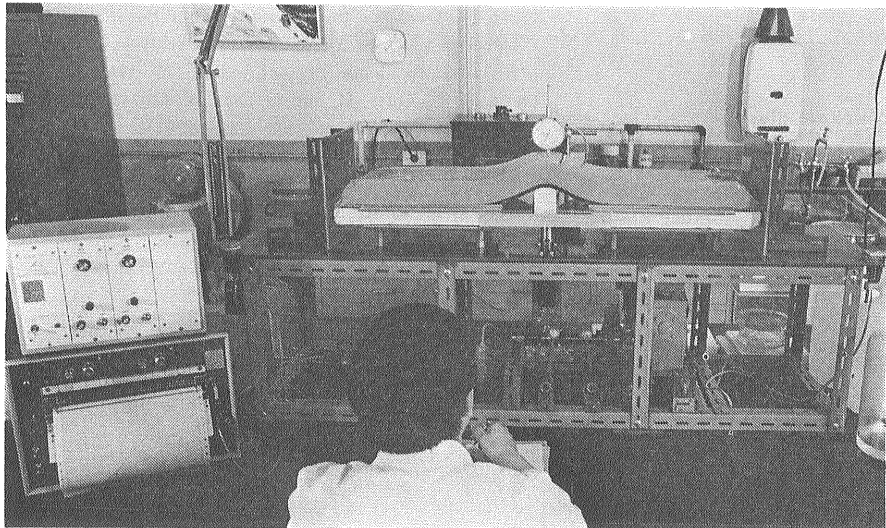


図1 粘土を用いた褶曲のモデル実験

2. スケール・モデル実験と数値モデル実験

地質構造の形成をモデル実験で再現してみたいという興味は 上でのべたように 音も今もつきるところがないが その方法は ずいぶん変化してきた。すなわち 19世紀終り頃には もっぱら褶曲や断層の形態を様々な材料で再現させることが試みられた。それが 1930年頃から 天然のスケールと模型のスケールの相似比を考慮して 材料の物理性を相似させた様々な実験が行なわれ 主として形成の条件が もっと定量的に議論されるようになった。岩塩ドームの実験などは よく知られている例である。この種の実験はスケール・モデル実験といわれるもので 筆者らの実験室でも これまでいくつも行なってきた(図1 2)。

このように スケール・モデル実験では 変形のプロセスを目の前で展開させるという分かりやすさがあるが 天然の地層の挙動に合うような 縮小した物理特性をもつ材料を手に入れることが困難な場合が多い。また 材料自身の物性を簡単に制御することもむずかしい。そして モデル実験をする際も もっとも重要な 境界条件の自由なコントロールが大変むずかしいのである。したがって それらの問題を解決しようとすると 相当高価な実験設備が必要になってくる。

ところが最近 電子計算機が手近に使えるようになると 数値実験をやることによって 上のような困難がほとんど解決されるようになった。数値実験では 数式化されたモデルや材料に対して数値境界条件を与え あらかじめ指定した内容についてのみ 出力が数字で打ち出されてくる。これらの点がスケール実験と違い 感覚的にとらえにくいという面もある。しかし 最近では カーブ・プロッターやグラフィック・ディスプレイなど 周辺機器が手近に使えるので そういう作業が非常にやりやすくなっている。

数値モデル実験では 上述のように 入力条件と出力との関係が一義的に決められる。このことから 境界条件とその結果との関係を正確に検討することができる。条件となるパラメータを系統的に変化させ それに伴う結果を検討することによって モデルを構成する物理的特性が解析される。このことは 褶曲や断層などの形態を天然に似せること以上に重要なのだが 数値実験によってこそ その関係を簡単にかつ正確に検討することが可能である。

SHIMAMOTO (1974) ならびに池田・嶋本 (1973) は このようなパラメータの解析を実験に先立ちどのように行なうかを説明している。すなわち 実験システムを

構成する全ての物理量を列挙し π 定理を用いた次元解析法を適用して 実験系の物理方程式の構成要素である全ての独立な無次元パラメータを抽出する。あとは実験でそれらのパラメータ間の相関関係を求めていくというものである。この方法は 実験条件や結果の整理をどのパラメータに注目して検討するかというような場合に 有効な理論的基準を与えるものであるが それだけでなく モデルや天然に設定したシステムを 何の因子が規定しているかを理解するのに役立つ。

以下に このような検討を含む数値実験のいくつかを紹介するが ここではとくに 最近筆者らが行なっている有限要素法を用いた構造モデル実験を示そう。数値計算による構造モデル実験には 他にも様々な手法が適用されているが (たとえば HATTORI and MIZUTANI, 1971; KOIDE and BATTACHARJI, 1975など) それらについては文献を参照されたい。

3. 有限要素法による数値実験

コンピュータを用いる有限要素法で 地質構造の数値実験をする方法は いまや目新しいものではなくなった。わが国で最も早くこの方法を適用して地質構造の解析を行なったのは藤井 (1970) である。その後 各大学や研究所におけるコンピュータの設置と平行して 大学院クラスの若手研究者を中心に 多数の成果が出されつつある。現在までに 褶曲を扱った池田・嶋本 (1973) ダイアピール・ドームを扱った HAYASHI and KIZAKI (1972) と林 (1975) 地殻ブロックの流動変形を扱った YOKOTA (1974) 球状粒子周辺の媒体の流動変形を扱った SHIMAMOTO (1975) 地かく断面の弾性的変形を扱った藤井 (1972 1974) や 地層の弾塑性的変形を扱った小玉・ほか (1976) などが公表されている。

海外では 褶曲を扱った DIETTERLICH (1969) らの一連の研究や ダイアピール・ドームを扱った STEPHANSON and RAMBERG (1972) などが知られている。

以上のように 有限要素法は 断層から褶曲に至る様々なタイプの変形問題に用いられている。そもそもこの方法は 20年ほど前に航空宇宙工学の分野で開発された手段といわれ その後 電子計算機の急速な発達に平行して 主として構造工学の分野で著しく発達したものであった。近年になって この方法は 地層や岩盤を対象とする土質工学や岩盤力学の分野にも普及し 様々な適用が試みられている。

4. いくつかの実験例

筆者らの研究室では この有限要素法をもちいて 地質構造のうち とくに基盤がブロック状に昇降運動する

ときに形成されるさまざまな断層や褶曲の形成機構を解析してきた。以下にその2・3例を示そう。

A. 断層形成の弾塑性有限要素法解析

この実験ではブロック化した基盤が動くときに地下から地表に向かってあるいは地表ふきんに断層がどのように発生し成長していくかを解析した。プロッターで数10画面の変形段階のうち任意のものが自動図化されて出力されてくる。地質構造は長い時間をかけて形成されるダイナミックな変形でありその過程でつぎつぎと形成される一連の構造の特性をつかむことが必要だがその点このような大変形モデル実験が有効な方法であることを以下に示そう。

地殻を構成している岩石は大変形に際して様々な挙動を示すが断層をとまらぬような変形では一般に弾塑性の性質を示す。すなわち微小変形の段階では可逆的な弾性変形をするが一定の変形段階をこえるとわずかな荷重増加でも著しく変形する非可逆的な塑性変形成分が主となり前の弾性変形成分と合わせたような性質を示す(図3)。

このような弾塑性材料を扱うとき応力とひずみの関係式は弾性変形の段階と弾塑性変形の段階で異なってくる。弾性変形の段階では増分型の構成方程式が次式で示される。

$$\{d\sigma\} = [D^e]\{d\epsilon^e\}$$

ただし $\{d\sigma\}$ および $\{d\epsilon^e\}$ は応力増分および弾性ひずみ増分の成分よりなるベクトルである。E、νを材料の縦弾性係数とポアソン比とすると

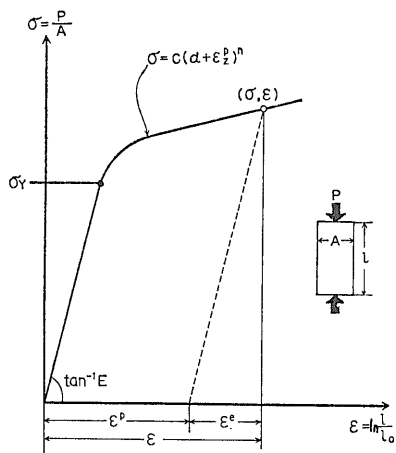


図3 弾塑性変形

$$[D^e] = \begin{pmatrix} \frac{E}{1-\nu} & \frac{E}{1-\nu^2} & 0 \\ \frac{E\nu}{1-\nu^2} & \frac{E}{1-\nu^2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{E}{2(1+\nu)} \end{pmatrix}; \text{ (平面ひずみの場合)}$$

弾塑性変形の段階では上記構成方程式は

$$\{d\sigma\} = [D^p]\{d\epsilon\}$$

ここで $\{d\sigma\}$ 、 $\{d\epsilon\}$ は応力増分および全ひずみ増分の成分ベクトルで

$$\{d\epsilon\} = \{d\epsilon^e\} + \{d\epsilon^p\}$$

$$[D^p] = [D^e] - [D^s]$$

$[D^s]$ は弾性から塑性への移行に伴う剛性の減少分に対応する剛性マトリックスである(山田 1970)。

実験では各変形段階ごとに一つ一つの要素に von Mises の式を適用し降伏条件に達したかどうか判定し塑性域に入ったものから上の構成方程式を弾性から弾塑性へ入れ換えていく。このようにして構造全体が変形していく中で塑性要素が序々に拡大していく過程が解析される。

図4は南関東の三浦層群中の断層形成を検討するための実験で材料は三崎層シルト岩の物性試験データに合わせてある。モデルAは基盤が角ばった変形をしながら上昇するとき塑性域(断層集中帯)がまっすぐ地表

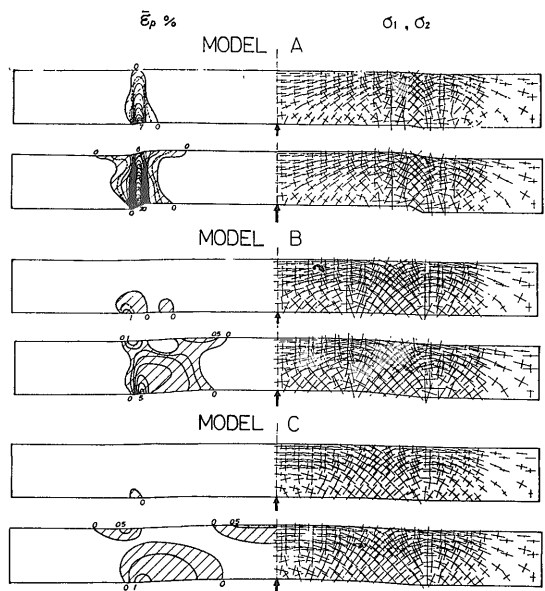


図4 基盤の変形形状と断層形成過程。モデルA、B、Cは上昇基盤の変形形状がそれぞれ箱型やや箱型山型を示すそれぞれ変形の2段階を示す。

に向って拡大していく様子を示している。モデルCは基盤がゆるやかなわん曲変形をするとき、地表ふきんにのみ広い範囲に断層域が生じることを示している。モデルBはそれらの中間的性質を示す。以上のように断層の地表分布が基盤の変形形状に大きく左右されることが分かる。

Aで地表にあらわれる断層はほとんど垂直ないし高角度の逆断層だが、Cで地表に広く分布する断層は比較的規模の小さい正断層である。それは図右半分の主応力軸の分布などから解析される。

上のような基盤変形の差異に対応するような断層のタイプは、実際野外においてしばしば観察することができる。すなわちモデルAのような地表変形の形状や断層分布の型式は南関東における南北断面にみられる特徴とよく一致し(図5)モデルBやCのそれは東西断面の特徴とよく一致している。

図6はさらに三次元モデルによって断層の形成過程を検討したものである。基盤の様な上昇変形に伴って地表では一層複雑な断層発達の形式がよみとれる。つまり変形の初期段階ではまず基盤ふきんに長軸(Y)に平行な断層が発達しはじめる。このとき地表部では短軸(X)に平行な水平張力が卓越しているが、基盤から断層が地表にまで達すると短軸(X)方向の応力増加が急速に弱まり、今度は長軸(Y)に平行な水平主張力が発達する。このようにしてはじめ長軸(Y)に平行する正断層群が発達したあと、同じ場所で

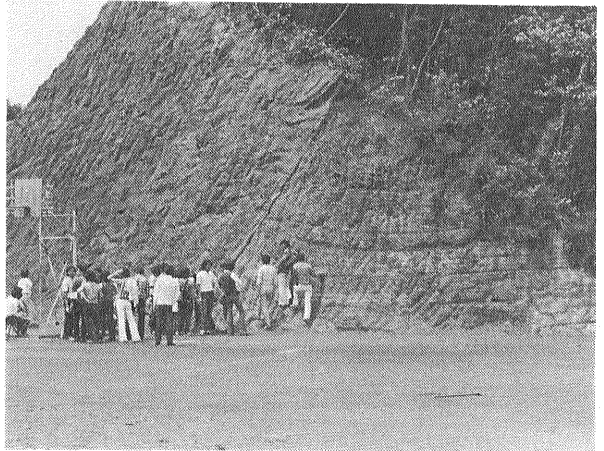


図5 三浦半島の南下浦断層 図5のAタイプの断層の型式に対応する。

それと直交する短軸(X)方向の正断層が発達する。三次元解析ではこのようなプロセスを一つの上昇変形の過程で説明することができる。

上のような一連の断層発達の順序関係も南関東の各地でしばしば観察されるもので、このような実験を通して、基盤変形のメカニズムを理解する重要なヒントが得られる。

B. 褶曲の形成条件

有限要素法をもちいた褶曲形成の数値実験は、前述のDIETERLICH (1969) や池田・嶋本 (1973) があり前者では座屈褶曲の内部構造が後者では横曲げ褶曲の構造が解析されている。これらの実験では地層がニュートン粘性体として変形するとして解析している。慣性力のない非圧縮性粘性物体に対し構成方程式は次の式で与えられる。

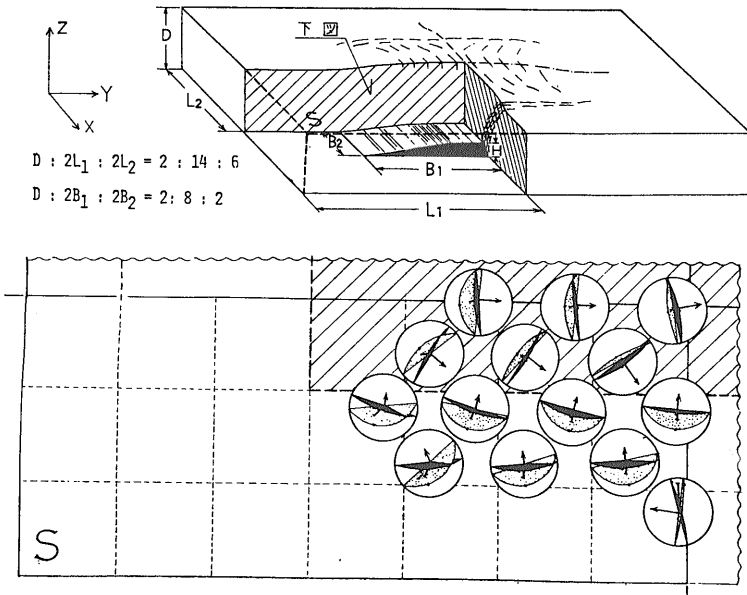


図6 箱型と山型の基盤変形を組合せた3次元モデル。下は上昇段階6%における断層の地表分布を上図で切り取った部分について示す。(岡部・福井・須藤 1976)

$$\sigma_{ij} = \mu \dot{\epsilon}_{ij} + \delta_{ij} \lambda \dot{d}$$

ここで σ_{ij} は応力テンソル成分 $\dot{\epsilon}_{ij}$ は歪速度テンソル成分 $\dot{d} = \dot{\epsilon}_{ii} + \dot{\epsilon}_{jj} + \dot{\epsilon}_{kk}$ δ_{ij} はクロネッカーのデルタ μ, λ は弾性論のラメ常数に相当する粘性係数で $\mu \gg \lambda$ とすることによって非圧縮性近似を得ることができる。結局この式は 弾性論の場合の式と全く同じ形式をしているから 有限要素法では 既知の節点外力に対して節点変位速度が求められる。微小時間 求めた速度で各

節点を変形させ 新たな節点座標が得られれば 以下は同様の計算をくり返して 大変形の粘性流動問題をとくことができる。ここでは 基盤がブロック化して上下に昇降運動するとき その直上に背斜が生じるプロセスを 地層の堆積過程から検討した例を示そう (拓植 酒井 梶谷 1976)。

図7左は 基盤の1つが相対的に沈降する過程で 地表に堆積凹地が形成され その上に別の地層が厚さを異にして堆積する。つぎつぎと このようなプロセスをくり返すうちに 下部の地層ほど変形するが 一転して沈降基盤が隆起に転じると (図7右) 地層は複雑な変形をして背斜が形成される。

このように複雑な境界条件下での実験は解析的に解くことが不可能であるが 有限要素法では比較的単純にそれを行なうことができる。自然のシステムの中にある褶曲は 一枚の板を単純にタテやヨコから押しただけで説明できないものが多い。上記の褶曲実験の境界変位条件は新潟の東山油田にみられる背斜 (図8) や 三浦半島南端の背斜 (図9) をモデルとし それらの境界条件に合わせている。たとえば後者では 三浦層群堆積過程で背斜北側の基盤が沈降して厚さの著しくことなる地層が堆積する。それが現在の断面でみると 逆に北側が上り その結果背斜ができたと考えられる。このように褶曲の形成は 単に一枚の平行な地層の曲げの問題でなく 地層の形成とも関連していると考えざるを得ないのである。ここで示した実験は まだそれらの境界条件の一部について検討したものだが 今後さらに物性など未知の境界条件の検討が必要に思われる。めん密な野外調査にもとづくデータの検討と 実験による検討がさらに進められる必要がある。

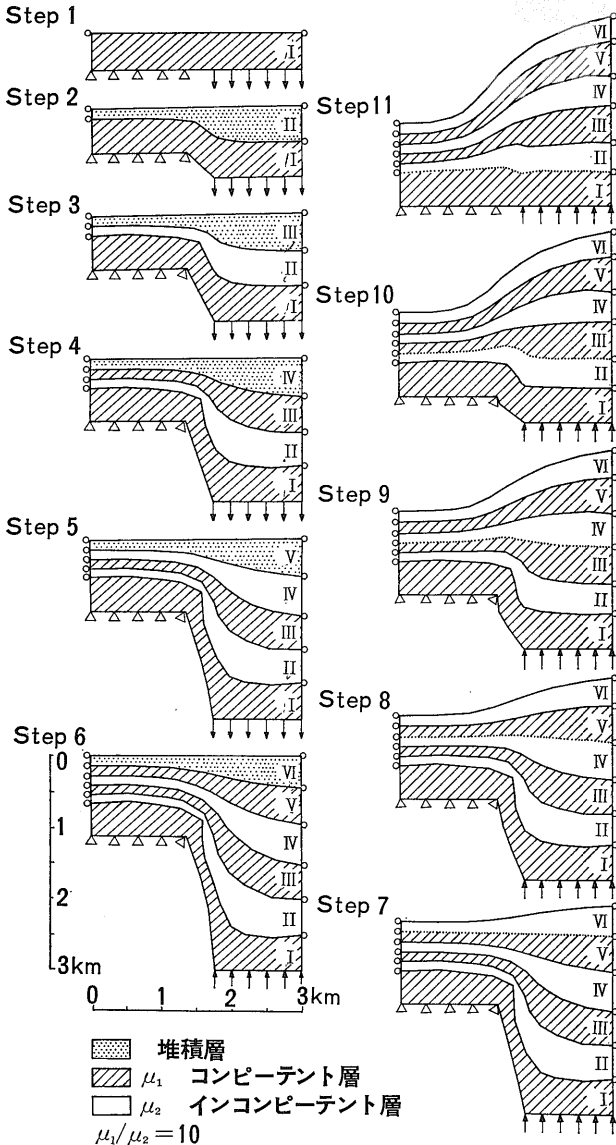


図7 粘性褶曲の形成過程の実験例 左図は沈降過程で新たにII III~IV層が重なる。右図は隆起過程。ステップ7はV層の堆積レベルまで ステップ8はIV層の堆積レベルまで (以下同様) 基盤が上昇したとき ブロック境界部に背斜ができる。(拓植 酒井 梶谷 1976)

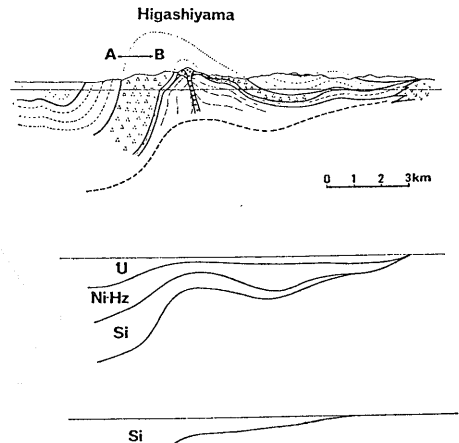


図8 東山地域を東西に切る堆積・構造断面。Si: 推谷層 Ni-Hz: 西山一灰瓜層 U: 魚沼層 上は現在の断面 中・下は魚沼層・推谷層堆積時の復元断面

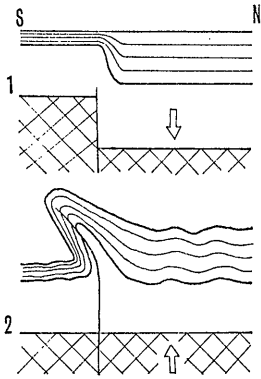


図9 三崎背斜の形成過程。下：現在の断面 上：三浦層群堆積期の復元断面 (三梨 1973)

C. 地球の内部応力

上でのべてきたような変形問題は いずれも基盤ブロックの昇降運動を境界条件としている。それではそのような基盤変形はどのような条件下で生じるのだろうか。この問題は もう一つオーダの大きいシステムについて検討しなければならない。恐らく 地向斜とか列島規模のスケールに対しては深さも数10 km 以上のシステムの運動を検討する必要がある。ここでは それらの基盤変形的前提条件となる標準的な応力状態を求めてみよう。

図10は 地球の四分の一の断面で 中心方向に向う重力が各部分に作用した場合 地球内部の弾性応力状態がどうなるかを やはり有限要素法で求めたものである。このように内部の各点は わずかに中心方向へ変位するだけで水平には全く移動していないにもかかわらず 水平圧縮応力が垂直方向(半径方向)の圧縮応力より著しく卓越する。これは地表に向うほど顕著である。この結果は かつて妹沢が 1930年代に行なった解析的な解とよく一致している (SEZAWA and KANAI 1938)。

地球内部の応力のうち とりわけ地殻やマントルなど表層部の標準応力状態(Standard State)は水平移動のモデルを考えるにしろ 垂直昇降のモデルを考えるにしろ 構造運動以前の初期状態として重要な基準である。上の結果を さらに様々な変形様式と重ねて検討することによって 基盤変形の条件を明らかにしていくことができるだろう。

地球規模で行なうこのような実験は 数値実験でなくては出来ないもので 今後の発展が期待される。

D. 地下水位変化のシミュレーション

最近 地震予知の手段として 地下水位の観測の有効性が議論されている。基盤の変形に反応して 地下水位が変化することは とくに関東平野のように 多孔質の新第三系が水で飽和されているような場所では可能性

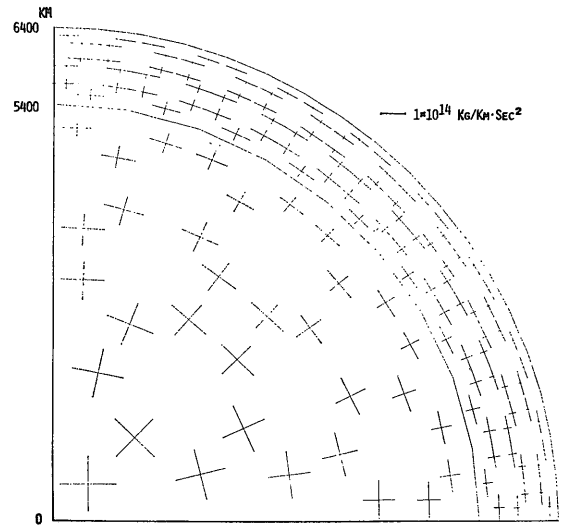


図10 地球内部の圧縮応力の分布(村田 1975)

のあることだろう。しかし 構造運動と関連させて地下水位変化を議論する場合には 構造運動とは関係ない経常的な水位の変動傾向を知っていなければならない。

地下水のシミュレーションは これまで主に差分法によって行なわれ 地盤沈下解析の上で多くの成果をあげてきた(水収支グループ 1975)。ここでは 地層の変形と同一のメッシュで行なう 有限要素法による例を示そう。二次元異方性媒体中の浸透流場を支配する基礎方程式は よく知られているような次式で与えられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} (k_x + \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (k_y \frac{\partial H}{\partial y}) = k_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = 0$$

ここで $H(x, y)$ は点 (x, y) における水頭 k_x, k_y は x, y 方向の媒体の透水係数である。この種の問題は 適当な境界条件のもとで 最適な H 分布を求めることである。これは変分原理を用いた別の形式によれば

$$\Pi(H) = \iint_s F(x, y, H, \frac{\partial H}{\partial x}, \frac{\partial H}{\partial y}) dx dy + \int_c q H ds$$

において 汎関数 Π の第1次変分 $\delta \Pi$ を同一境界条件のもとでゼロにすることと同じである。ただし ここで s はシステムの全面積 c は境界にそった水の出入りのある部分 q は境界からの水の流出入量である。これらの関係は 構造力学におけるポテンシャルエネルギー最小化の式と対応する。いま 連続な媒体を有限個の三角形要素に分割し 要素内で水頭 H の分布が一次型式

$$H = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y$$

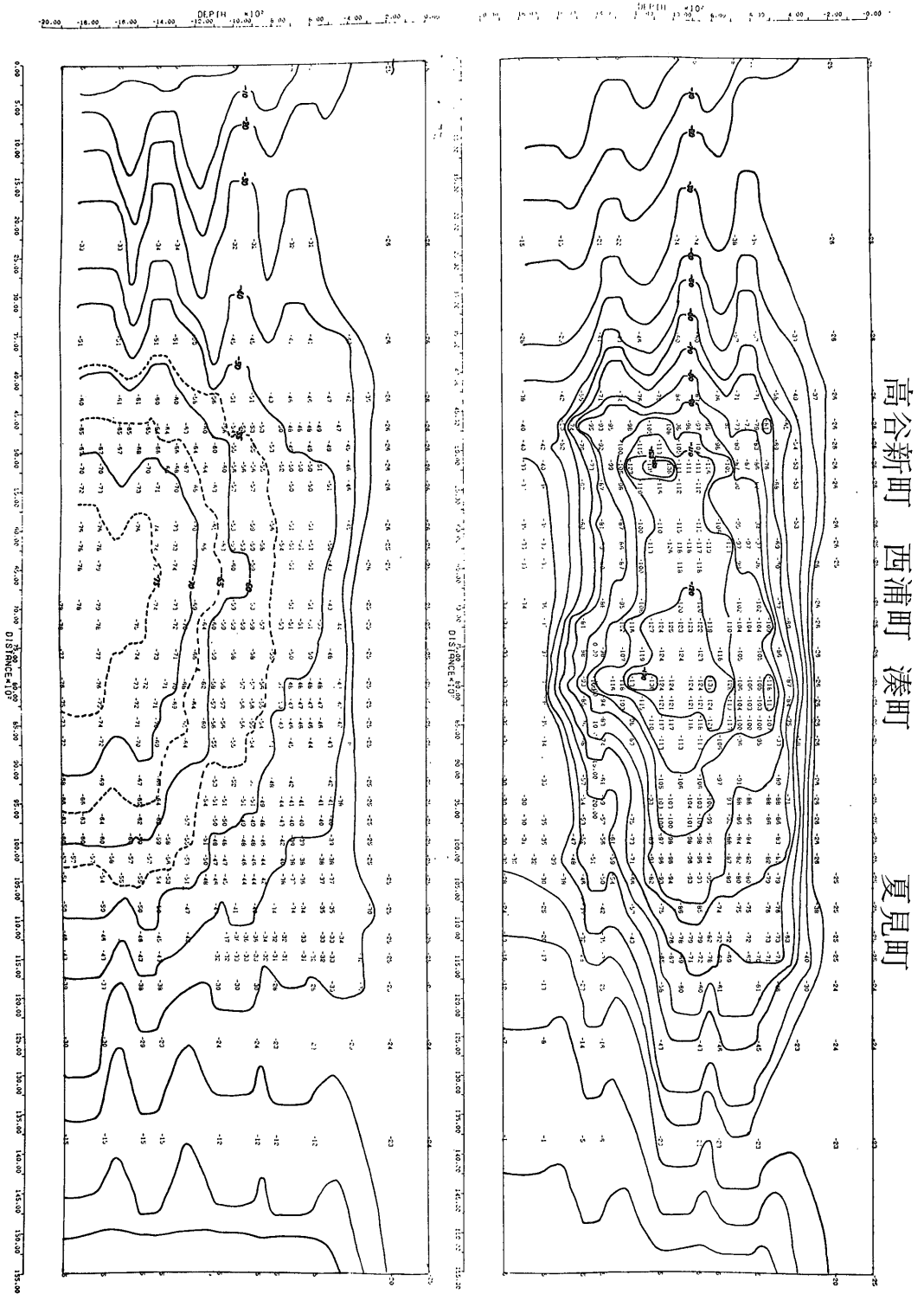


図11 船橋ガス田における地下水頭の変化 コンターの単位(m). (右) 1970年度の水頭分布. (左) 1980年の水頭分布予測. (1971年以後全面揚水禁止の場合) データは千葉県公害研(1973)による. (高橋・堀江・坂倉 1976)

で表わされるとする。するとあとは力学問題と同様で要素についての水流と水頭との関係式

$$\{Q\}^e = [h]^e \{H\}^e$$

を得る。ここで $\{Q\}^e$ は 3 節点における流量で $\{H\}^e$ は節点の水頭 $[h]^e$ は透水係数などよりなる浸透性マトリックスである。これらはそれぞれ 二次元弾性問題の節点荷重 節点変位 剛性マトリックスに対応する。全体浸透性マトリックスは 全ての要素について 節点ごとに関係する項を重ね合わせていくことで求める。

慣性力を無視できるような ゆっくりした非定常流問題の場合には 時間に依存する項が加わり 要素ごとの方程式が次のようになる。

$$\{Q\}^e = [h]^e \{H\}^e + [F] \frac{\partial}{\partial t} \{H\}$$

ここで $\frac{\partial}{\partial t} \{H\}$ は水頭の時間変化であり $[F]$ は比貯留係数マトリックスである。

図11は 船橋ガス田地域における被圧地下水の水頭変化を示したものである。1970年までの約10年間の水頭変化の傾向を調べた上で(右図) 新たに揚水ゼロの全面規制をした場合 1980年の水頭分布が回復すると予測した図である(左)。これらの水頭回復にともなって各地層ごとに地盤の復元変形がみられる。

5. おわりに

以上 コンピュータを用いた有限要素法で 断層や褶曲を解析する例を示してきた。これらの方法は 今後 コンピュータや周辺機器の発達に伴って 大いに発展することが期待される。地質現象のように巨大なスケールと長い地質時間を要す運動を 物理化学現象として理解するためには 正しい自然条件の抽象化に基づいたモデル実験を正しい方法で行ない 天然の現象と常に対照させながらそれを進めていく事が必要である。

地質現象の再現実験は あくまで過去の現象の理解を助ける研究の手段でしかない。したがって単に有効なヒントを得る手段という意味では モデル実験は器具や方法が何であってもよいといえよう。かつて Cloos (1955) は「最も有効なモデル実験の装置は モデル自体をかえることである(筆者意識)」と述べていた。また「(実験の成否)はすでに自然から抽象してきた作業仮説の段階で決定される」(藤田 1975)ともいわれているように これらの方法がつねに自然の解析と直結して進められなければならないだろう。その上で 多くの

実験の積み重ねにもとづいて 将来 地質現象の予測(予知)が行なわれ それが観測でチェックされるようになれば [地下水や地盤沈下の問題で すでに試みられているが(水収支グループ 1955)] それが実験構造地質学の本来の役割といえるだろう。

引用文献

- CLOOS, E. (1955): Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 66, p. 241—256.
- DIETERLICH (1969): Amr. Jour. Sci., vol. 267, p. 155—165.
- 藤田至則 (1975): 「地質への招待」 玉川大学出版部
- 藤井敬三 (1970): 地球科学 vol. 24 p. 193—200.
- 藤井敬三 (1972): 岩井淳一教授記念論文集 p. 471—480.
- 藤井敬三 (1974): 地調本報告 no. 250—2 p. 145—157.
- 林大五郎 (1975): 地質雑. vol 81, P 769—782.
- HAYASHI, D. and KIZAKI, K. (1972): Jour. Geol. Soc. Japan v. 78, p. 677—686.
- HATTORI, I. and MIZUTANI, S. (1971): Eng. Geol., vol. 5, p. 253—269.
- 池田幸夫・嶋本利彦 (1974): 地質雑 vol. 80, p. 65—74.
- 垣見俊弘・小玉喜三郎 (1968): 地質ニュース no. 161, p. 15—21.
- 小玉喜三郎 (1976): 「西田彰一教授退官記念論文集」 p. 415—421.
- 小玉喜三郎・本多進・藤田仁・新田潔・鈴木尉元 (1976): 地調月報 vol. 27, p. 123—134.
- KOIDE, H. and S, BATTACHARIJ. (1975): Science, vol, 189, pp. 791—793
- 三梨 昂 (1973): 地球科学 vol. 27, p. 48—64.
- 水収支グループ (1976): 地下水盆の管理 東海大学出版会.
- 村田広司 (1975): 早稲田大学工学部資源工学科卒論.
- NETTELTON, L. L. (1934): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 18, p. 1, 175—1204.
- 岡部 洋・福井恵三・須藤 武 (1976): 芝浦工業大学土木工学科卒論
- SEZAWA, K, and K, KANAI (1938): Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 16, p. 7—20
- SHIMAMOTO, T. (1974): Tectonophysics, no. 22, p. 253—263.
- SHIMAMOTO, T. (1975): Jour. Geol. Soc. Japan. vol. 81, p. 255—267.
- 柘植藤和・酒井正雄・梶谷宣仁 (1976): 芝浦工業大学土木工学科卒論.
- 竹内 均・島津康男 (1969): 現代地球科学 筑摩書房.
- WILLIS, B. (1929): Geologic Structures, McGRAW-HILL Co. Ltd.
- 山田嘉昭 (1972): 「塑性・粘弾性」日本鋼構造協会編 コンピュータによる構造工学講座 II—2 培風館.
- YOKOTA, S. (1974): Jour. Geosc., Osaka City Univ., vol. 17, Art 4, p. 87—98.
- 高橋由宣・堀江 勉・坂倉康郎 (1976): 芝浦工業大学土木工学科卒論.
- 千葉県公害研究所 (1973): 千葉県公害研究所地盤沈下研究事業報告 no. 1.