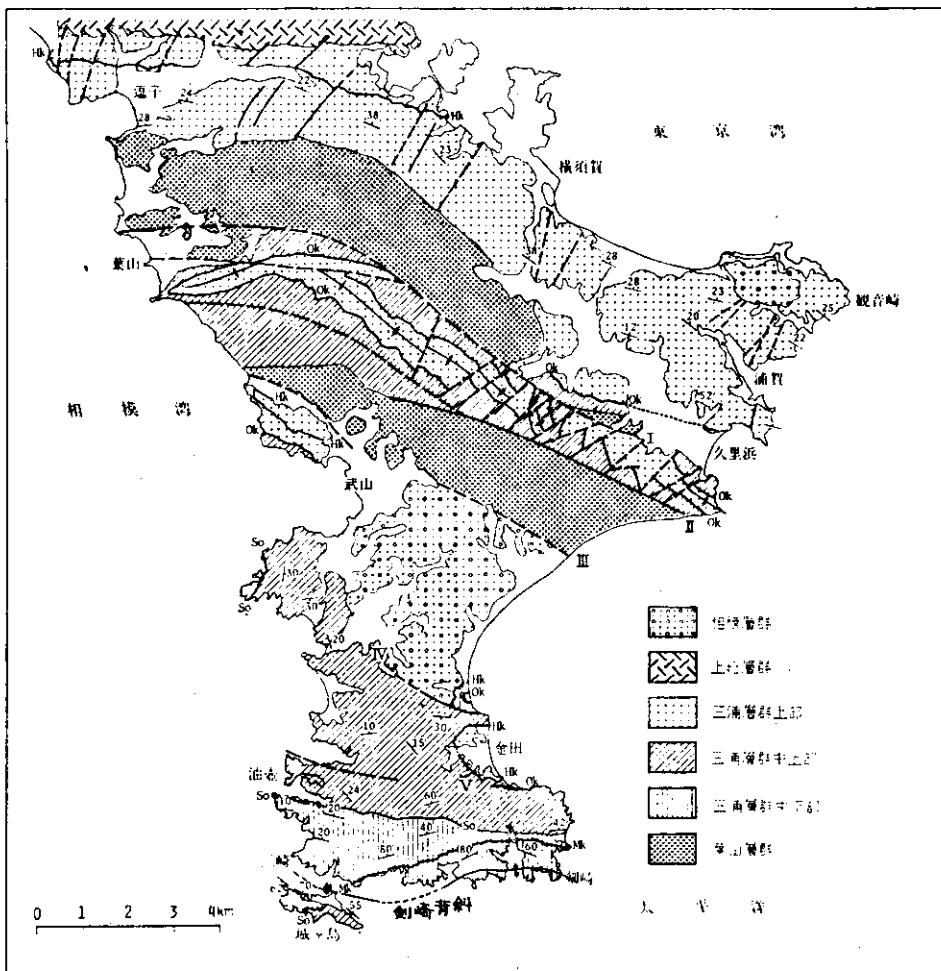


三浦半島剣崎背斜の形成モデル

国安 稔*
Minoru KUNIYASU

1. はじめに

三浦半島南端部には新第三系三浦層群中に東西方向で軸長10km以上の剣崎背斜（三梨他，1979）が発達している（第1図）。



第1図 三浦半島の地質図
(三梨・矢崎, 1968より簡略化)

*秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室（現在 新潟大学物理学部地質鉱物学教室）

剣崎背斜に関する構造地質学的な研究は三梨（1973）、三梨他（1979）が地層学的な立場から、小玉他（1980）が小断層解析による研究を、そして関東新生代構造研究グループ（1977）が基盤昇降モデルによる数値実験を行っている。しかしながら、その形成機構に関する統一的研究および検討はなされていない。

筆者はそのような観点から、三浦半島南東端剣崎地域において層相・層厚の地域的な変化を調べ堆積時構造運動を明らかにした。次に小断層解析を行い造構応力場を検討し、これらを統一的に背斜形成モデルを作製した。さらにスケールモデル実験によって形成モデルの検討も合わせて行ったので、それらを以下に報告する。

本研究を進めるにあたり、地質調査所・小玉喜三郎博士には終始御指導をいただき、また実験装置を使用させていただいた。島根大学・三梨昂教授、地質調査所・鈴木尉之博士には適切な御助言と御批判をいただき、秋田大学・加納博名誉教授、丸山孝彦助教授には常日頃から御支援をいただいた。また構造地質研究会の方がたと品田正一氏をはじめとする秋田大学構造地質ゼミの方がたからは御討論をいただいた。以上の方がたに厚く御礼申し上げる。

II. 地質概説

本地域ならびに三浦半島の地質に関しては赤嶺他（1956）をはじめとして数多く論じられてきた。特に三梨・矢崎（1968）や、三梨他（1979）においては詳細な地質図に加え、三浦層群の位置づけなどがなされている。

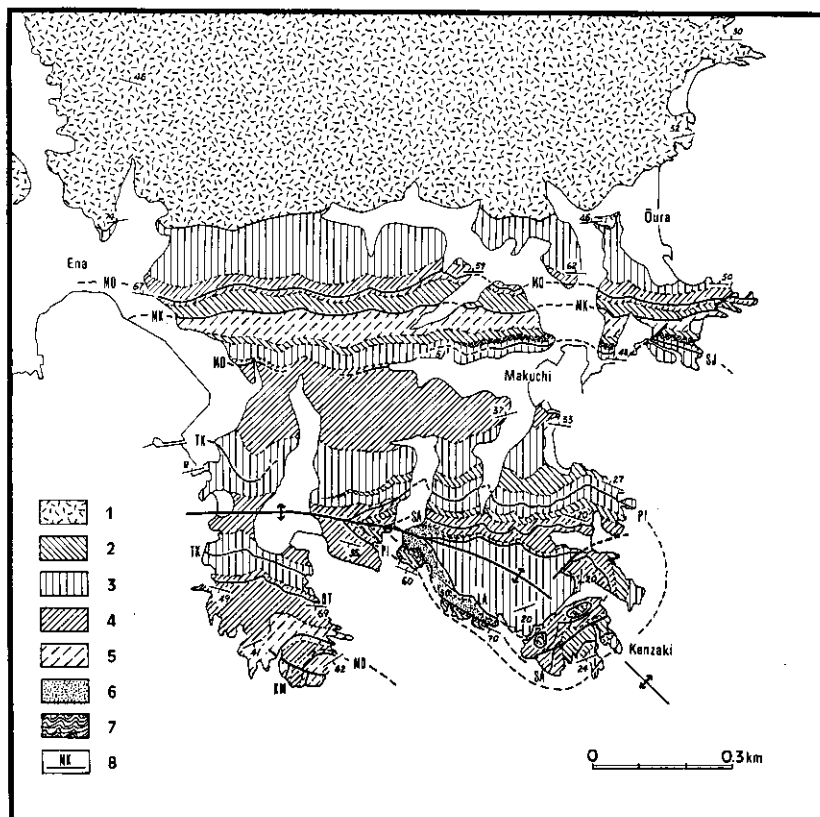
本地域における三浦層群はその岩相から三崎層と初声層に分けられる（第2図）。三崎層はシルト岩とスコリア質砂岩の泥勝ち互層からなり、しばしばシルト粒度の白色凝灰岩層を挟在する。単層の厚さは通常2～50cmであるが時に1mをこえるものもある。第2図では互層における砂岩層の含有率を地層の厚さの比で求めて（含砂層率）5区分している。なお三崎層中にはしばしば乱堆積構造が発達している。一方、初声層は三崎層を整合関係で被覆し、スコリア質・浮石質砂岩ないし礫岩から構成される。岩相の側方変化が激しく、著しいクロスラミナが発達している。

III. 剣崎背斜の構造

本背斜はほぼE-W性の軸を有し、南翼で60°～90°の傾斜（一部逆転）、北翼で40°～70°の閉じた背斜を示している。断面のとり方によって背斜形態は様々に変化するが、特に三崎-城ヶ島間では南翼で地層が逆転し、軸面が45°程度南に傾斜した過褶曲を示す。また褶曲軸は剣崎地域において東へ20°～30°プランジし、城ヶ島付近において西へ10°～40°プランジするため、ひとつのカルミネーションを示している。

褶曲軸をはさんで両翼での層相・層厚に注目してみると、剣崎地域の軸部付近において南翼では北翼に比べ厚さが3分の2程度に減ずる。北翼は泥岩や砂泥互層から構成されるのに対し、厚さの薄い南翼ではクロスラミナの見られる凝灰質砂岩が卓越する（国安，1979）。また本地域西方の三崎-城ヶ島付近ではこのような両翼での層相・層厚の変化が広域的に言えることが三梨他（1979）や小玉他（1980）で述べられている。

以上の結果は背斜軸部を境として層相・層厚の変化が堆積時に生じたことを示している。つまり、背斜軸北側で堆積盆地の基底が深くなるような構造運動を伴って三崎層が堆積したものと考えられる（三梨，1973，小玉他，1980，国安，1979）。



第2図 剣崎地域の地質図

1. 初声層
- 2-7. 三崎層 (2. 含砂層率10%以下 3. 同10-15% 4. 同15-20% 5. 同20-25% 6. 同25%以上 7. 乱堆積層)
8. 火砕鍵層

IV. 小断層解析

本地域の三浦層群中には数多くの小断層が発達している。断層発生時の造構的応力場に関しては小玉(1968), 小玉他(1980)などで述べられているが, 筆者は特に褶曲との地域的な関係を知るために背斜軸部が露出する剣崎地域において小断層解析を行った。

剣崎地域の海食台上に2つの調査区域を設定し断層スケッチを行い断層系統を分類した(第3図)。次にこの断層系を地域的に広げ応力場を復元した(第4図)。

断層系の分類に関しては5つの系に大別することが出来, これらを発生時期の古いものから順にA, B, C, D, E系統とする(小玉他, 1980, 国安 1980)。

以下, 褶曲との関係を中心に特徴を記す(第1表)。

1) A系統

この断層系は剣崎背斜付近での発達が著しい。広域的にはN-S性の圧縮場で形成された低角逆断層である。しかしその最小主応力軸*はかなりバラツキ, 剣崎地域ではほぼE-W性の最小主応力軸が主体で軸部において湾曲する傾向を示す。つまり剣崎背斜軸部付近においては地層の走向

*ここでは伸張応力を正としての最大主応力, 中間主応力, 最小主応力を示している。

に圧縮軸が平行するようになる。しかし最大主応力軸に注目してみると地層の傾斜にかかわらずほとんど鉛直方向に集中していることがわかる。このことより本系統は褶曲形成時に相前後して形成されたものと解釈される。

2) B系統

この断層系は背斜軸にはほぼ直交するN-S性の伸張場で形成された正断層（一部高角逆断層）である。本系統は背斜軸付近に特に著しく発達することより、本系統も褶曲形成と密接に関係していると思われる。

3) C系統, D系統, E系統

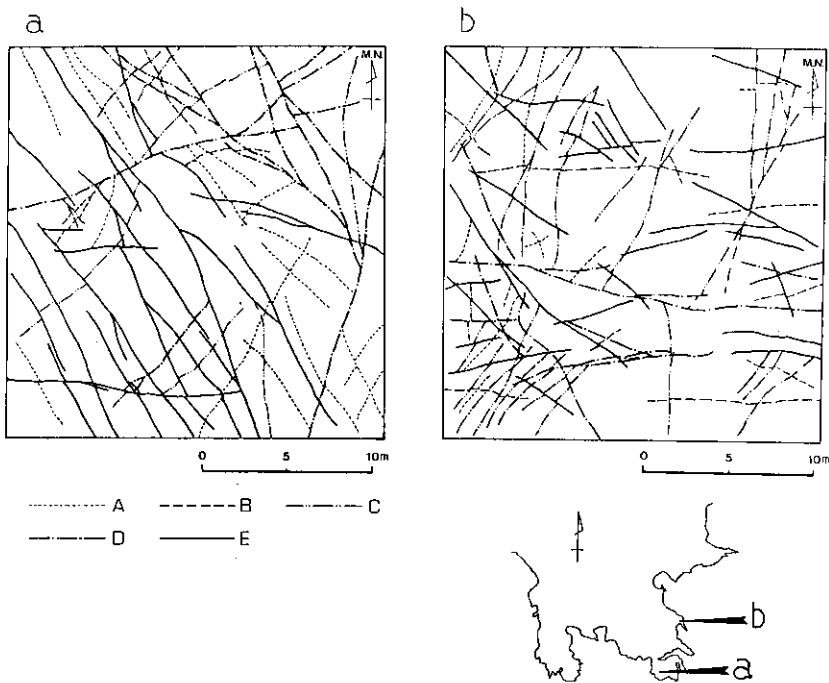
これらの断層系は背斜軸を切って発達しており、面の性質も異なってくることから褶曲形成後に発生した新期の断層群である。C, D, E系統はそれぞれNW-SE性の伸張場, E-W性の圧縮場, N-S性の伸張場で形成されたものである。C系統は広域的に発達頻度も高いが, D, E系統は背斜軸付近によく発達し, これは褶曲形成後に基盤が再活動した可能性がある。

V. 背斜形成モデル

以上の記載をもとに剣崎背斜の形成機構について考えてみる。

地層堆積過程における構造運動については前述したように基盤が背斜軸北側で相対的に沈降するような差別的昇降運動をしていたと考えられる。しかも軸部を境として層相・層厚が急激に変化することは軸部直下にブロック状の基盤の境界があったと解釈される（国安, 1979）。このモデルによれば, 前述したような層相・層厚の背斜両翼における差についてや, 乱堆積構造の存在も統一的に説明できる（第5図A）。

一方褶曲形成時には堆積時と逆向きに北側の基盤ブロックが相対的に上昇することによって背



第3図 剣崎地域における断層系スケッチ

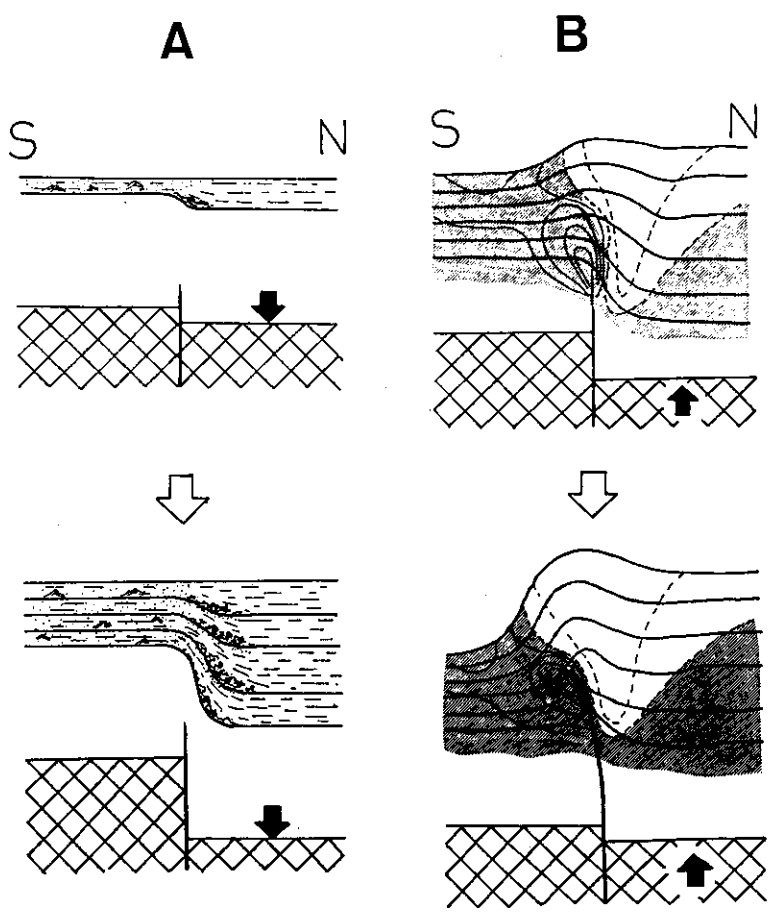


第4図 各断層系統における主応力分布図

σ_1 , σ_2 , σ_3 は伸張応力を正とした際の最大主応力, 最小主応力をあらわす。
ステレオ投影は上半球投影。

第1表 剣崎地域の小断層系

	断層面の走向	変位形式	断層面の性質	主応力軸の方向	
	傾斜			σ_1	σ_3
E	NW-SE, E-W 高角~垂直	傾斜移動 走向移動	完全×開離	N-S 水平	不定
D	NW-SE, E-W, NE-SW 低角	傾斜移動	開離 地帯のひびきを伴う	垂直	WNW-ESE 水平
C	NNE-SSW 高角	傾斜移動	固結 一部開離	NW-SE 水平	NE-SW 高角
B	E-W, NE-SW 高角	傾斜移動 走向移動	固結 馬の尻状と時々示す	N-S 水平	不定
A	NNE-SSW, NW-SE 低角	傾斜移動	固結	垂直	WNW-ESE 水平 背斜軸部へ湾曲



第5図 剣崎背斜形成モデル

A. 地層堆積過程
 B. 背斜形成過程
 (影の部分は圧縮場, 白ヌキの部分は伸張場を示す)

斜が形成されたと考える。その際基盤反転量がある程度大きくなるとブロック境界から高角逆断層が発達し、かつ軸が南側に転倒した過褶曲の形成が期待される。反転量が小さい場合、背斜軸部は圧縮の場にあり逆断層の発生場となるが、反転量が大きくなり背斜形成の末期には急激に伸張場にもち上げられて正断層の発生場となる* (第5図B)。以上は小断層系におけるA系統とB系統に対比される。

以上の考察を第5図に示すが、このように基盤ブロックが堆積時と逆向きの動きをする差別的な昇降運動によって本背斜は形成されたと考えられる。

また褶曲形成の時期については本地域だけではそれを規定できないが三梨(1974)によれば更新世末期末の長沼不整合期と考えられている。

VI. スケールモデル実験

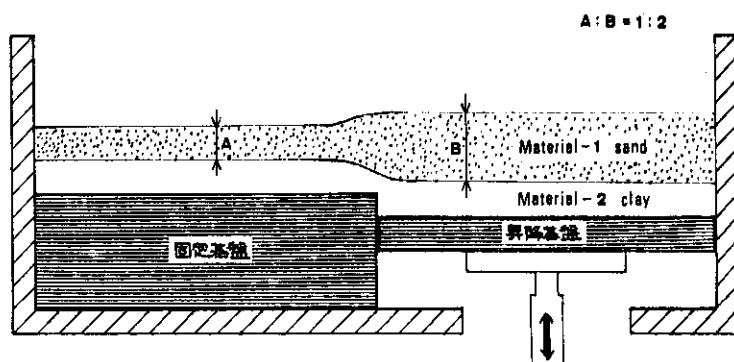
前項の形成モデルを基本として、その妥当性および変形のプロセスを肉眼的に確かめることを目的としてスケールモデル実験を行った。

1) モデルの設定

実験を行うにあたって次のようにモデルを単純化した。

基盤ブロックが差別的に沈降するような堆積時構造運動とそれが反転上昇し背斜構造が形成されるという結論から、造構力として基盤ブロックの差別的上下運動のみを考える。また、背斜両翼において地層の厚さが変化することに関しては、野外での平均的な層厚比である1:2をモデルとして採用した。

具体的な実験方法・装置に関しては第6図に示す。23×15×60cmの木箱を実験のための容器とし、この箱の左半分には高さ10cmの石膏性ブロックを置いた。右半分には高さ3cmの石膏性ブロックを置きピストンを接続した。このピストンはモーターと連動しており上昇・停止・下降することができる。前者のブロックを固定基盤、後者のそれを昇降基盤と呼ぶことにする。各基盤上には葉山層群上部に相当するベントナイト粉体(第6図, Material-2)を入れる。地層堆積過程の実験は昇降基盤を下降させつつ、砂の粉体** (第6図, Material-1) を層厚比1:2で圧密しないように注意して堆積させた。砂は被覆層・三浦層群に相当する。その後逆に昇降基盤を上昇させ褶曲形成過程の実験を行った。



第6図 実験装置横断面図

* このような応力場の考察に関しては原他(1977 MS)であきらかにされている。

** 粒径0.15~0.3mmが90%の標準砂を使用している。

2) 相 似

重力のモデル比 C_g は 1.0, 密度のモデル比 C_ρ は約 0.5 である。長さのモデル比 C_l は 5×10^{-5} とする。これらから強度のモデル比 C_τ を求めると, $C_\tau = C_g \times C_\rho \times C_l = 2.5 \times 10^{-5}$ となる。

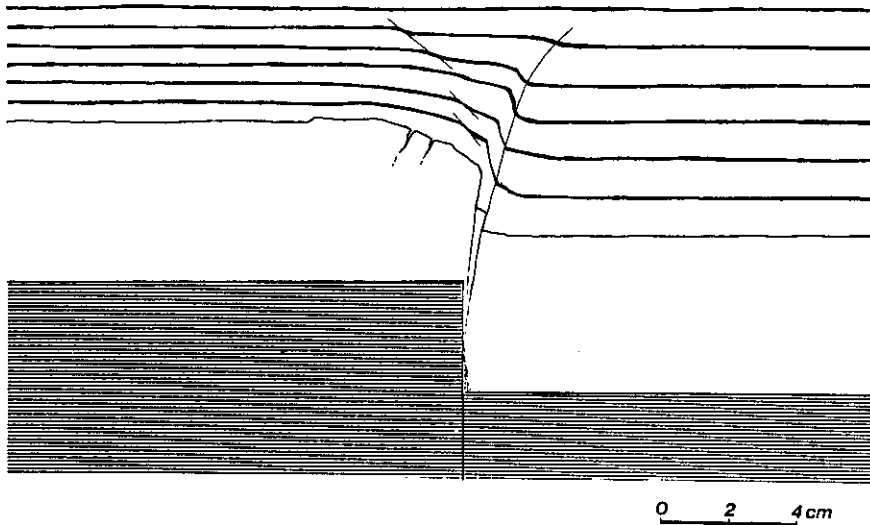
長さのモデル比に関しては, 三浦層群三崎層の層厚が約 1,200 ~ 1,300 m と考えられることよりここでは 1,200 m を採用した。モデル比 $C_l = 5 \times 10^{-5}$ より実際の実験では 6 cm で行った。また, 南翼側の層厚の薄い部分は 3 cm で実験を行っている。

また強度に関して, 三崎層は 300 気圧までの封圧で 200 ~ 700 kg/cm² を示す。しかも 300 気圧以上では塑性変形をするようになる (小出他, 1971)。実験のモデル比 2.5×10^{-5} はベントナイト粉体の場合, 天然の 1,200 kg/cm² となりかなり高い値を示している。一方, 砂の粉体の場合はこの値よりかなり低い値を示しており (HUBBERT, 1951, 小室他, 1980), 大体天然の物性を反映していると考えられる。

3) 実験結果

i) 基盤沈降時, つまり地層堆積過程では昇降基盤側にはり出す高角逆断層が形成される。この断層は基盤ブロックが沈降しはじめると, ブロックのヘリから, ほとんど垂直に近い傾斜で上方へ発達する。断層の上端は上面ちかくでわん曲し逆断層となる。

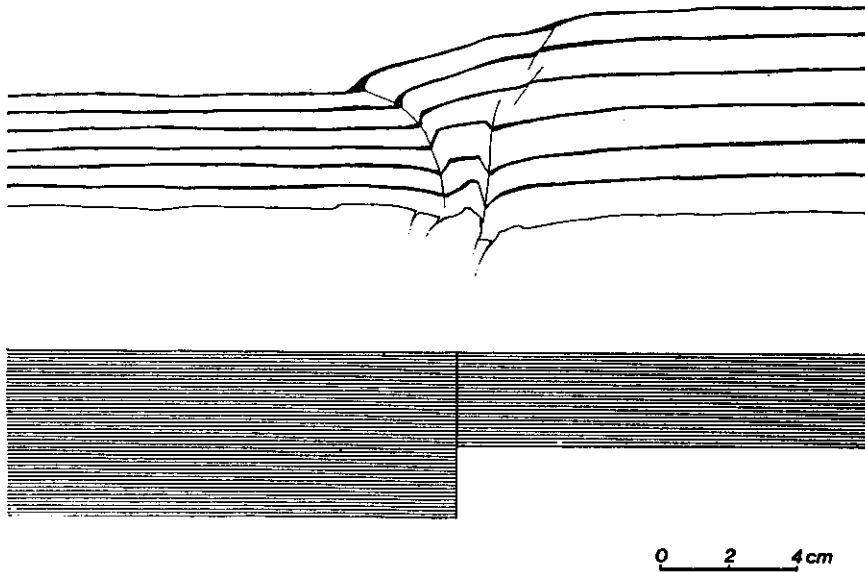
一方, 固定基盤側には断層の長さが 1 ~ 2 cm 程度の小規模な正断層が発達する。この正断層は沈降基盤側に傾斜し, 転位量は最大 1 ~ 2 mm である (第 7 図)。



第 7 図 基盤沈降 - 地層堆積過程のスケッチ
(昇降基盤沈降量 30 mm)

ii) 基盤反転時には地層堆積時に形成された正断層を利用し, 逆に固定基盤側にはり出す高角逆断層が形成される (第 8 図)。この高角断層は基盤反転量に規制されており, 反転初期には形成されない。しかしブロックのヘリ付近に発生するとその後は急速に上方へ発達する。この断層もまた, 上端は上面ちかくでわん曲し, 逆断層として上面の肘の部分に達する。副次的な逆断層が相伴って主断層の近くに形成される場合も再現実験では確認された。

以上の結果, 堆積時の高角断層と基盤反転時の高角断層の両者に挟まれたブロック境界上部に



第8図 基盤反転過程のスケッチ
(昇降基盤反転量30mm)

背斜構造が形成される(第8図)。この背斜は下位ほど振幅が大きく、その形態は被覆層直下の基盤の小ブロック化に支配されている。

また基盤反転時の後期には昇降基盤側の上面ヒンジ(肩の部分)中心に正断層が形成される。この断層は長さが1~2cm程度の小規模な正断層で固定基盤側へ傾斜している。

4) 実験に関する検討

以上の実験結果より基盤の相対的沈降量と相対的反転量は振幅との間に正の相関が見られることがわかった。また背斜形態が基盤の小ブロックに規制されるということも明らかになった。これらは背斜形成に関する幾何学的境界条件と材料物性を示している。

また野外との比較については次のことが明らかになった。基盤反転時に生じた高角断層は地表付近で低角な逆断層となる。さらに反転時後期には小規模な正断層が形成される。これらは野外においてA系(逆断層)とB系(正断層)の関係に対比される。

しかし実験では堆積時に生ずる高角断層が背斜形成の一因となっているが、野外では今までのところこうした事実を認めるにはいたっていない。この理由に関しては堆積過程の断層であることから、面の性質や発達頻度等の問題で発見されにくいこと、もしくはA系統として取り扱われていた、ということが考えられる。もしこのような断層が発見されれば、堆積時構造運動を考慮に入れた褶曲の見当が必要になってくることを上述の実験は示している。逆に精査をおこなってもこのような断層が発見されない場合は、物性条件等、別の境界条件を考える必要がある。

Ⅶ. 今後の課題および問題点

最後に今後の課題と問題点を列記して本報告の結びとする。

- 1) 実験結果から地層堆積時に生じた高角断層~逆断層の存在が予想されるが、このような事実を野外で発見されることが期待される。もしこのような断層が発見されない場合、別の境界条件によるモデルを考えなければならない。
- 2) 基盤反転時の高角断層~逆断層と反転時末期の正断層が野外におけるA系、B系に対比され

たが、各断層の分布や応力場の再検討は今後の問題である。

3) 実験上の課題であるが、基盤の物性の問題や時間の問題等、境界条件を変化させて幅広いモデル実験による吟味の必要がある。

文 献

- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・大森昌術・関陽太郎・鈴木好一・渡辺景隆, 1956: 三浦半島の三浦層群について, 地球科学, **30**, 1-8.
- 原 淳一・大槻和正・拓植藤和, 1977: 基盤の昇降運動による粘性曲げ褶曲の数値解析. 芝浦工大・卒論(手記).
- HUBBERT, M. K., 1951: Mechanical basis for certain familiar geologic structure. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **62**, 355-372.
- 関東新生代構造研究グループ, 1977: 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報, **20**, 241-278.
- 小玉喜三郎, 1968: 城ヶ島における小断層解析. 地質雑, **74**, 256-278.
- ・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸, 1974: 箱型褶曲の内部構造について — スケール・モデル実験による研究 —. 地調報告, No. 250-2, 121-143.
- ・岡 重文・三梨 昂, 1980: 三崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所.
- 小出 仁・星野一男・井波和夫・岩村茂男・三井 忍, 1971: 第三系堆積岩の強度・延性度の年代・地域による差異について. 地質雑, **77**, 327-334.
- 小室裕明・藤田至則, 1980: グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 — 陥没形成のメカニズムに関するスケールモデル実験 —. 地質雑, **86**, 327-340.
- 国安 稔, 1979: 三浦半島剣崎背斜の構造解析. 構造研会誌, **23**, 6-8.
- , 1980: 三浦半島剣崎背斜の構造解析 — とくに褶曲と断層について —. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 353.
- 三梨 昂・矢崎清貫, 1968: 日本油田・ガス田図6「三浦半島」(1: 25,000), 地質調査所.
- , 1973: 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, **27**, 48-65.
- , 1974: 南関東地区の構造発達史. 関東地方の地震と地殻変動(垣見・鈴木編), ラティス刊, 31-50.
- , 1977: 層厚変化による堆積層による堆積層の区分単位とその基盤運動 — 南関東を例として —. 藤岡一男教授退官記念論文集, 249-260.
- 三梨 昂・他, 1979: 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図(20)(1: 10万)および同説明書, 地質調査所.
- SANFORD, A. R., 1959: Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 19-52.