

△ XVII

地質調査所報告 第250号-2

新潟第三系堆積盆地の  
形成と発展  
構造地質・地球化学編

地質調査所

昭和49年3月







551.782(521.41) : 551.24 : 552 : 543.6

地質調査所報告

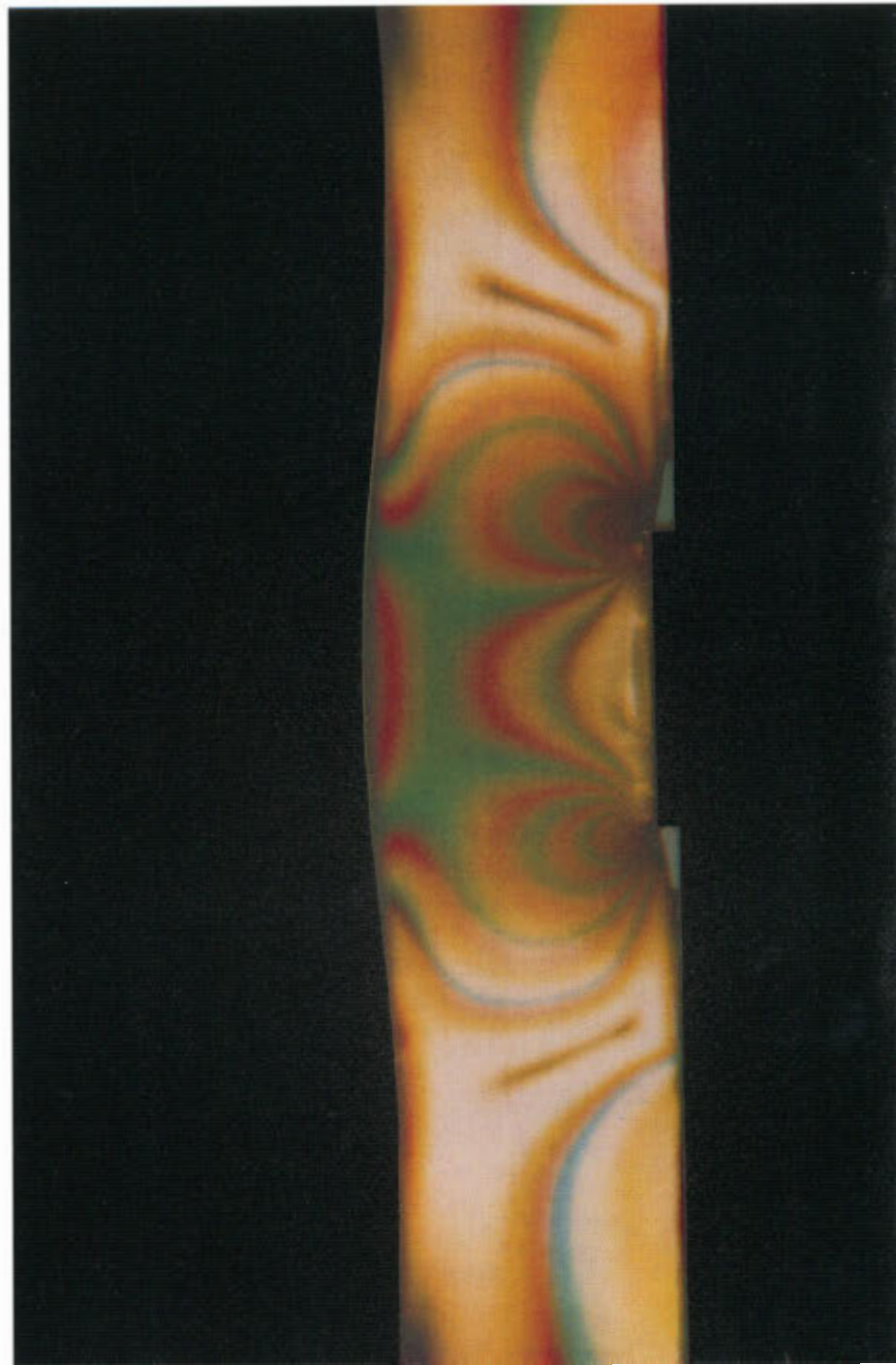
所長 小林 勇

新潟第三系堆積盆地の  
形成と発展

構造地質・地球化学編

第三系堆積盆地研究グループ





幅 5 km の基盤ブロックが 500 m 上昇した時の被覆層内の応力分布を示す光弾性実験等色線写真（光源は白色光）本文 p. 159～174 参照

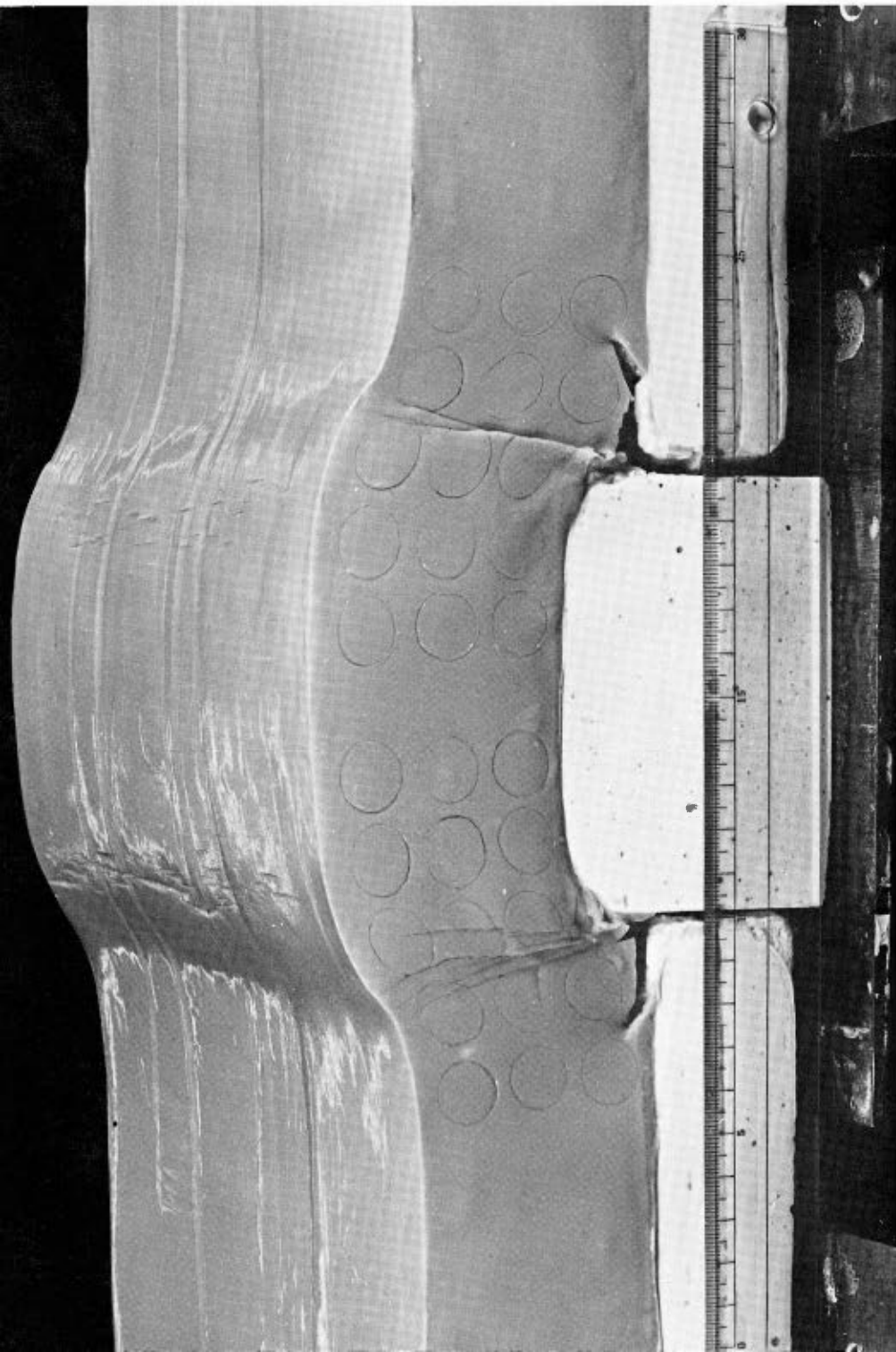




新潟県三島郡三島町中永峰  
ふぎんの椎谷層中に発達す  
る「深層型海底地どり」の  
断面、椎谷層の堆積時期に  
盆地の中心部へ向って東か  
ら西へ海底斜面を大規模な  
地どりが生じた、図のよう  
な逆断層と褶曲が幾つも重  
なって発達する様子が、こ  
のふぎんの連続した露頭で  
観察できる。



基礎ブロックの上昇運動に  
よって生ずる箱型褶曲の実  
験結果、変形する地層に相  
当する物質として粘土を用  
いている。他表面で箱型褶  
曲の肩部に発達する正断層  
群、基礎ブロックの境界か  
らほぼ垂直に発達する大規  
模な高角逆断層群、そして  
高角逆断層に付随してまれ  
に発達するほぼ水平な断層  
群が、主な裂カ系である。  
(本文 p. 121~143 参照)



## 目 次

### V. 構造地質

- V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部櫛形山脈の例— ……植村 武・高橋 明… 1
- V.2 東山背斜翼部の断層系… ……小玉喜三郎・樋口茂生… 23
- V.3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関 ……  
小玉喜三郎・鈴木尉元・宮下美智夫・相馬庸三… 37
- V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について ……  
鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎… 53
- V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について ……  
鈴木尉元・三梨 昂… 79
- V.6 東北日本西南部の深部地質構造について ……鈴木尉元・関口静嘉… 93
- V.7 50万分の1新潟・東京地震地質構造図 ……  
鈴木尉元・藤田至則・三梨 昂・小玉喜三郎… 117

### VI. 実験構造地質

- VI.1 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… ……  
小玉喜三郎・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸… 121
- VI.2 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二, 三の考察… ……藤井敬三… 145
- VI.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について… ……衣笠善博… 159

### VII. 地球化学

- VII.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察—主として有機・地化学的立場から… ……  
田口一雄… 175
- VII.2 日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題… ……市原優子… 201
- VII.3 油田第三系における泥質岩の化学組成… ……豹 武… 211
- 石油地質学の課題と今後の発展方向 ……  
鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・島田忠夫・小玉喜三郎… 229

## 論文寄稿者

- 藤井 敬三 地質調査所燃料部石炭課  
藤田 至則 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室  
樋口 茂生 千葉県公害研究所地盤沈下研究室  
市原 優子 大阪市立大学理学部地学教室  
影山 邦夫 地質調査所燃料部石油課  
衣笠 善博 地質調査所地質部地質第2課  
小玉喜三郎 地質調査所燃料部石油課  
粕 武 地質調査所技術部地球化学課  
丸田 美幸 (元)芝浦工業大学土木工学科  
三梨 昂 地質調査所燃料部石油課  
宮下美智夫 地質調査所燃料部石油課  
小川 銀三 地質調査所技術部特殊技術課  
関口 静嘉 (元)東京教育大学理学部地質学鉱物学教室  
島田 忠夫 地質調査所北海道支所燃料課  
相馬 庸三 (元)芝浦工業大学土木工学科  
鈴木 尉元 地質調査所燃料部石油課  
田口 一雄 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室 (地質調査所併任)  
高橋 明 新潟大学理学部地質学鉱物学教室  
植村 武 新潟大学理学部地質学鉱物学教室 (地質調査所併任)

## CONTENTS

V. Structural Geology, Seismology and Geodesy	
V.1 Kinematic Picture of Basement Rocks and Folding of Overlying Layer—An Example of Kushigata Mountain Range, Niigata Prefecture, Japan .....	
Takeshi UEMURA and Akira TAKAHASHI.....	1
V.2 The Fault Pattern on the Wing of Higashiyama Anticline, Niigata Prefecture .....	
Kisaburō KODAMA and Shigeo HIGUCHI.....	23
V.3 Studies on the Relation between the Recent Crustal Deformation and Geologic Structures in Niigata Tertiary Basin.....	
Kisaburō KODAMA, Yasumoto SUZUKI, Michio MIYASHITA and Yōzō SŌMA.....	37
V.4 On the Mechanism of Folding in the Niigata Tertiary Basin .....	
Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA, Tadao SHIMADA, Michio MIYASHITA and Kisaburō KODAMA.....	53
V.5 Geotectonic Division, Geologic Development and Mechanism of Folding in the Northern Fossa Magna Region.....	
Yasumoto SUZUKI and Takashi MITSUNASHI .....	79
V.6 Seismic Evidence for the Deep Structures of Northeast Japan.....	
Yasumoto SUZUKI and Shizuka SEKIGUCHI.....	93
V.7 Seismotectonic Map of Niigata and Tokyo (1 : 500 000) .....	
Yasumoto SUZUKI, Yukinori FUJITA, Takashi MITSUNASHI and Kisaburō KODAMA ..	117
VI. Experimental Tectonophysics	
VI.1 On the Internal Structure of Box-shaped Folds.....	
Kisaburō KODAMA, Yasumoto SUZUKI, Ginzō OGAWA and Yoshiyuki MARUTA...	121
VI.2 Consideration of the Stress Distributions in the Upper Crust Caused by the Block Movement.....	
Keizō FUJII.....	145
VI.3 Photoelastic Experiments of the Transverse Bending.....	
Yoshihiro KINUGASA.....	159
VII. Geochemistry of the Sedimentary Rocks	
VII.1 Some Considerations on the Time of Formation of Petroleum Deposits in the Neogene Tertiary Basins, Northeastern Japan—Principally from the Organo-geochemical Point of View .....	
Kazuo TAGUCHI.....	175
VII.2 Study on Amino Acids in Sediments of Japan .....	
Yuuko ITHARA.....	201
VII.3 Chemical Composition of Muddy Rocks from Tertiary Formations in Niigata Oil Fields, Central Japan.....	
Takeshi KOMA.....	211
Program for Study of Petroleum Geology in Future.....	
Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA, Michio MIYASHITA and Kisaburō KODAMA...	229

## List of Contributors

- FUJII, Keizo ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- FUJITA, Yukinori ; Institute of Geology and Mineralogy, Tokyo University of Education,  
Tokyo
- HIGUCHI, Shigeo ; Chiba Prefectural Research Institute for Environmental Pollution Ground  
Subsidene Section, Chiba
- ITIHARA, Yuuko ; Institute of Geoscience, Department of Science, Osaka City University,  
Osaka
- KAGEYAMA, Kunio ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- KINUGASA, Yoshihiro ; Geology Department, Geological Survey of Japan, Kawasaki
- KODAMA, Kisaburō ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- KOMA, Takeshi ; Technology Department, Geological Survey of Japan, Kawasaki
- MARUTA, Yoshiyuki ; (Formerly) Institute of Civil Engineering, Shibaura Institute of  
Technology, Tokyo
- MITSunASHI, Takashi ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- MIYASHITA, Michio ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- OGAWA, Ginzō ; Technology Department, Geological Survey of Japan, Kawasaki
- SEKIGUCHI, Shizuka ; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science,  
Tokyo University of Education, Tokyo
- SHIMADA, Tadao ; Hokkaido Branch, Geological Survey of Japan, Sapporo
- SŌMA, Yōzō ; (Formerly) Institute of Civil Engineering, Shibaura Institute of Technology,  
Tokyo
- SUZUKI, Yasumoto ; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- TAGUCHI, Kazuo ; Institute of Petrology, Mineralogy and Mining Geology, Faculty of  
Science, Tōhoku University, Sendai
- TAKAHASHI, Akira ; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata  
University, Niigata
- UEMURA, Takeshi ; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata  
University, Niigata

## V. 構造地質

### V. 1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲\*

#### —新潟県北部楡形山脈の例—

植村 武\*\*・高橋 明\*\*

#### 要 旨

新潟県北部の楡形山脈では、花崗岩類よりなる基盤を主体として山体の両側に新第三紀層が带状に分布している。そのため基盤の運動と褶曲形成との関係を具体的に解析するには適当な地域である。山体の西側では第三紀層が基盤岩と正断層で接するが、東側では逆断層で接し、小波長、短軸の波曲構造を示している。基盤岩中の断裂系を調査すると、主として楡形方向 (N40°E) とこれに直交および斜交する3種のものが識別される。また花崗岩体の運動史を調べると、①古第三紀頃の併入、②津川相当層堆積前における上昇と削剝、③第三系堆積過程での沈降とその後の上昇が示される。これらの運動と断裂の分布、とくに断裂面の大部分が垂直でなくある傾向をもって傾斜している事実は、基盤岩が傾動隆起運動したと考えなければ説明できない。更に小さなブロックに分けて傾動を調べると、全体として基盤岩がいわゆる楡形方向にドーム状の形態を示しながら東へ傾動していったと考えられる。上に述べた新第三系の地質構造もこの考えを満足している。このように新潟地域にみられる多くの非対称な過褶曲構造も、同様な形成機構で説明できるだろう。

#### 1. 序 説

近年、構造地質学の進歩は著しくそのテンポを速めた観があるが、いわゆる近代構造地質学に関しては、未だその方法論が確立されていないままに種々な“近代的”解析技術の導入が試みられている状態である。例を褶曲の形成機構にとると、問題を巧みに解決すべく、単に褶曲を受けた岩層だけを他から切りはなしてとりだし、いわゆる“近代的”な手法による解析を試みるやり方があるが、これは地質学の方法ではない。地質学では褶曲形態の詳細な記載 (歪像)・褶曲の形成過程 (運動像)・褶曲形成の原因 (力学像) の3つが、一貫性をもって究明されなければならない。したがって褶曲体と周囲の非褶曲体との運動学的・動力学的関係が、より広い地域構造発達史の中に位置づけられ、その上で“近代的”な手法が用いられてこそはじめて褶曲成因論の進歩に貢献することができるといえよう。

本論文では、新潟県北部の楡形山脈地域に分布する基盤岩 (花崗岩類) とその周囲をめぐって発達する新生代の堆積岩系を例として基盤の運動と被覆層の褶曲との関係を考察した。その結論は、もちろん

\* 1971年11月稿

\*\* 新潟大学理学部地質鉱物学教室 (地質調査所併任)

褶曲一般の成因に適用できるものではないが、少なくとも新潟堆積盆地のいわゆる“油田褶曲”の形成機構や、石油・天然ガス鉱床の形成を考える場合の基礎的な資料となるであろう。本論文では、この地域の岩石に関する力学的試験結果が未だ十分な精度で得られていないため、数量的解析を行なうにはいられなかったが、基盤の運動像を明らかにし、それと被覆第三系の褶曲との関係を定性的に考察することをもって現段階での結論とした。

本研究を進めるに当たり、筆者の一人植村は新潟大学地質鉱物学教室の西田彰一・茅原一也両教授によってはじめて橈形山脈の断裂系を見学する機会を得ることができた。また、植村は地質調査所燃料部の島田・宮下・影山・三梨・鈴木尉元・小玉の各技官および地質部の垣見・平山両技官から有益な討論と貴重な助言をいただいた。付記して厚く感謝する次第である。

## 2. 課題と方法

褶曲の力学的原因を明らかにすることは、構造地質学の中でも最もむずかしい問題のひとつである。いずれにしても褶曲の形成過程を考えてみると、そこには褶曲を作った原因とその結果、および両者を結ぶ途中の経過が存在するはずであり、この3つの段階をそれぞれ、力学像(原因)・運動像(過程)・歪像(結果)の解明という3つの研究課題に対応させることができる(植村, 1971)。

まず力学像について考えてみよう。褶曲機構の研究には大別して基本的に異なる2つの考え方がある。1つは粘性褶曲論(RAMBERG, 1963 a など)・塑性褶曲論(横山, 1966; MAKIYAMA, 1970)・座屈褶曲論(BIOT, 1965など)等にみられるように褶曲体の側方圧縮という力学状態に原因を求める考え方であり、他の1つはBELOUSOV(1954)などに代表される褶曲体基盤の昇降運動を原因とする考えである。要するにこの2つの考えは、力学的原因を基準として褶曲を分類した場合の“曲げ褶曲(bending fold)”と“座屈褶曲(buckling fold)”に対応するものである(RAMBERG, 1963 b)。また、PRICE(1967)は座屈褶曲論の立場をとりつつも単純な座屈では地殻浅所で形成される非対称褶曲の成因を説明できないとし、層状構造に平行ではなく、斜めの方向に最大圧縮性応力軸が存在する場合について詳しい理論的解析を行ない、また植村(1971)は、外力を間隔にする場合には、それが一次的なものか二次的に派生したものかを区別することの重要性を指摘した。いずれにしても先に述べた2つの力学像が基本的なものであって、GZOVSKII(1962)が指摘しているようにこの2つは褶曲体内部の応力状態が全く異なるにもかかわらず同一スタイルの褶曲を形成し得るのである(Fig. 1)。

次に運動像をとりあげてみよう。この実体は力学像によって決定されるものであり、力学像の内容は上に述べた力とこれを受ける褶曲体の物性とで構成される。たとえば、褶曲を形成する岩層がいわゆるcompetent bedとincompetent bedとからなり、ductility contrast(DONATH and PARKER, 1964)が存在する場合には座屈褶曲も可能であるが、然らざる場合には基盤の運動による“受動的な褶曲”の形成される可能性が充分存在する。植村(1971)は基盤運動に褶曲の原因を求める場合には、その運動の具体的な性質と褶曲体の境界条件の詳細な吟味が必要なことを強調した。例えば基盤の運動様式が垂直昇降性ではなく、回転を伴う運動、つまり傾動(tilting)であるならば、各地塊の境界をなす断層の性質により、一方では地殻のその部分の伸長、他方では短縮が生ずることになる。この場合、褶曲体の片側では重力断層、他の側では衝上断層が発達するならば、全体としては歪の適合条件を満足すること



V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部橿形山脈の例— (植村・高橋)

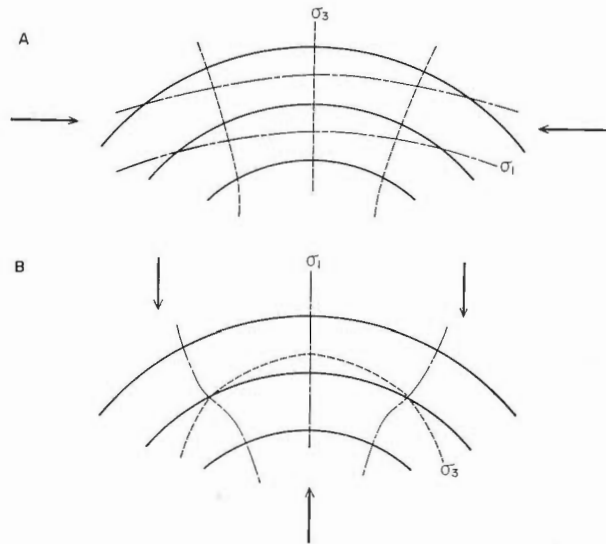


Fig. 1. Schematic figure showing the stress field within the folded layer. A : Buckled layer, B : Bent layer,  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  : Maximum and minimum compressive principal stress axes (Gzovskii, 1962).

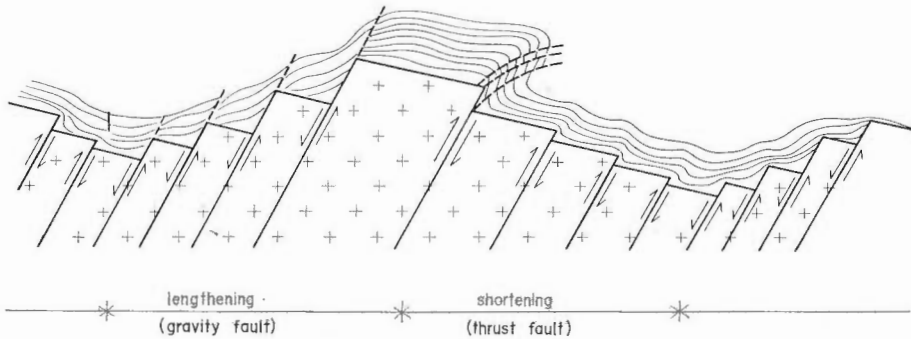


Fig. 2. Schematic cross section showing the tilting of basement block and folding of overlying sedimentary cover. Note that "strain compatibility" is satisfied by the combination of lateral lengthening domain (gravity fault) and shortening one (thrust fault).

になるから、側方圧縮性の場の存在を一面的にだけとらえてこれを地殻収縮説、さらには水平移動説に直ちに結びつけるのは早計であるといえよう (Fig. 2)。

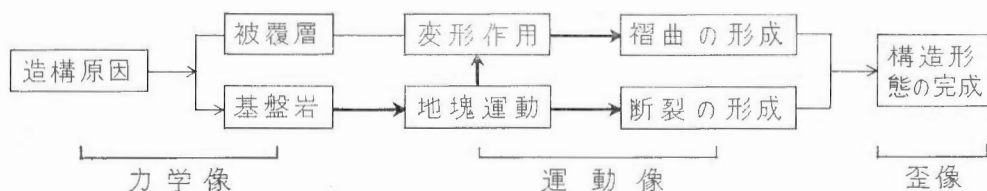
最後に歪像について触れるならば、これは褶曲体そのものといえることができる。ここで問題となるのは、褶曲の全体像はもちろんであるが、とりわけ小構造の詳細な調査と測定・記載である。このことは今まで述べたところから明らかなように運動像を決定し、力学像を決めるために必要不可欠な天然の事実に関するものである。

以上に述べた3つの段階のうち、本論文で問題にするのは運動像を中心とした褶曲の形成機構である。方法的にみるならば、それは、原因(力学像)と結果(歪像)との間にあって両者を結びつけ、帰納

と演繹という2つの考え方を1つの方法として相補的にとらえるための接点に存在する問題といえるであろう。

次節で実例を述べるに先立って、具体的な問題の設定と抽象化したシステムの構成、および解析手段などの相互関係について簡単に触れておくことにする。ここで扱う系は単純にモデル化してしまうと、基盤とこれを被う堆積岩層からなり、問題は後者の褶曲の形態的特徴を前者の運動によって解釈することが可能であるか否か、もし可能ならば、それはいかなる運動によって可能か、という点にある。花崗岩のような一定の方向性を持たない岩体の運動をいかにして解明するかが問題解決の鍵となる。PRICE (1959) の確立した節理系の形成に関する力学は、造構史との関連において成因を考える場合にきわめて有効なので、地域の構造発達史と矛盾しない範囲でこれを利用することができる。さらに解釈すべき褶曲形態の本質的に重要な特徴は転倒側の脚部に衝上断層を伴う過褶曲の背斜構造が中心である。

以上の諸点を要約して図式的に示せば次の通りである。



矢印の向きは構造形成の順序を模式的に示したもので、これを逆向きにたどれば問題を解く手順を示すことになる。

### 3. 櫛形山脈の構造

櫛形山脈は新潟県北東部に位置し、ほぼ北北東—南南西に走る一種の地壘山脈である。地形的な山脈としては 20~30km の長さ過ぎないが、その南西方向への延長は直接新潟油田の東縁に連なる重要な位置を占める。山脈の主体は花崗岩類からなり、周縁に第三紀以後の堆積岩系が分布するので、褶曲機構の問題を、基盤と被覆層の関係において研究するにはきわめて好都合である (Fig. 3)。

#### 3.1 地質の概要

本地域の地質に関しては、西田・津田 (1961)、片平 (1969) による主として層位学的な観点からの研究以外に公表されたものはほとんどない。筆者らの調査は、山脈の北部すなわち荒川と胎内川の間部分について行なわれた。その結果を Fig. 4 および Table 1 に総括して示す。

いわゆる“基盤”の花崗岩類は“実川型”花崗岩 (CHIHARA, 1959) とよばれるもので、新潟地方の花崗岩類の中では古期のものに属し、その年代は古第三紀とされている。

中粒ないし粗粒の花崗閃緑岩が主体であるが、時として斑れい岩状の部分が観察される。花崗閃緑岩は著しく風化されていわゆる“マサ (真砂)”化しているところが多い。

“マサ化”は後に述べる節理系などの断裂面から進行したものらしく、しばしば新鮮な部分が球状体としてマサの中に残留している。ちなみに、1967年の羽越豪雨の際、荒川・胎内川流域などに大きな被害をもたらした土石流の主体は、この球状体の二次的堆積物の洗掘流下によるものである。

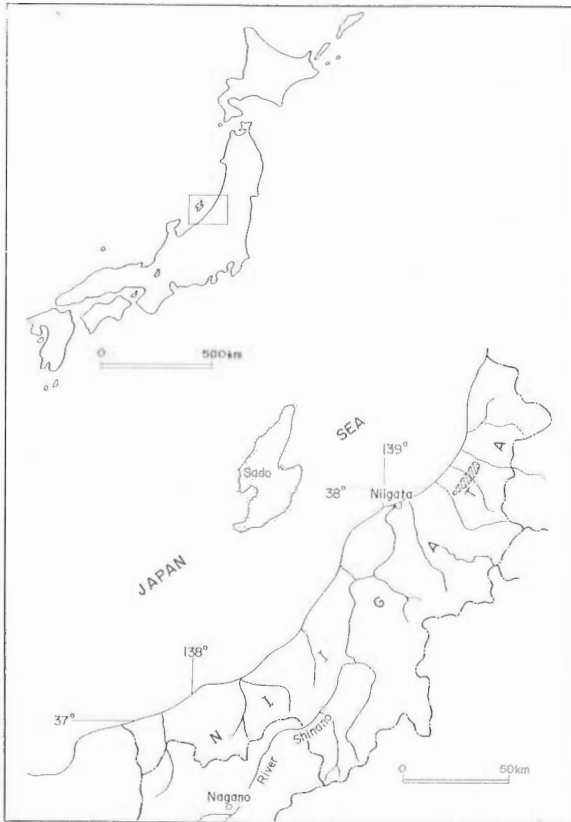


Fig. 3. Index map. Hatched area is the Kushigata mountain range.

これらの岩石はアブライト・流紋岩・安山岩などの岩脈によって貫かれているほか、後に詳しく述べるように多様な断裂によって特徴づけられる。しかし、初生的な構造としては、マグマの冷却時に生じたと思われる“cooling joint”がまれに認められる以外には、なんらの異方性も観察されないので、巨視的には均質等方な岩体であったとみなすことができよう。

堆積岩系については、若干の地層区分や分布上の相違を除けば、西田・津田(1961)の研究と本質的には同じ結果であるので、詳しい記載は省略し、大要を Table 1 に概括するにとどめる。ただ、筆者らの研究主題と関連してここに述べておく必要のある重要な点は、新第三系の大部分が、基底の礫岩・砂岩以外は圧倒的に泥岩の卓越した岩相を示すことである。換言すれば、いわゆる“competent bed”(たとえば泥岩に対する砂岩など)は新第三系の層序の中には認められない。

以上、要するに岩石物性的な観点から地質系統の記載をするならば、延性度(ductility)のきわめて小さい“基盤”と、これを被覆する延性度の大きい泥質岩の2大別が可能である。

### 3.2 地質構造の概要

“大構造的”展望の下にこの地域をみるならば、まず第1に問題にされなければならないのは、この

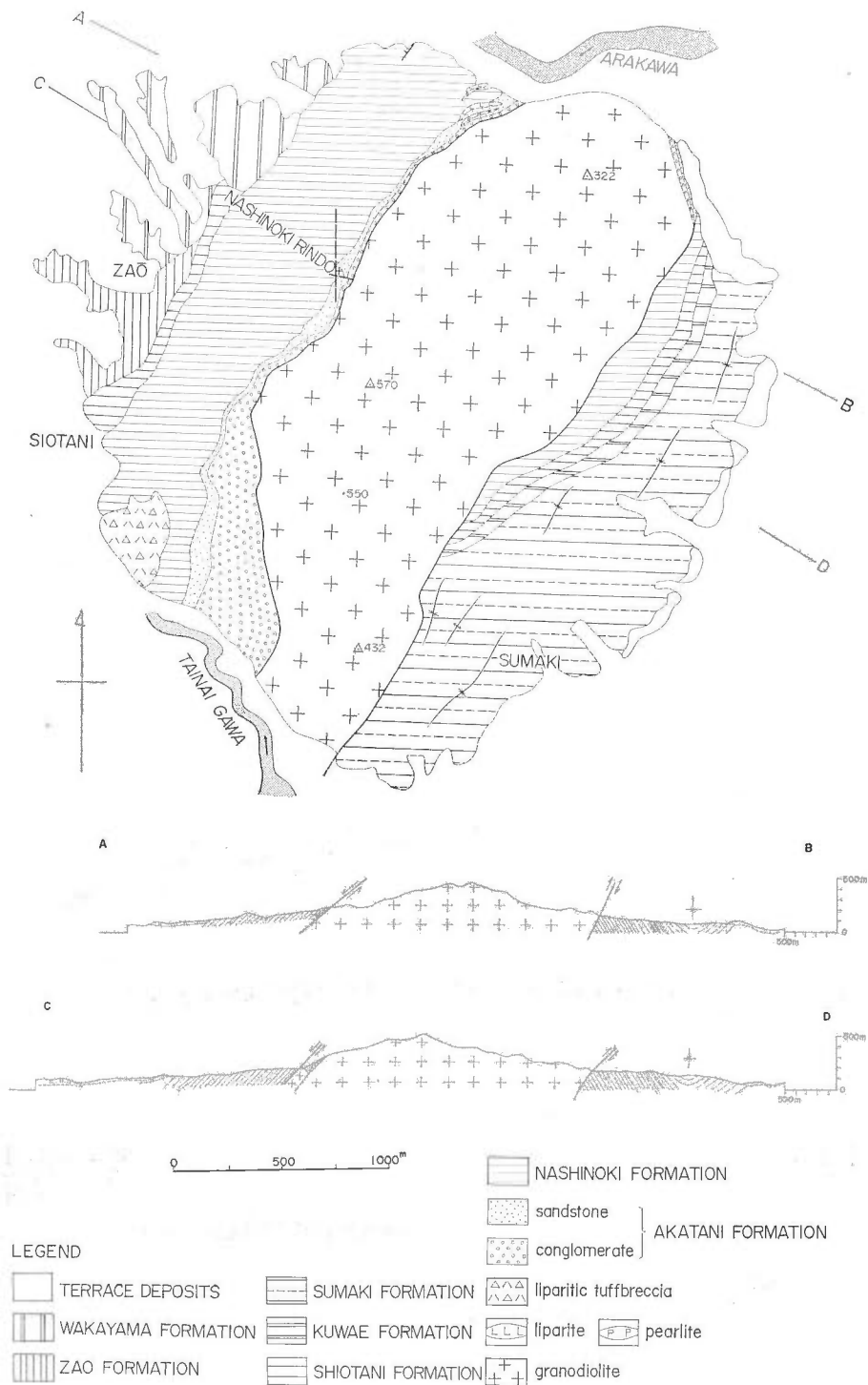


Fig. 4. Geological map of the northern part of the Kushigata mountain range and cross sections along the lines A—B and C—D.

V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部楯形山脈の例—(植村・高橋)

Table 1 Generalized stratigraphic sequence and correlation of sedimentary rocks distributed in the vicinity of the Kushigata mountain range.

Age	Standard stratigraphy of Niigata oil field	Name of Formation	Thickness	Columnar section	Principal lithology	Remarks
PLIIS-TOCENE		Wakayama Formation	40 M ±		gravel, sand and mud.	
		Zao Formation	200 M ±		massive sandy siltstone	Fossils of marine fauna
PLIOCENE		Haizume Formation	200 M ±		sandy siltstone	Fossils of marine fauna.
		Nishiyama Formation	200 M ±		Alternation of sandstone and mudstone.	Fossils of marine fauna.
		Shiija Formation	80 M ±		black mudstone	
	Late	Teratomari Formation	110 M ±		Alternation of tuff and hard shale	
MIOCENE		Nanotani Formation	450 M ±		Hard shale with liparitic tuff-breccia and calcareous nodule.	Intrusion of liparite and pearlite dyke.
	Middle	Akatani Formation	100 M ±		Arkosic coarse sand and tuff bed.	Intrusion of liparite and pearlite dyke.
		Tugawa Formation	360 M ±		Conglomerate with thin layers of tuff.	

地域の構造地質学的な時間的空間的位置であろう。いうまでもなく本地域は、いわゆる“グリーンタフ”地域の中にあつてその造構史とともに山脈自体の構造形成が行なわれたことは明らかである。具体的にはこのことは次のような事実によって示される。

第1は方向性の問題である。楯形山脈の伸長方向が北北東—南南西であることは先に述べたが、この方向は“新潟方向”とよばれ、中新世中期から洪積世中期あたりにかけて新潟堆積盆地に形成された主要な構造要素および構造体の伸長方向と完全に一致している。

第2は油田を形成している褶曲構造との関係である。島田・他(1971)は新潟堆積盆地の褶曲構造を総括し、軸長30km程度のものを第1級の褶曲とした。彼等によれば楯形山脈は背斜の基盤が地表に露出してはいるが、本質的には第1級の背斜である。このような背斜は新潟油田の西山油帯・中央油帯・東山油帯など各所にみられ、その形態的特徴は、それらのほとんどが非対称な転倒褶曲(過褶曲)であつて、比較的平坦な冠部と転倒側の脚部に衝上断層を伴っている点である。しかも、転倒の方向は必ずしも一定の規則性をもつたものではなく、同一の背斜においても場所により反対の方向への転倒が認められることがある。これらの形態的特徴は、褶曲の形成機構を考える場合、重要な手がかりを与える天然の事実である。

次に調査地域である楯形山脈北部の主要な構造要素について概観してみよう。いわゆる“小構造”に関しては項を改めて後で詳しく述べることとし、ここではそれより大きな規模のもので、楯形山脈という1つの構造体にとって不可欠なものについて述べる(Fig. 5)。

山脈の概形を規定しているものは東西両側とも基盤岩類と第三紀堆積岩類の境界をなす断層である。

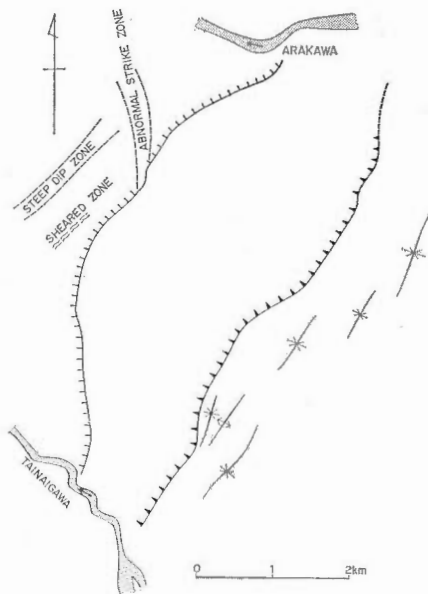


Fig. 5. Tectonic map showing the major structural elements.

### V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部櫛形山脈の例— (植村・高橋)

西側のものは中角の正断層で、第三系基底の不整合面に近いところに生じたものらしく、まれには基盤との接触関係が断層ではなく第三系がアバットしているところもある(たとえば梨木林道の谷)。東側のものは中角～高角の逆断層で、幅数mの粘土化・角礫化した破碎帯を伴うのが普通である。なお、わが国の石油・天然ガス資源(1969)の断面図によれば、山体西方の地下においても基盤岩類は正断層群によって断たれ、西さりの階段状構造が推定されている。山脈の東西両側を限る断層がそれぞれ一連のものか、あるいは雁行断層のようなものは露出不足のため確かめることはできなかったが、少なくとも西側の断層は、東西性と南北性の断層群によって切られ、梨木林道の谷では基盤岩と第三系基底層とが複雑な分布を示すことは確実である。山脈の概形に關してもう1つの見過し得ない事実は、山脈の方向は全体として北北東—南南西であるが、調査地域の南部、胎内川に近づくると南北性の方向に変化してこの部分で“く”の字型の形態をとり、胎内川のところで櫛形山脈がくびれたように狭ばめられていることである。後に述べるように胎内川北側の地塊運動の性質を他の部分と比較して考えると、この“く”の字状形態は後生構造の反映である可能性が大きい。基盤岩中にみられる断層のうち、粘土化・角礫化した破碎帯を伴うものは山脈周縁の第三紀層中にまでのびるものが多く、その1つは山脈西側の第三系中にみられる異常走向帯(走向N20°～45°W)に連続している。

第三系自体は一般に山脈の伸長方向に平行な走向で、西側では西傾斜、東側では全体として東傾斜であるが、細部にわたって検討すると次のような構造要素が確認される。まず東側の第三系は Fig. 5 に示すように山体から1 km 以内のところに向斜軸が断続的に山脈と平行に配列し、南部ではさらにもう1本づつ背斜軸と向斜軸がほぼ並走している。つまり東側の第三系は全体としては東方へ傾くが、山脈東限を画する逆断層の前面に短軸・短波長の背斜・向斜があり、これらによって波曲状の構造を呈するものとみることができる。次に山脈西側の第三系中には3つの構造要素が認められる。1つは先に述べた異常走向帯であり、第2は山脈に平行な急斜帯により山脈側にあつてはほぼこれと平行な破碎帯である (Fig. 5)。おそらく、これらはいずれも基盤の断層運動の表層への反映であろう。

最後に、先にも若干触れた比較的大規模な断層と岩脈類について述べておく。大規模な断層の多くは山脈両側の多くは山脈の境界断層をも含めて断層粘土・断層角礫を伴うものがほとんどで、基盤岩中にあつてはしばしば岩相の境界となつていることがある。山脈の伸長方向に平行なものが大部分で、山脈に直交する方向のものがこれに次ぐ。後者の傾斜方向はほとんどすべて南西である。基盤岩中にみられる岩脈類の方向も山脈に平行なものが最も多い。

#### 3.3 小構造の記載・分類

調査地域で観察される小構造は、小断層と節理、要するに断裂構造がほとんどすべてである。また、堆積岩中には基底および最上部の砂質岩に若干の小断層や節理が観察され、中部の硬質頁岩にも節理がみられるが、これらは数の中でもわずかなので、ここではもっぱら基盤の運動を明らかにすべくその中に発達する多数の断裂をとりあつた。このような小断層は断裂面に沿って両側の岩体にくいちがいが生じているか否かによって、原理的には小断層と節理とに大別されるはずであるが、花崗岩類のような岩石にあつては実際問題として“断層”を識別することははなはだ困難な問題である。

櫛形山脈の基盤岩においては、次の2つの基準で“断層”を識別した。第1は花崗岩類中になんまりしばしば発達する石英脈があり、明らかにこれにずれを与えているものは当然断層である。第2には、岩

体のずれは不明であるが、断裂面に固結した粘土の薄層がはさまれていて、明らかに両側の岩体の差別的な運動によって生じたと考えられるものである。しかしながらこの第2の基準は、逆の場合が必ずしも真でないことは自明の理であり、さらに第1の基準についても石英脈などのないところでは判断の助けとはなり得ない。実際の野外での観察・測定の結果では石英脈などに生じているずれは最大でも数10cm程度で、同系統の断裂面が同一場所でまったく石英脈をずらしていないところもある。結局、小断層と節理とはここでは本質的な相違はなく、同じような時期に同一の応力条件下で発生したとみることができる。最初に節理が生じ、後にそれに沿うずれが起って断層になったことはもちろん考えられる。

ともあれ、一応上のような基準で“断層”を識別してみると、その走向は橢形山脈に平行なものと共に直交する方向のもの2系統が存在し、前者が後者よりも多く、また後者のほとんどが南西に傾斜している。明らかな小断層については測定数も少ないのでこれ以上述べることもないが、断裂面の性質は上述の粘土薄層をはさむもの以外は節理としたものに酷似し、両者の区別は不可能に近い。また、確実な共役性を示す小断層はほとんど認められない。

次に“節理”について述べる。以上に記したところから明らかなように、ここで“節理”としてとりあつかうものの中には、小断層が含まれていることはいうまでもないが、両者の本質的な相違を考える必要はなさそうなので一括してさしつかえないであろう。以下、通常の命名法に従って、橢形山脈に平行ないし平行に近い走向の節理を“longitudinal joint”，これと直行する走向のものを“cross joint”，両者とほぼ45°の角度をなす走向のものを“oblique joint”とよぶことにする。調査地域には、これらの3系統がすべて発達している(Fig. 6)。言うまでもないが、先に述べた胎内川北方で橢形山脈がほぼ南北性の方向をとるところは、この方向をlongitudinalとする。節理面の分類に際しては方位と共に、面の性質が重要な基準であるが、本地域のものについてみると、次の3種類が認められる。

第1のものはすでに3.1で触れたいわゆる“cooling joint”である。開離性の節理面が互いにほぼ直交する3方向にほとんど均等に発達し、1辺数10cm～1m程度の立方体を形成しているものがこれで、3つの組になった節理面のうち1つは水平に近い。分割された岩体の稜や角は風化して円味を帯びているものが多い。この種の節理はきわめて少数しか観察されなかった。

第2のものは長く伸びる平滑な面の節理群で時に小断層となることもある。面は新鮮なところのみで決して開離性ではなく、間隙やこれを後から埋めた石英・方解石などは存在しない。この種の節理が最も一般的に観察されるもので、しばしば交叉する2～3系統が共存するが、切断関係から新旧を判定するのはきわめて困難である。ただ北西部の南北性の節理は比較的新しいと思われるものが多い。節理面間の距離は、面に直角な方向1mの間に入る節理の数、つまり、(面数/m)という密度として測定したが5～10枚程度のものが最も普通であった。これはおそらく節理形成によって解放されるまで岩体に蓄積されていた歪エネルギーの大きさを知る手がかりとなるものであるが充分統計的処理に耐える測定数ではないのでここではこれ以上触れず今後の問題としておく。

第3の節理面は比較的短かく、面が曲ったりジグザグ状で平滑ではないもので、しばしば第2のものと一緒に岩体を煉瓦状に分割することがある。数の上ではさほど多くはない。面の性質は複雑で、開離性とは言えないがそれに近いものもある。



V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部楡形山脈の例— (植村・高橋)

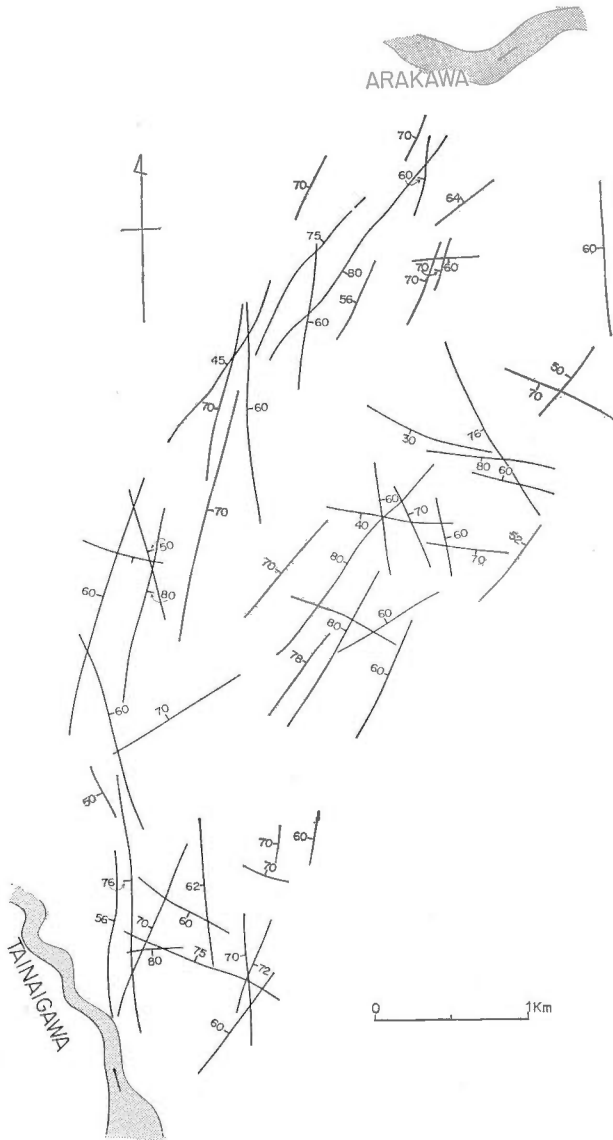


Fig. 6. Map showing the fracture system.

その他以上の3つのいずれとも判別しかねるような節理も若干あるがきわめて少数である。要するに、楡形山脈に分布する多様な節理系のうち、最も普遍的であり、かつ明らかに造構性の断裂と考えられるのは上に挙げた第2のものであって、第1のものはもちろん第3のものも造構性の節理か否か疑問である。したがって第2の種類の節理が基盤の運動像を解明する手がかりになるものと判断し、以下の解析の対象とした。

### 3.4 節理系の方位解析

前節に記載した節理系を地域ごとに区分して等積投影で示したのが Fig. 7 である。地域の区画は一辺 1.25km の正方形 9 個からなるが、これはこの大きさに分割することによってほぼ調査地域内の基盤

分布区域をカバーできるという便宜的な理由のほかに、胎内川の北方で山脈が南北性の方向をとる地域 (H, Iの区画), およびこれと本来の山脈の伸長方向との接合部 (Gの区画) などの構造的広がりがある程度想定してきめた試験的なものである。各区画ごとの特徴を Table 2 に示した。

集中度が余り良くないため系統区分は困難で、特に longitudinal joint と oblique joint とはその集中点の区別がむずかしい。ともあれ3系統に分けてその特徴をみると、山脈全体の特徴としては、longitudinal joint には北西へ傾斜するものが多く、cross joint の傾斜は大部分が南西、oblique joint のうち南北性の走向のものはほぼ東西へ均等な傾斜頻度を示すが、東西性の走向のものは南へ傾斜するものが多い。

さらにこれを9つの区画ごとに検討してみると、CとE, DとF, HとIはそれぞれかなりよく似た傾向を持つが、北端のAとBを比較すると、Aでは cross joint の南西への傾斜頻度が高く、Bでは走向東西性の oblique joint の南傾斜の頻度が高い。また、南部のHとIをくらべるとIの cross joint は南傾斜のものが北傾斜のものより多い。さらに山脈の屈曲部Gでは、他のいずれとも異なって、longitudinal joint は南東～東へ傾くものの方が多い。結局、大局的に見ると [A・C], [B・D・E・F], [H・I] の3ブロックはそれぞれ類似の傾向を示し、さらにこれらの3ブロックどうしの特徴も漸移的な変化とみなすことができるが、Gのみは上に述べたまったく異質の要素を含んでいる。このことはGの構造的位相とともに基盤運動の性質を知る上で重要な意味を持つと思われる。なお、[H・I] ブロックの特徴を、Gを除く他の地域、とりわけB, D, Eなどから連続的に移行しているとみなすことは、胎内川北方で楕円山脈が南北性の方向を示すあたりでは、この方向を longitudinal とすることを意味するものである。このことは、3.2 で触れたように山脈のこの形態が初生的なものではない可能性を示すものであって、たとえば、Fig. 6 の longitudinal joint が山脈の屈曲と平行して走向を変化させていることから推察される。

Table 2 Orientation frequency of joints and their characteristics. VH, H, M, and L show highest, higher, intermediate, lower concentration of orientation respectively.

Unit Block Division	Strike : Longitudinal		Cross		Oblique			
	Dip side : NW	SE	NE	SW	E	W	N	S
A	VH	H	L	H	H	H	M	L
B	VH	H	L	M	M	M	L	M
C	VH	H	L	H	H	L	L	L
D	H	M	L	M	L	L	L	H
E	H	M	M	M	—	—	—	—
F	VH	H	L	M	L	M	L	M
G	M	H	H	H	M	M	—	—
H	VH	—	H	H	L	L	—	—
I	VH	M	M	H	L	L	M	M

V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部樺形山脈の例— (植村・高橋)

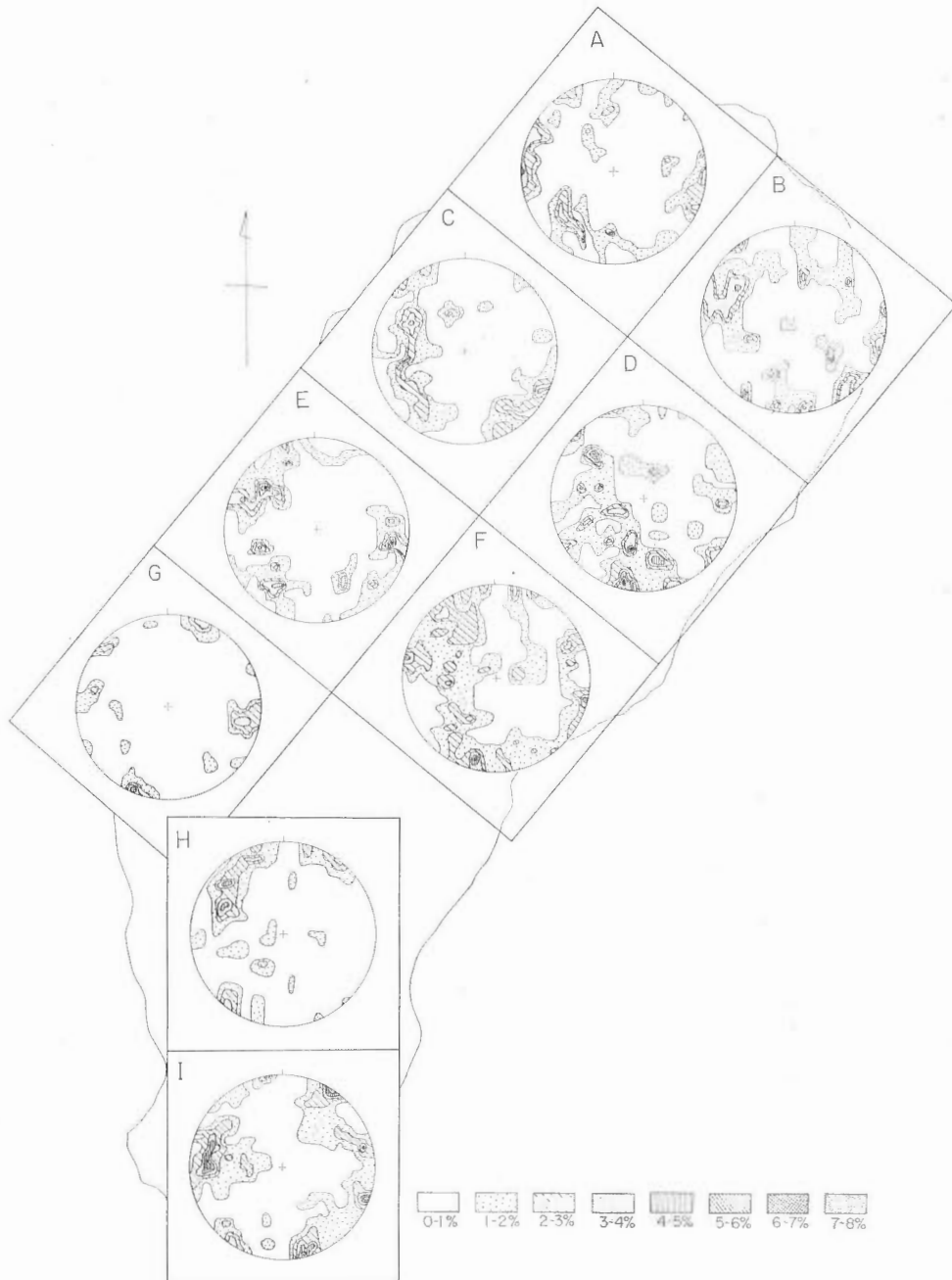


Fig. 7. Schmidt net diagram of joint system (upper hemisphere plot). A~I are tentative divisions of the area for orientation analysis of joints.

3. 5 基盤運動の解析

節理の成因については造構史と関連するので次節で述べることとし、ここでは節理を手がかりとして基盤の運動が具体的にどのようなものであったかをまったく幾何学的に解析してみることにする。

1つの構造体に広域的に発達する節理は、その走向から3系統に分類されると同時に、それらはいずれも垂直の面であるということが言われてきたし、PRICE (1959) はそのことを理論的に説明した。ところで、今まで述べてきた櫛形山脈の節理は Figs. 6, 7 などから明らかなように節理面は高角のものでも80°、低角のものに至っては40°~30°のものさえあり、平均的には60°~70°のものが最も多く垂直のものはほとんどみあたらない。このことは節理生成後の基盤運動の性格を示すものとみることができるとであろう。

今、Fig. 7 に示したA~Iの9区画を試験的に基盤運動の単位ブロックと考え、各ブロックにみられる節理系のできるだけ多くのものが垂直に近い傾斜を示すような“復元運動”を考えることができるならば、その運動方向を逆向きにしたものが求める運動であることは明らかである。このような運動を模式的に示したのが Fig. 8 であるが、ここにみられる運動は明からに“傾動”すなわち回転を伴う運動である。これは要するに、北西ないし西に傾斜する longitudinal joint と南西ないし南に傾斜する cross joint が卓越していることの当然の帰結である。全般的な傾向としては東ないし南東への傾動であるが、もう少し詳しくみると各ブロック毎に差別的な傾動が読みとられる。傾動の軸は、A・B・C

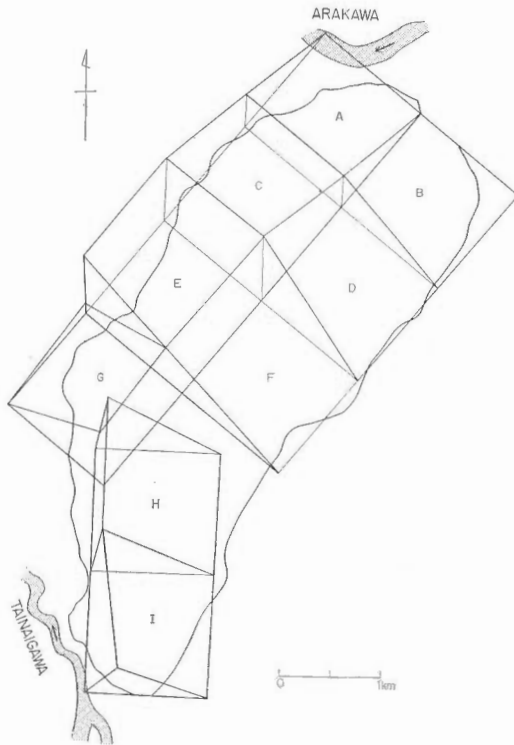


Fig. 8. Schematic figure showing the differential tilting of each unit block.

・Dではほぼ南北、E・Fでは北北東—南南西、H・Iではほぼ南北で全体としては伸びた“S”字状にゆるくカーブしている。ただGブロックだけは、傾動の軸はE・Fなどと同じであるが傾動方向が反対で西北西に傾いている。

結局、傾動の量(回転角)は中央部が最も大きく、山脈の方向に伸びた半ドーム状構造ができ上がっているが、Gブロックのみは他と逆の傾動を行なったとすることができる。なおこの解析では、山脈の中～北部に分布する南北性の走向で東傾斜の oblique joint と、北東—南西の走向で北西に傾く oblique joint を重視しなかった。それは3.3に述べたように前者は概して新しい時期にできたらしい節理であり、後者はこれと“共役的”な位置関係にあるからである。

なお、A～Iの単位ブロックのとり方を変えて更に小さくすれば、より小さな運動の差を識別することができるはずであるが、実際的には、もし山脈の全面に岩体が露出していてすべての節理を測定し得るならば切峰面を描く時に生長曲線を作って単位面積を割りだすのと同様な手法で単位ブロックの大きさを決めることができるであろう。

### 3.6 節理系の形成機構と造構史

まず最初に、現在までにわかっているこの地域の造構史をごく簡単にまとめてみよう。実川型花崗岩類の侵入はすでに触れたように古第三紀の出来事であった。その後、中新世に入ると、いわゆるグリーンタフ時代が始まり多様な火山活動が展開されるがこの地域ではこれらは岩脈類で代表される。中新世中期(多分、東北日本の標準層序では台島期あたり)から碎屑物の堆積がはじまり、第四紀の地層まで含めてこれらが花崗岩類を覆って現在に至っている。このような地史を、基盤の運動像としてとらえてみると、花崗岩類の生成は多分、地下20～30kmの地殻中で行なわれたとみられるから、その時代を古第三紀の初期としても、グリーンタフ時代の開始まで約 $35 \times 10^6$ 年ほどの期間内に隆起して地表に露出していたことになる。その後、中新～鮮新統の堆積の進行とともに一旦地下数kmの深さにまで沈降し、ふたたび隆起に転じて第三系の褶曲とともに現在に至るが、その間おそらく洪積世の中頃(魚沼層と矢代田層の間の時期)に褶曲運動が最も著しく進行したことが新潟堆積盆地全体の構造発達史から結論されている(三梨・他, 1971; 樋口, 1971)。

次に、このような地史的背景を考慮しつつ節理系形成の“力学像”を素描してみよう。既に3.1で述べたようにこの地域の花崗岩類は初生的には均質等方な岩体であったと考えてさしつかえない。そこでまず検討を要するのは岩体の生成した場所の応力状態である。侵入した場所の深さからは、おそらく5～6kbの静水圧状態が推定される。一方、古第三紀という時代は、日本列島全体をみても日高や四万十の地向斜と北海道・北九州の一部を除けばほとんどの地域が陸化していた時期であって、橢形山脈地域のみ特殊な造構的応力場を設定する積極的根拠は存在しない。いわばこういった“静穏”な力学的状態のもとで花崗岩体はゆっくりと隆起して地表に達し、やがてグリーンタフの時代を迎えたと思われる。しかし、ここで見落してはならないのは、地殻の中～深部における温度・圧力状態の下では岩石を単純に弾性体と考えるわけにはゆかない点である。どのようなレオロジーモデルを想定するのが最も適当であるかはこの場合余り問題にする必要はないが、いずれにしても、粘性ないし塑性要素が含まれるであろう。その場合には造山期に働いた応力の緩和時間と関連して、花崗岩類侵入前の造構史が重大な意味を持つことになる。PRICE (1959) は後造山期における応力緩和時間について検討し、その値が

簡単に  $1 \times 10^7$  年を超えること、それ故いわゆる“残留応力”が初めの応力の 1% にまで低下するには  $5 \times 10^7$  年もの時間を要することを強調した。

一方、東北日本内側地域における後期中生代の造構運動は、第三系に被覆されているため、その詳細は不明であるが、当然この地域も、なんらかの造構性応力条件の下にあったことは容易に推測されるし、その際、最大または最小いずれかの主応力軸が日本列島の方向に平行であったと考えておくのはそれほど妥当性を欠くとは思われない。古第三紀における実川型花崗岩の侵入は、それに先行する造構期の応力がまだ充分“残留”している地殻中で行なわれたため、必然的に周囲の地殻と同じ応力分布をとったものと考えられる。あるいはまた、花崗岩の侵入がまだ造構性応力の作用しつつある状態の下で行なわれたものであったとすれば、岩体は直接その応力を継承したであろう。いずれにしてもこのような偏差応力は時の経過とともに次第に衰弱してゆくが、最終的な結果はこのような条件下での岩体の挙動が Bingham 型か Maxwell 型かによって異なる。後者の場合は歪エネルギーは時間の経過とともに減少していくので残留応力は次第に零に近づき、応力場は静水圧状態に接近してゆく。

節理系の形成に関する PRICE (1959) の考えによれば、節理の生成は造構期には力学的に不可能で、後造構期に構造体が隆起してゆく過程で、重力荷重による垂直および水平応力と“残留応力”および強度の相互関係の変化によってはじめて可能である。彼は、応力の初期条件としてはほぼ“静水圧”に近いが主応力の最小軸と中間軸を区別できる程度の偏差応力の存在する場合（つまり物的には Maxwell 型）と、はじめからかなり大きな造構性応力の残留している場合の兩者について検討し、前者からは直交する 2 系統の節理、後者からはこれらと斜交するものを加えて合計 3 系統の節理が形成されることを示した。橢形山脈の場合は初期条件としては“静水圧”に近い状態を想定するのが妥当であろう。以上の考察に基づいて橢形山脈にみられる節理系の形成と基盤の運動史を次の 2 段階に区分してまとめることができる (Fig. 9)。

**第 1 段階：**花崗岩体の隆起の開始。応力場は静水圧に近いが、日本列島の方向（現在の橢形山脈の方向）に平行に主応力の最小または中間軸がある。一定深度まで隆起すると最小主応力軸に直角な節理（これは longitudinal joint か cross joint かのいずれかである）が発生し、同時にこの主応力軸方向の応力は解放されて主応力軸の変換が行なわれ、先の最小軸と中間軸が交換される。さらに隆起の進行とともに第 2 の節理が生ずるが、その方位は新しい最小主応力軸に直角であるから第 1 のものと直交することになり、結局ここに直交する 2 系統の垂直な節理が生ずるに至る。すなわち longitudinal joint と cross joint がそれで、形成時代の差は初期条件が静水圧状態に近いほど小さく、地質学的にはほとんど同時と考えてよい。

**第 2 段階：**グリーンタフ時代。2 系統の節理を生じた花崗岩体は一旦数 km の深さにまで沈降し、堆積物による重力荷重を受けるが、これは大きく見ても 1 kb 程度に過ぎないからふたたび隆起に転じただけでは本質的には第 1 段階後期のくりかえしだけで新しい節理は発生しない。しかし 3.5 で述べた傾動運動の存在は、この時期の運動が第 1 段階のような全般的垂直隆起ではなく回転を伴う隆起であったことを物語っている。このような地塊運動の結果、それまでは垂直であった節理系が、現在のように一定の傾向をもって傾斜するものとなった。回転の軸は先に述べたように全体としてはほぼ南北ないし北北東—南南西である。山脈北西側の東へ傾斜する oblique joint は、その走向が傾動軸と平行

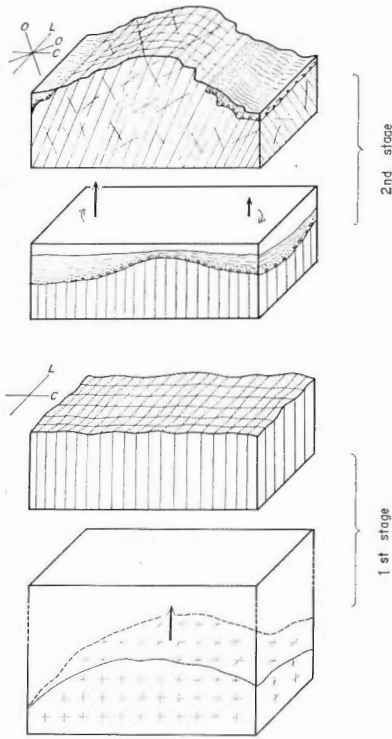


Fig. 9. Schematic diagram showing the tectonic development. L, C, and O show longitudinal, cross, and oblique orientation of joint respectively.

であることからみて、この時期に生じたものかもしれない。また、これと共役的な方位を示す北北西に傾斜する oblique joint についても同様であるが、あるいはさらに後の“島弧変動”（藤田，1970）によるものかもしれない。もちろん第1段階で発生した節理がこの時期にずれを生じて断層となったりしたことは当然考えられる。ともあれ、このような傾動を伴う隆起によって楡形山脈は東縁を衝上断層、西縁を正断層で限られる地壘山脈となった。その際、傾動の単位ブロックの大きさは先に述べたところから1 km 四方以下であり、ブロックごとに差別的な運動が行なわれたが、はなはだしいところでは反対方向への傾動もあったことが認められる。また、このような運動は当然、基盤を覆う第三紀の堆積物を変形させたはずである。楡形山脈では山体周縁にしか被覆層は分布しないが、東方の短軸・短波長褶曲は衝上体前面の側方短縮領域に発生したものであり、西方の正断層群は、これと対応する側方伸長領域を示すものであろう。“歪の適合条件”という弾性論で用いられる術語を拡大解釈して、このような断裂による短縮・伸長にあてはめて表現すれば、その条件は満足されているといえよう。

以上が節理系の形成とその機構からみた造構史のあらましであるが、この結果から新潟油田地域の褶曲について若干考察し、今後の問題を展望しておく。

まず新潟地方にみられる背斜構造の主要な形態的特徴は3.2に述べたように、転倒側の脚部に衝上断層を伴う非対称過褶曲であるが、このような形態が基盤の傾動的隆起によって容易に形成され得ることは明らかである。もし楡形山脈全体を堆積物が覆っているとすれば、それは上に述べたような背斜を構成し、全体としては東へ転倒するが、場所によっては西へ倒れる部分も認められるであろう。また、

傾動運動はその前面に圧縮帯を生ずるため、ここに小玉・他(1971)によって述べられた側方圧縮性の褶曲を含む第2級・第3級の褶曲を発生させ得ることも説明することができる。

最も困難な問題は傾動の原因を明らかにすることである。力学的には傾動軸のまわりに回転モーメントを与えねばすむが、地質学的には、そのような場を作りだした“グリーンタフ変動”の動力学的性格が問題の核心であろう。それは一方では、日本海周辺地域における Palaeo-geodynamics の変遷を明らかにする問題となって島弧論や、いわゆる global tectonics と関連を有し、他方では直接に褶曲の成因を明らかにする問題となって石油・天然ガスの集積・移動を支配する力学的条件の解明につながる。

#### 4. 結 論

1) 基盤岩類を被覆する堆積岩系の褶曲機構に関してはいくつかの異なる考えがあるが、大別すると水平方向の圧縮応力ないし圧縮力によるもの、基盤の垂直運動によるもの、しかしこの2つの考えは二者択一的なものではなく、両者ともさらに詳細な検討が必要である。たとえば、基盤の運動は2次的な側方圧縮力を生じ得るであろうし、また水平方向の短縮は反対側に水平伸長の領域を持つことによって全体として歪の適合条件を満足するような変形が充分可能である。したがって、側方圧縮説即地殻収縮説といった単純な考えはとるべきでない。

2) 被覆堆積岩系が主として泥岩からなるような場合の褶曲は、おそらく competent layer を欠くためもっぱら基盤の運動によって規定される受身の褶曲機構を考えるのが合理的であろう。しかし、この場合には具体的な基盤の運動像とそれによる褶曲形成過程および褶曲形態の特徴が、問題の褶曲体を含むより広い地域の造構史の中で無矛盾性をもって説明されなければならない。

3) 基盤ブロックの運動像を知る手がかりとして最も有効と思われるのは、基盤の隆起運動に伴って発生する造構性断裂系であり、これは PRICE (1959) によればすべて垂直な節理系として生ずるはずである。したがって、異方性や不均質性の効果を余り考慮する必要のない場合には断裂系の詳細な調査によって基盤運動の実体を知ることができよう。

4) 新潟県北部の橢円山脈は新潟油田を構成する第三系の基盤岩類のうち、初生的には均質な構造であったと思われる花崗岩類からなり、山体の両側には第三系が分布して上述の問題を研究するにきわめて適当な地域である。第三系の構造は山脈の西側では西傾斜で基盤とは一般に正断層で接し、東側では基盤と逆断層で接するが、その東方では短軸の背斜・向斜からなる波曲構造を呈する。

5) 基盤岩中の断裂系の調査から全体としては東方への傾動という回転を伴う基盤の隆起運動が認められ、これによって、古第三紀における基盤花崗岩類の侵入以降の造構史、特に褶曲の形成機構を定性的に描くことができるが、さらに詳しくみると山体内部に、より小さなブロックが同一の運動単位として識別され、これらは相互に若干差別的な傾動を行なったことが認められる。したがってもしこの山脈を第三系が被覆していたとすれば、それは全体としては東に倒れた背斜であっても場所により褶曲形態の差が存在したであろう。

6) 山脈東側の波曲第三系は基盤との間の逆断層とともに背斜の転倒側の側方圧縮領域であり、西側は正断層を伴う伸長領域であって、全体として歪の適合条件を満足していると考えられる。このような歪の実体と古応力場の推定は単に褶曲の成因解明という構造地質学上の重要な問題であるばかりでなく、



V.1 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部嶺形山脈の例—(植村・高橋)

炭化水素鉱床の形成, 特にその集積・移動を支配する場の条件として最大の要因であるといえよう。

文 献

- BIOT, M. A. (1965) : *Mechanics of incremental deformations*. 504 p., John Wiley and Sons, N. Y.
- BELOUSSOV, V. V. (1954) : 英語版 (1962), *Basic problems in geotectonics*. 816 p., McGraw-Hill, N. Y.
- CHIHARA, K. (1959) : Geology and Petrology of Granitic Rocks and Gneiss in the Northern District of Niigata Prefecture. Part 1. Granitic Rocks. *J. Fac. Sci. Niigata Univ. ser. II*, vol. 3, p. 111~169.
- DONATH, F. A. and PARKER, R. B. (1964) : Folds and folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 75, p. 45~62.
- GZOVSKII, M. V. (1962) : A new trend in the study of folds. In BELOUSSOV, V. V. and SORSKII, A. A. (ed.) *Folded deformations in the earth's crust, their types and origin*. Acad. Sci. USSR, p. 313~331. (Israel program for scientific translations).
- 樋口茂生 (1971) : 油田褶曲の構造形態とその発展型式—新潟堆積盆地の構造断面を例として—。新潟大学地鉱修士論文 (手記)。
- 藤田至則 (1970) : 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性。島弧と海洋, p. 1~30。
- 片平忠実 (1969) : 新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史 (上) (下)。石油技術協会誌, vol. 34, no. 5, p. 35~42. no. 6, p. 26~31。
- 小玉喜三郎・小川銀三・鈴木尉元・他 (1971) : 新潟堆積盆地の構造地質学的研究—(その3), 褶曲形成の過程と機構についての実験的研究。日本地質学会第77年学術大会, 講演要旨, p. 191。
- 榎山次郎 (1966) : 塑性褶曲論。「岩石力学とその応用。(日本材料学会編, 434 p., 丸善, 東京)」, p. 65~70。
- MAKIYAMA, J. (1970) : The plastic theory of the surfacial folded structures. 帝塚山大学紀要, 第VI号, p. 59~84。
- 三梨 昂・影山邦夫・鈴木尉元・平山次郎 (1971) : 新潟堆積盆地の構造地質学的研究—(その4) 堆積構造。日本地質学会第77年学術大会, 講演要旨, p. 192。
- 宮下美智夫・三梨 昂・鈴木尉元・小玉喜三郎 (1971) : 新潟堆積盆地の構造地質学的研究—(その2), 褶曲の形成過程と機構についての考察。日本地質学会第77年学術大会, 講演要旨, p. 190。
- 西田彰一・津田禾粒 (1961) : 新潟県坂町附近の新第三系。榎山次郎教授記念論文集, p. 107~113。
- PRICE, N. J. (1959) : Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, vol. 96, p. 149~167.
- (1967) : Initiation and development of asymmetrical buckle folds in nonmetamorphosed competent sediments. *Tectonophysics*, vol. 4, p. 173~201.
- RAMBERG, H. (1963 a) : Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, vol. 47, p. 484~505.
- (1963 b) : Strain distribution and geometry of fold. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 41, p. 1~20.

- 石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会(1969):わが国の石油・天然ガス資源—技術報告書—  
島田忠夫・三梨 昂・宮下美智夫・鈴木尉元・他(1971):新潟堆積盆地の構造地質学的研究—  
(その1), 褶曲の形態と配列の規則性. 日本地質学会第77年学術大会, 講演要旨, p.  
189.
- 植村 武(1971):流動変形の研究に関する若干の問題. 地質学雑誌, vol. 77, p. 273~278.

## Kinematic Picture of Basement Rocks and Folding of Overlying Layer

— An Example of Kushigata Mountain Range,  
Niigata Prefecture, Japan —

Takeshi UEMURA and Akira TAKAHASHI

There are essentially different two opinions with respect to the origin and mechanism of fold. One is the concept that attributes folding to the vertical movement of basement rocks, and the other is that ascribes it to the horizontal compressive stress or force such as buckling theory and plastic one. In the former case, it must be precisely and substantially clarified through the mutual relation between the movement of the basement and folding of overlying layer. One of the most suitable geologic structure for solving such a problem is observed in the Kushigata mountain range, in the northeastern area of the Niigata sedimentary basin (Fig. 3), where the Tertiary system has been folded to form one of the most productive oil field in Japan.

As it is well known, the characteristics of fold style developed in the region is represented by the asymmetrically overturned anticlines with thrusts at fold limbs on the overturned sides, and these sides are not always in a definite direction even in a unique fold. The Kushigata mountain range consists mostly of granitic rocks in its main part and is covered around its skirt by the Tertiary system extending directly from the oil field, therefore, it is very convenient for studying the relationship between the kinematic picture of the basement rocks and its effect to folding of overlying sedimentary cover. Besides, since the Tertiary formations consist mostly of muddy rocks except for the basal conglomerate, it can be regarded as lacking of competent bed (Table 1). Consequently, "incompetent" folding due to the block movement of the basement is possible.

The mountain range extends from NNE to SSW, which corresponds with the direction of the Tertiary fold axes in the northern part of Niigata oil field. On the west flank of the mountain range, the Tertiary system is in contact with the basement rocks by normal faults in general, and gently dips to WNW except for steeply dipping sheared zone. On the east flank, the Tertiary formations are bounded by reverse faults and dip to ESE on the whole, however precise survey indicates that it is an undulating structure composed of brachy-anticline and syncline (Figs. 4, 5).

A number of joints and faults are developed in the basement granitic rocks, which are classified into three types on the basis of their orientation (Fig. 6). The first type trends nearly parallel to the Kushigata mountain range, the second is developed with nearly perpendicular trend to the first, and the third type has oblique trend to the former two. The-

se three types thus correspond with the so-called "longitudinal joint", "cross joint" and "oblique or diagonal joint". It is the fact of prime importance that most of these tectonic fractures do not take vertical attitude but dip to a definite direction.

According to PRICE (1959), regional tectonic joints should be vertically developed during the uplifting period of post-orogenic history. Therefore, the fracture system dipping as observed in the Kushigata mountain range cannot be elucidated unless considering the tilting of the basement, namely a rotational uplift. Such an idea is in well agreement with the fact shown in the concentration pattern of tectonic fractures on Schmidt net diagrams, which suggest another important fact that the granitic mass of the Kushigata mountain range can be tectonically divided into several unit blocks and each block tilted relatively to the different direction to some extent (Fig. 8 and Table 2). These differential tiltings might be the direct cause to form the overlying Tertiary fold.

With respect to the tectonic development of the region, since the age of the granitic rocks is clarified to be the Palaeogene, the following kinematic history can be quite safely constructed. After the intrusion of granitic rocks at the Palaeogene, it had been uplifted from the depth of some tens of kilometers to the surface at least before the deposition of the middle Miocene formations, after then, it subsided once to some kilometers in depth as deposition of overlying sediments, and again it converted to uplift to accomplish the present structure. Consequently, the tilting might occur during the latter uplifting, that is, at that time the sedimentary cover would be folded by the upward block movement of the basement with differential tilting (Fig. 9).

By the configuration of such a kinematic picture, the essential structures in the area can be adequately and consistently interpreted. In addition, when referring to the strain compatibility, shortening domain of the eastern area and lengthening domain of the western area satisfy the requisite condition *en bloc* (Fig. 2). Thus the stress state in the area might be laterally tensile on the west, and compressive on the east. Provided that the Tertiary system remains covering the mountain range, it must form an easterly overturned anticline with thrust on the whole, and different fold styles may be discriminated corresponding with differential movements between unit blocks. Although this conclusion is not general nor quantitative, it is quite evident that the mechanism of folding should be reconsidered in relation with the kinematic picture of underlying basement rocks.



## V. 2 東山背斜翼部の断層系

小玉 喜三郎\*・樋口 茂生\*\*

### 要 旨

新潟県長岡市の東方に、南北 30km 以上連続して追跡される東山背斜は、本地域にみられる第 1 級の規模の褶曲である。この背斜の西翼は著しく急傾斜するが東翼は緩傾斜で、非対称の背斜構造を示し、いわゆる箱型褶曲のタイプに属す。主として地層の厚さの変化や、層相その他の証拠をもとに、この背斜が継続的な基盤ブロックの差別的昇降運動でできたものと推定されている。

筆者らは、上記背斜の西翼部周辺に発達する断層構造を解析して、断層と褶曲発達の関係を力学的な面から検討した。

観察された断層群は、互いの新旧関係や破断面の性質などから、およそ 5 つの系統に識別された。最も古い時期の断層は面が完全に固結したいわゆる面なし断層である。あとの断層は、いずれも面が完全に開離しており、時期的に新期断層とみなされる。新期断層群は 1 つの胴切断層系と 3 つの縦走断層系に大別される。後者の中には背斜の急傾斜翼部に限って発達する高角逆断層があり、いずれも断層の背斜側ブロックが相対的に上昇している。これと前後して、背斜頂部に発達する共役正断層や翼部に発達する低角逆断層がみられる。これらの断層は規模は小さいが箱型背斜の形成と密接に関連していると推定される。

粘土を用いて行なった基盤ブロックの差別昇降運動で形成される箱型褶曲の実験の観察結果によると、褶曲の断面に、上述の 3 つの縦走断層と、規模や分布位置、転位の性質などの非常によく似たものが形成される。しかも、これらの断層の性質は、水平方向から圧縮されてできるものとは全く異なっている。

以上のように、東山背斜の形成について、すでに推定されていたような説明は、褶曲翼部に発達する断層にあらわれた地層の変形像の上からも説明される事がわかった。すなわち、褶曲形成の主要な原因としては、基盤がブロック状に差別昇降運動するためと推定される。

### 1. ま え が き

新潟県長岡市東方の東山地域には、我が国で最も古くから開発された油田の 1 つが位置している。そのために、数多くの詳細な地質調査が、早い時期から行なわれてきた(佐川, 1902; 大村, 1930 など)。それらによって、ここに発達する東山背斜は、東翼に比して西翼の著しく急傾斜した非対称背斜構造を示すことが明らかにされた。

高橋(1938)は、このような非対称背斜構造は、主として東方からの褶曲衝動によって形成された衝

\* 燃料部

\*\* 千葉県公害研究所

上褶曲であると推定した。そして西翼における逆転した急傾斜部は、西方からの *under thrust* により生じたものと推定した。このような考えは、この地域に関するほとんどの研究にもみることができる。

これに対し、最近鈴木ら(1971)は、このような形態をもつ背斜が、ペロウソフ(1960)らのいう箱型背斜のタイプに属すもので、新潟地域の褶曲における基本的な型式だと指摘した。それによると、東山背斜はそれらのタイプの最も代表的な例の1つであり、基盤がブロック状に傾動隆起することにより、やわらかい被覆層が基盤の変形を直接反映して形成された褶曲であろうと推定した。このような考えは、さきに高橋らが推定したような、水平圧縮による褶曲の形成過程の説明とは、本質的に異なる機構を示すものである。

ところで、褶曲が発達する過程においては、地層の傾動や伸縮に伴って、地層中に各種の小構造が形成される。そしてそれらの小構造の形成は、褶曲の発達過程と密接に関連して、上で述べたような褶曲の形成機構の様式を具体的に反映していることが期待される。筆者らはこのような予想のもとに、東山背斜の西翼部において、主として小断層構造の解析を試みた。調査ははまだ背斜西翼部の一部に限って行われた段階であるが、その調査の結果、当区域に発達する小断層の種類や転位の規模・形態などには、東山背斜の形成機構と直接関連すると思われるいくつかの特性のあることが明らかになった。小論では、これらの小断層の特徴を記載し、あわせて褶曲の形成機構との関連を考察した。

この調査は「第三系堆積盆地の形成機構に関する特別研究」の1テーマとして行なった。調査にあたって終始指導協力していただいた当グループの島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元の各氏に厚く感謝申し上げる。また現地地で指導していただいた新潟大学植村 武氏、岩松 暉氏及び同地鉦教室学生の諸兄に、この機会に厚くお礼申し上げる。

## 2. 褶曲の形態と地質

第1図には東山背斜とその周辺の地質を概略的に示した。この地域を構成している地層は、模式地の寺泊層、椎谷層、西山層、灰爪層および魚沼層に対比される地層である。

寺泊層に対比される地層は、本調査では、真木林道の東方尾根部で観察される。岩相は暗灰色頁岩で、背斜の核を形成している。

椎谷層に対比される地層は、本調査地域である背斜西翼部の大部分を構成している。浦瀬ルートの上り、および常願寺ルートの上りにおいては、本地層が背斜の核を構成している。岩相は、泥岩勝細粒ないし中粒砂岩の有律互層でしばしば厚い安山岩質の巨角礫を含む火山角礫岩層ないしは凝灰角礫岩層を挟在している。

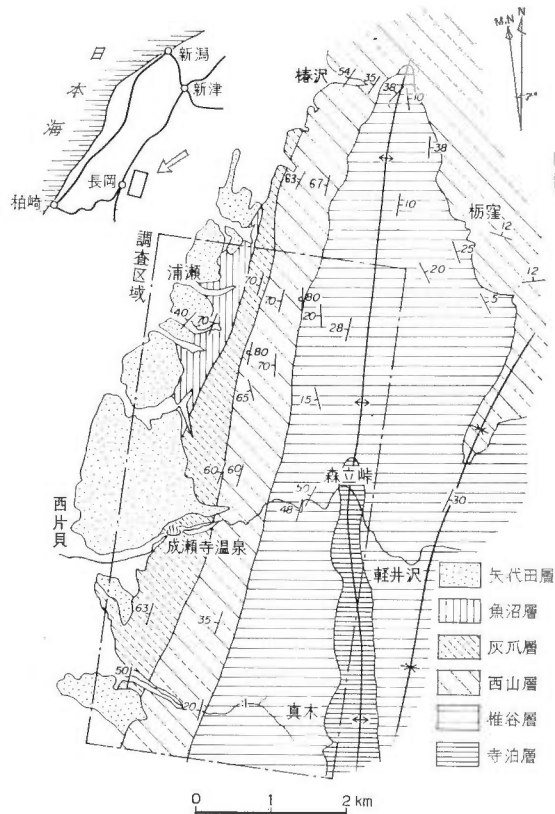
西山相当層は、常願寺ルートおよび真木林道ルートにおいて、丘陵のすそ部に分布している。岩相は砂岩薄層をはさむ泥岩層である。上部には極細粒ないし細粒砂岩と泥岩の薄互層の部分もある。

灰爪相当層は、浦瀬ルートにおいてよく観察され、帯緑灰色で分級度の悪い砂質シルト岩である。しばしば貝化石破片等を混有する。

魚沼相当層は長岡市東方の悠久山を中心に分布するが、本調査地域には直接含まれない。

東山背斜は、北部で軸が枝分れするが、全体として南北に30kmちかく追跡される第1級規模の背斜である。第2図には、走向線図によって、この地域の構造を示した。第1図および第2図にみられるよ

## V.2 東山背斜翼部の断層系（小玉・樋口）



第1図 東山地域の地質概略図

うに、北部においては、褶曲の西翼が著しく急傾斜し、東翼はこれにくらべるとゆるやかで、非対称な背斜構造を示している。本調査地域は、背斜軸の通る森立峠付近から西側にあり、この急傾斜西翼部に位置する。常願寺-森立峠のルートにおける断面図(第7図)にみるように、地層は背斜頂部のゆるやかな傾斜帯から著しい急傾斜帯に移行し、この部分で、一部の地層は最大 $50^\circ$  ちかくまで逆転している。

### 3. 断層系解析

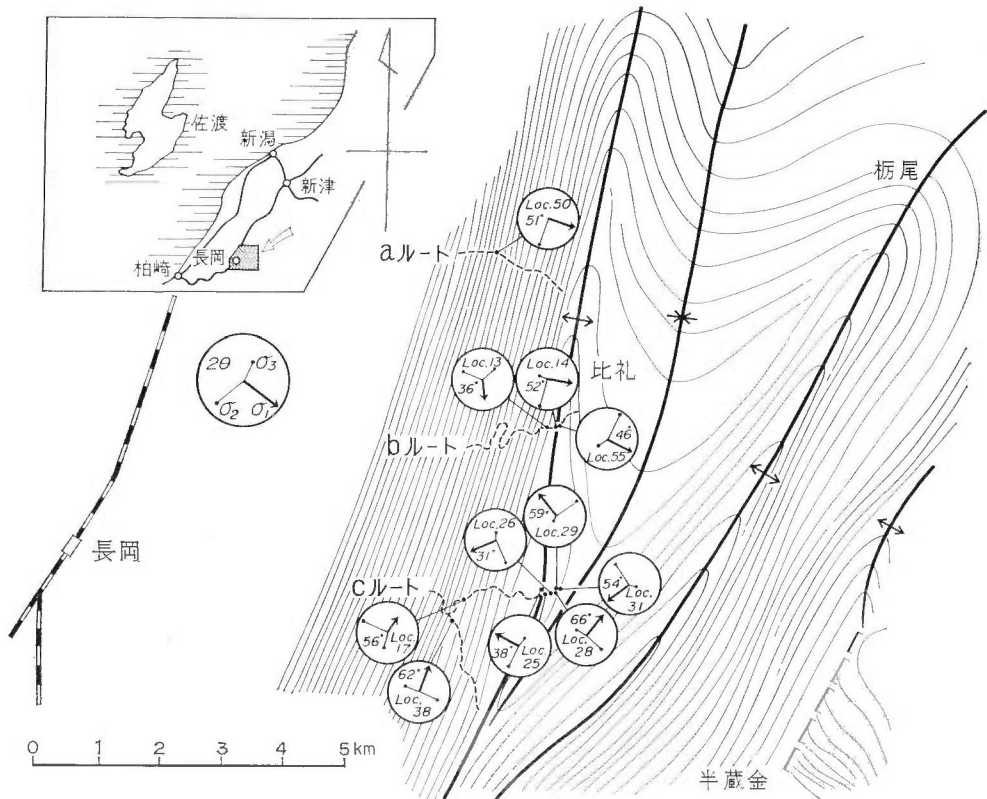
#### 3.1 断層系の種類と性質

この地域の椎谷層・西山層中には、転位量が数センチメートルの小断層から、十数メートル以上あると推定されるかなり規模の大きなものまで、多数の断層が観察される。断層の中には面の固結したいわゆる“面なし断層”もみとめられる。しかし大部分は面が開離した断層である。

これらの断層は露頭で観察された様々の性質により、いくつかの断層系統に分類される。

筆者らは次のような基準によって、断層系統の識別を行なった(衣笠ら, 1969; 岩松, 1972)。

- 1) 断層相互の切断関係による発達の時代性
- 2) 走向の類似性(主として褶曲構造との縦走性・洞切性に基づいて)



第2図 東山背斜周辺の地層走向線図(走向線間隔 厚さ500m) および主応力分布  
第2表参照

- 3) 転位の型式(正断層・逆断層)の類似性
- 4) 断層面の性質(たとえば断層面の固結程度, 開離性, 鏡肌の有無, 充てん物質の種類など)の類似性
- 5) 断層面の配列型(たとえば断層の直線性, わん曲性, 雁行性, 連続性など)の類似性
- 6) 転位量の規模の類似性

これらの各要素は, 断層発達の過程で互いに密接に関連して現われる性質である. したがって, これらの基準を総合的に判断することにより, 各断層系統の特徴を識別することが可能である.

識別の結果は第1表に示した. このように大別して, A~Eの5つのタイプの断層系がみとめられた. 各断層系の主な特徴については第1表に示したが, この中で特に注目されるいくつかの点について, つぎにふれてみよう.

イ) 断層面の性質: A系統だけはすべて断層面が固結した, いわゆる“面なし断層(井尻・藤田・陶山, 1955; 藤田・沓沢・三梨, 1965)”である. 他の断層系はいずれも面が開離している(第3図). 開離した断層面はふつう幅が2~3mmから1~2cmで, 粉碎物質やリモナイトでしばしば充てんされている. とくにC系統の断層面の中には顕著な鏡肌を示すものがしばしばみられ, 断層粘土を伴うことが多い.

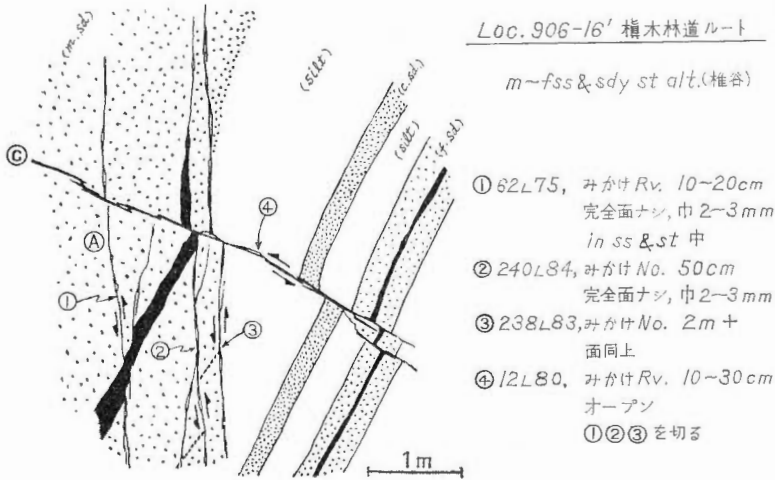


V.2 東山背斜露部の断層系（小玉・樋口）

第1表 断層系統の分類

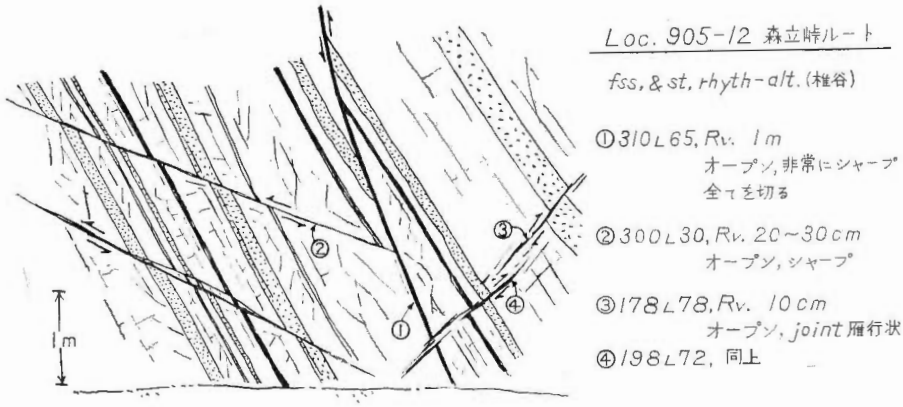
—東山背斜周辺の断層系—

断層系	走向・傾斜	転位	転位の量	断層面の特徵	分布と頻度	共 役 性
古 期 A	胴切・低角 又は 縦走・高角	正断層 又は 逆断層	比較的小規模 (数cm～ 数十cm)	完全面なし、黒すじ状 直線性乏しい 馬のしっぽ状に枝分れ	頻度まれ	共役性まれに識別
新 期 B C D	縦走・低角	逆断層	比較的小規模 (10～ 30cm)	開離 直線状 枝分れ少ない、平行に発達	背斜翼部に分布 頻度まれ	背斜方向へ上盤の転位 するセンスが多い。共 役関係みとめられない
	縦走・高角	逆断層 一部 正断層	大規模 (数十cm ～数十m)	開離、鏡肌よく発達、直 線状ないし大きく湾曲、 連続性良好、二次節理伴 うことある	背斜翼部に発達 頻度比較的高い	背斜ブロックの上昇す るセンスのものが多く 識別される
	胴切・高角 又は 胴切・低角	正断層 一部 逆断層	小規模 (0～ 10cm)	開離、さび物質充てん 直線性・連続性乏しい 雁行、並行して発達	頻度高い	同一露頭で共役関係に あることが多い $\sigma_1$ : 水平・縦走 $\sigma_2$ : 回転することある
期 E	縦走・高角	正断層	比較的小規模 (10～ 20cm)	開離 直線性・連続性乏しい 雁行、並行して発達	背斜頂部付近に 発達、頻度高い	同一露頭で共役関係に あることが多い $\sigma_1$ : 水平・胴切 $\sigma_2$ : およそ水平

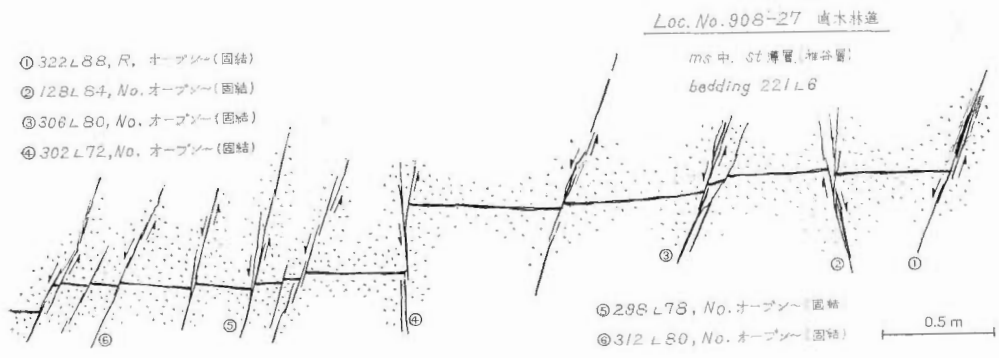


第3図 A系統面なし断層(①, ②, ③)を切るD系統の面の開離した断層(④)

ロ) 断層面の形態や配列の様子: A系統の面なし断層面は、馬のしっぽ状に分岐したり、数本が密集して発達する。直線性はわるい(第3図)。縦走性断層は(B, C, E系統)比較的直線状に発達することが多い(第4図)。これに対し、胴切性のD系統断層は、節理が雁行したタイプを示す。縦走性のうち、E系統の断層にもややこの傾向のあるものがある(第5図)。



第4図 B系統断層(①, ②)を切るD系統(③, ④)の断層



第5図 E系統の共役な正断層群

ハ) 転位の規模: とくにC系統の断層には, 最大十数メートル以上転位の推定されるものがある(写真1)。全部の断層系中この系統の断層は他の系統のものより著しく規模が大きい。D系統の断層の一部には, 数メートルの転位を示すやや規模の大きい断層がある。それらを除くと, 他の系統の断層はいずれも規模が小さく, 転位量が数センチメートルから数十センチメートルといった程度のものが多い。

ニ) 断層の頻度: 背斜構造を胴切りにするD系統断層が数としては最も多い。縦走性のC, E系統がこれに次ぐ。A, B系統の発達数は, これらにくらべると非常に少ない。B系統の逆断層は特に非常にまれにしか観察されなかった。

ホ) 断層の分布: E系統の正断層は, 分布する区域がほぼ東山背斜の頂部ふきんに限られている。逆にB系統やC系統の断層は, この部分には見られず, 急傾斜の背斜翼部に限って観察される。

### 3.2 断層系統の発達順序

以上においては, 主として各断層系統の方位や形態の違いにもとづく特徴を説明した。これらの各断層系統が, 構造発達の一の段階にどのようにして形成されたかを調べるために, さらに断層系統の前後関係を調べる事が必要である。

今回の調査では, 全ての断層系についてこの関係を調べる事はできなかったが, 確認されたいくつか

V.2 東山背斜翼部の断層系（小玉・樋口）

の関係を下に示す。

- 1) A系統を切るD系統（第3図）
- 2) B系統を切るD系統（第4図）
- 3) D系統を切るE系統

このように、C系統とD系統やE系統との関係、およびA系統とB系統との関係は不明である。これはC系統とE系統が、それぞれ異なった部分に限って発達し、両者が同一露頭に現われる事がすくない事やA、B系統の分布が非常にまれである事などによると考えられる。

なお、A系統とB系統については、前者の断層面がいずれも完全に固結した面なし断層状であるのに対し、後者のそれは、ほとんど開離している事から、A系統の方がB系統より古期のものであると推定される。

また、C系統の断層は、断層面の形態や、配列の性質などの点で、B系統の断層と非常に類似している。これらの点から、C系統の断層はB系統の断層と前後し、D系統より以前に形成されたものであると推定される。

第1表は、以上のような推定を含めた新旧関係にもとずき、全ての断層系統を古い方からA～Eの順に列記したものである。

3.3 断層形成の応力場

各断層系について、断層形成時の造構的応力を復元した。ただし、5つの断層系のうち、D系統およびE系統を除くと、他は共役関係を認定できるものが非常に少なかった。

D系統およびE系統については、同一露頭中で転位のセンスが逆の共役断層がよく発達する。これらの主応力解析の結果は第2表および第2、第6図に示した。

この図から縦走性のE系統正断層についてみると、 $\sigma_1$  軸<sup>注1)</sup>が褶曲軸にはほぼ直交し、地層に平行な

第2表 主応力解析結果（第2図に図示してある）

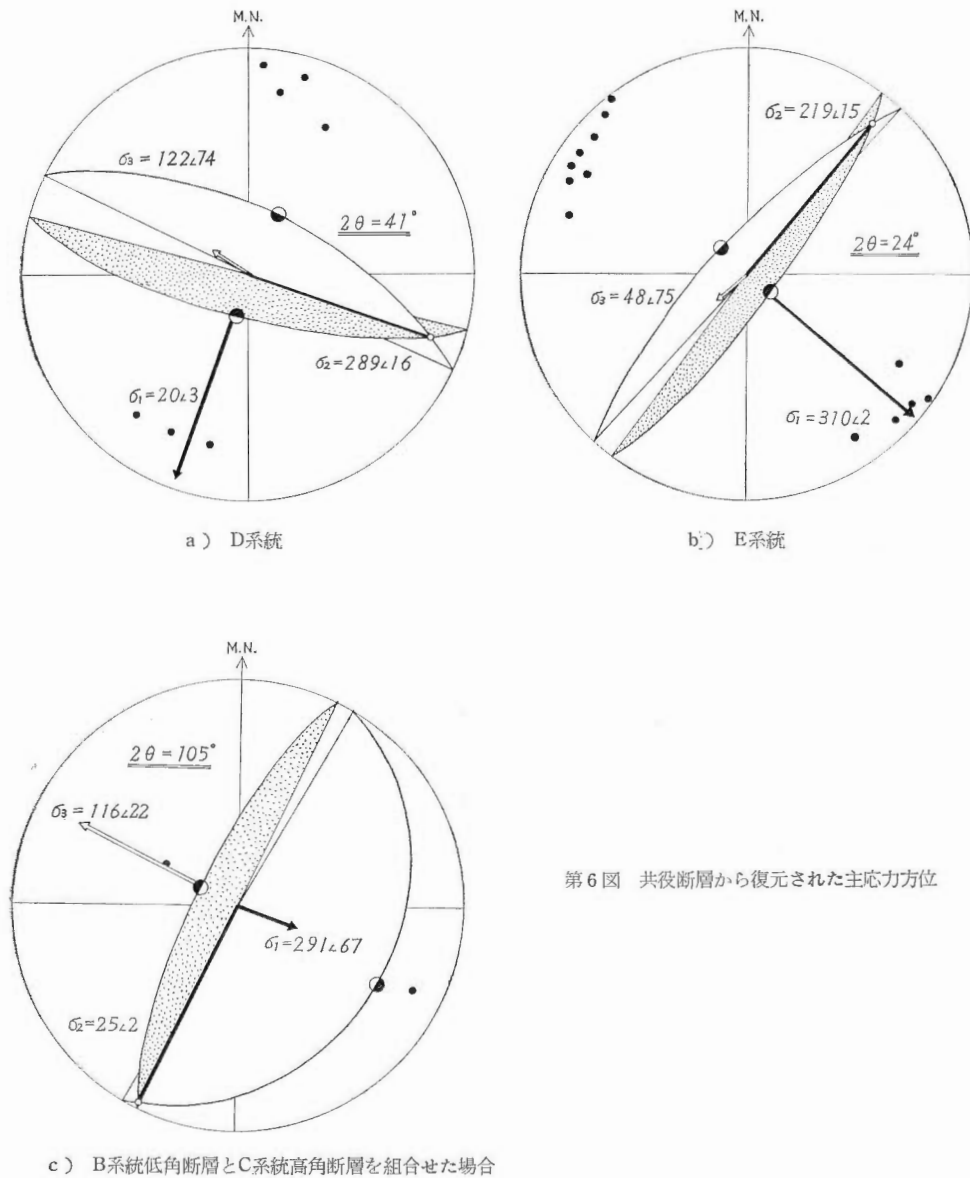
番号	系統	断層セット		剪断面角	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
908-27	E	132 $\angle$ 77	306 $\angle$ 80	24°	310 $\angle$ 2	219 $\angle$ 15	48 $\angle$ 75
6	D	206 $\angle$ 67	14 $\angle$ 74	41°	20 $\angle$ 3	289 $\angle$ 16	206 $\angle$ 67
13	D	196 $\angle$ 44	160 $\angle$ 65 <sup>Ⓡ</sup>	36°	355 $\angle$ 36	228 $\angle$ 39	112 $\angle$ 30
14	E	108 $\angle$ 43	282 $\angle$ 86	52°	281 $\angle$ 20	12 $\angle$ 4	111 $\angle$ 68
17	D	356 $\angle$ 50	66 $\angle$ 59	56°	213 $\angle$ 41	17 $\angle$ 48	116 $\angle$ 8
25	E	282 $\angle$ 76	136 $\angle$ 86	38°	120 $\angle$ 6	219 $\angle$ 61	26 $\angle$ 28
26	D	252 $\angle$ 69	62 $\angle$ 82	31°	67 $\angle$ 6	335 $\angle$ 18	176 $\angle$ 70
28	D	190 $\angle$ 76	67 $\angle$ 69	66°	218 $\angle$ 3	122 $\angle$ 56	311 $\angle$ 34
29	E	316 $\angle$ 56	148 $\angle$ 66	59°	143 $\angle$ 4	233 $\angle$ 10	28 $\angle$ 79
31	D	224 $\angle$ 52	60 $\angle$ 76	54°	54 $\angle$ 12	147 $\angle$ 15	286 $\angle$ 70
38	D	222 $\angle$ 65	4 $\angle$ 64	62°	202 $\angle$ 1	293 $\angle$ 33	111 $\angle$ 56
50	E	289 $\angle$ 65	106 $\angle$ 64	51°	288 $\angle$ 1	18 $\angle$ 3	182 $\angle$ 87
55	E	294 $\angle$ 69	119 $\angle$ 65	46°	296 $\angle$ 1	206 $\angle$ 6	45 $\angle$ 83

注1) 伸長の主応力を正とし、大きさの順に最大主応力 ( $\sigma_1$ )、中間主応力 ( $\sigma_2$ )、最小主応力 ( $\sigma_3$ ) とする。

方向を示している。 $\sigma_3$  軸は地層面にはほぼ垂直である。このような主応力配置は、背斜ヒンジ部のわん曲に伴う、地層に沿った伸長を反映していると推定される。

胴切性のD系統は、 $\sigma_1$  軸が地層の走向とはほぼ平行となる。 $\sigma_2$ 、 $\sigma_3$  軸の方向は一定していない。いずれにせよ、このような主応力配置は、背斜軸に平行な別のわん曲に伴う地層の伸長を反映しているだろう。

剪断面角の平均は、前者(E系統)が $45.0^\circ$ 、後者(D系統)が $49.4^\circ$ である。



第6図 共役断層から復元された主応力方位

## V.2 東山背斜翼部の断層系(小玉・樋口)

ところでC系統断層は、すでに述べたように本地域中では最も規模が大きく、発達の頻度も高いが、この系統中に共役関係にある断層を識別することができなかった。すなわち、転位の確認できる多くの断層は、いずれも西落ちのずれを示すもののみよりなるからである。

同様にB系統の断層は、上盤が西から東へ(つまり背斜側に向って)突き上げる転位を示すものがほとんどである。したがってこの中にも互いに共役関係にある断層対をみいだすことができなかった。

これらのことから、C系統の高角逆断層とB系統の低角逆断層は、互いに共役な一系統の共役剪断面である可能性が推定される。

これらを組合せて復元した主応力配置の一例は第6図Cに示すようになる。それによると剪断面角は $115^\circ$ になり鈍角となる。他の2・3の解析においても結果は同様で、これは共役関係にある断層としての条件(平山・垣見, 1965)を満足しない。B系統とC系統はまた断層発達の規模や頻度の点においても、著しい差違があることはすでに指摘した。この点も共役関係としての条件を満足していない。これらの点から、筆者らは記載の段階で一応これを互いに別の断層系統として区別した。

しかしこの点については、のちに行なったモデル実験(小玉ら, 1974)との対比によって、むしろ共役剪断面とする方が妥当である面が多かった。これについては考察においてさらに詳述する。

## 4. 断層と褶曲の形成機構についての考察

### 4.1 断層と褶曲の形成時期

断層発達の時期が、褶曲発達の時期と時間的にどう対応しているかが問題である。しかし今回の調査では、断層発達の時期を層序学的な関係において限定するような資料を得る事ができなかった。

ところで鈴木ら(1971)によれば東山背斜の発達は、すでに椎谷期には始っていた事が推定されている。そして、この褶曲は、その後の各時代にもほぼ同じ傾向の変形運動を継続し、特に魚沼期後の時代に最も大規模に発達したことが推定された(宮下ら, 1972)。

このように急激な褶曲変形に際しては同時に断裂の形成を伴う可能性が十分考えられる。そして最後の時期の運動に比べれば、それ以前の時期の褶曲変形はより緩慢なものであるとみなされるから、結局、この地域の主要な断裂(特に新期断層系)が、後期魚沼期以後のかなり新しい時期に生じた著しい褶曲の成長と、時間的に前後して発達したと推定する事は妥当であるだろう<sup>注2)</sup>。

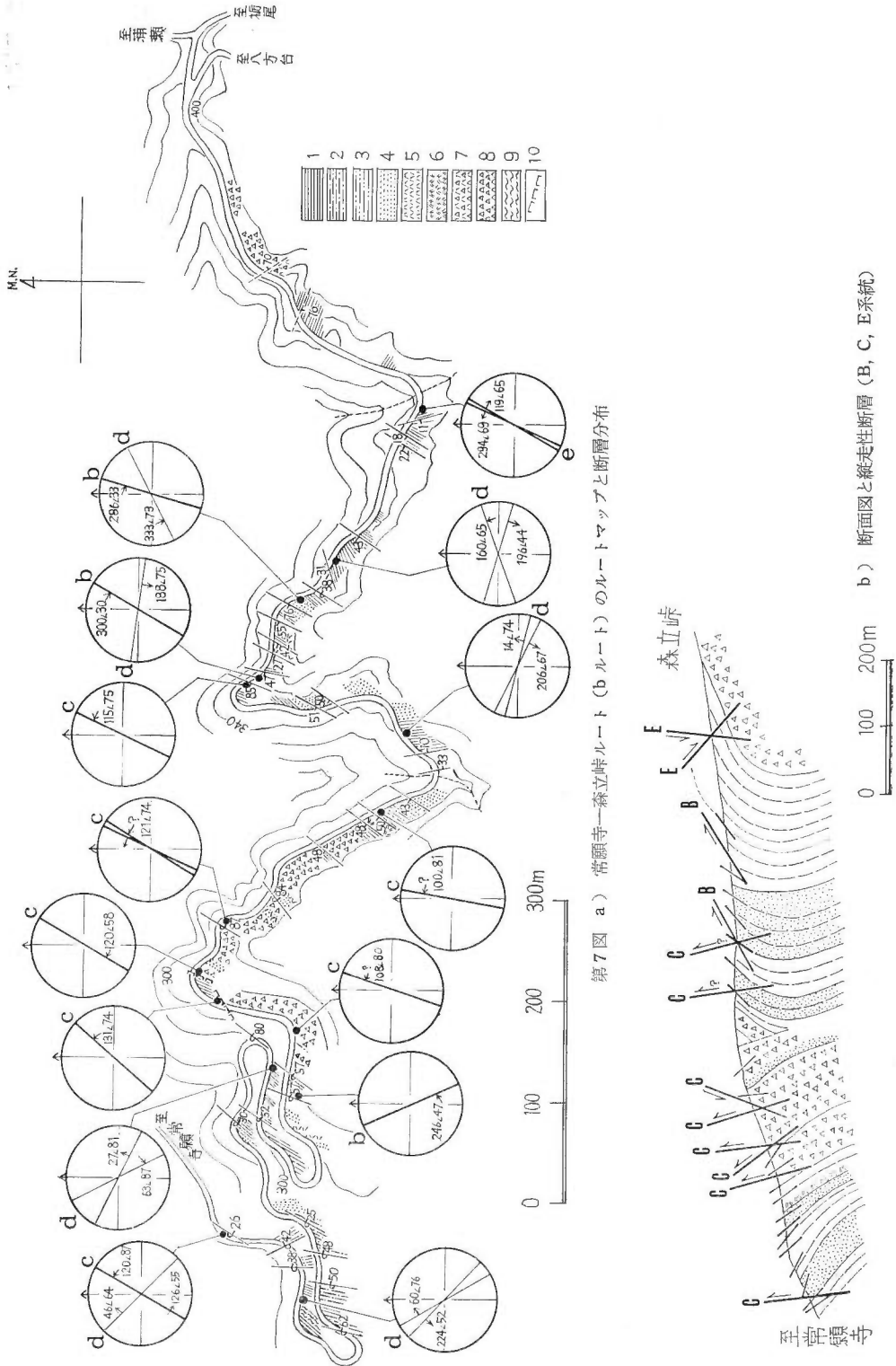
### 4.2 褶曲形成と断層発生のメカニズム——モデル実験との対比——

褶曲の発展と断層形成の時代的な対応関係についてのべた上のような推定にもとづき、ここでは両者の形成機構の力学的対応について考察する。

すでに述べたように、断層系の中で最も特徴的なのは、褶曲の翼部に発達するC系統の断層で、他のどの断層系よりも、著しく規模が大きい。したがって、このC系統、およびそれと時間的に相前後して発達する一連の縦走断層(B, E系統)は、褶曲の変形機構を直接的に反映している可能性が推定される。

B, C, E系統の分布や転位を褶曲構造の断面と対応させるといくつかの特性が指摘される(第7図)。

注2) なお、このような褶曲の成長は、測地的な現象にも現われ、現在も継続していることが知られている(小玉・鈴木・宮下・相馬, 1974, ほか)



第7図 a) 常願寺—森立峠ルート (b ルート) のルートマップと断層分布

b) 断面図と縦走性断層 (B, C, E系統)

## V.2 東山背斜翼部の断層系（小玉・樋口）

まず最も規模の大きいC系統の断層は、主として背斜の急傾斜翼部に限って発達する。形態は急傾斜の逆断層か急傾斜の正断層であり、その転位は背斜側ブロックが向斜側ブロックに対して相対的に上昇しているものが多い。つぎにB系統の逆断層は発達頻度が非常に少なく転位の規模も小さい。その形態は緩傾斜の逆断層で、上盤が向斜側から背斜方向へ衝上しているものが多い。また分布はやはり急傾斜翼部に限っている。E系統断層は、背斜の翼部から頂部にかけてよく発達する。その規模は小さいが、どこでも共役関係の明瞭な、逆のずれをもった正断層との対として発達することが特徴である。

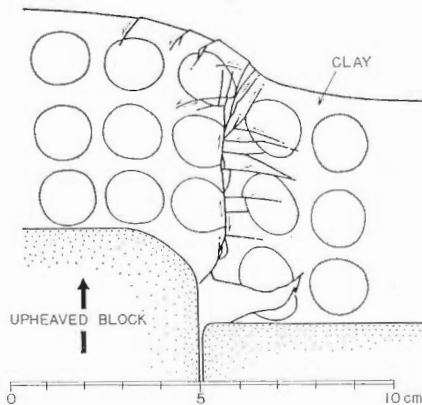
このような断層発達の特徴、なかんづく翼部において背斜側から衝上するような逆断層がほとんど発達していないという特徴は、断層と褶曲の発達機構を研究する上で注目すべき現象であると思われる。すなわち、断層パターンからみる限り、この背斜は水平東方方向からの圧縮力による座屈から発達してきたものだとみなす事は困難である。

筆者らは最近、粘土を用いたスケールモデル実験を行ない、基盤がブロック状の上昇運動をする際のできる箱型褶曲の断面構造を解析した（小玉ら、1974）。その結果をみると、実験で背斜の頂部から翼部にかけてあらわれる断層は、上で観察したような野外の断層と非常によく似た性質を示す事が示された（第8図）。

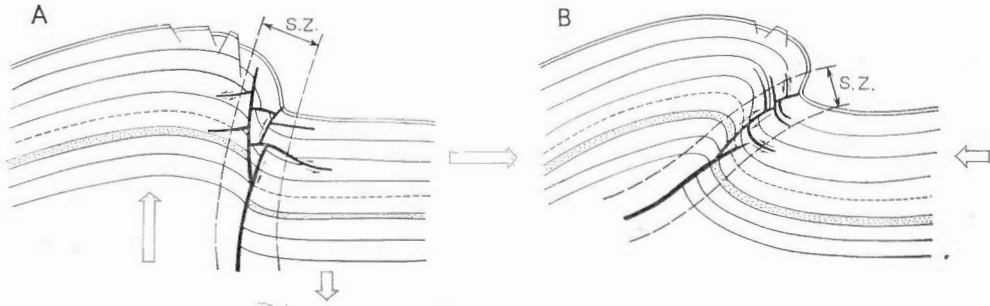
たとえば、ブロック運動のモデル実験の場合、最も特徴的に発達する断層は、ブロックの境界から垂直上方にむけて、急傾斜翼部に発達する垂直な断層である。この断層は上表面に近づくにつれやや傾斜を減じ、背斜側ブロックが相対的に衝上する逆断層になる。これらの性質は、さきにのべた、本調査にみられるC系統断層の性質とよく類似している。

この急傾斜翼部には、ほとんど水平な逆断層（又は正断層）もまれであるが同時に発達する。その転位は常に上盤が相対的に背斜ブロックの方向へずれるセンスを示しており、本地域のB系統断層の特徴とよく類似している。

さらに急傾斜翼部から背斜の頂部に漸移する部分には、共役関係の明瞭な正断層が発達する。これらの性質は野外で観察されたE系統断層のそれと非常によく類似している事がわかるだろう。そして以上の断層の性質は、水平方向からの圧縮によるメカニズムによっては説明する事が困難である（第9図、小玉ら、1974）。



第8図 基盤のブロック状運動に伴って生ずる箱型褶曲と翼部に発達する断層についての実験（小玉ら、1974の一部）



第9図 箱型褶曲の2つのタイプを示す概念図 A:垂直差別運動による場合, B:水平圧縮による場合, 両者において, 翼部の断層の性質が対称的なことに注意

## 5. 結 論

東山背斜の西翼を横切る3ルート(浦瀬町東方, 成願寺温泉東方, 栖吉町東方)において断層解析を行ない, 褶曲形成と断層発達との関連を考察した。それらの主な結果を次に示す。

1) 東山背斜の急傾斜翼部を中心に多数の断層が発達する。断層は大きくわけて新期断層系と古期断層系に分類される。新期断層系は, 褶曲構造に対して胴切型の正断層(D系統), 縦走型の低角逆断層(B系統), 高角逆断層(C系統), 正断層(E系統)よりなり, いずれも面の開いた断層である。古期断層系は, 面の完全に固結したいわゆる面なし断層(A系統)である。

2) 新期断層は褶曲の発達過程の最も最終的段階である後魚沼期の変形と, 時間的にはほぼ前後した時期に形成されたと推定される。

3) 新期断層のうち, 縦走型の3つのタイプについては, 別に行なった基盤のブロック状隆起に伴う箱型褶曲のモデル実験と次のような点において非常によく類似する。

イ) 急傾斜翼部に発達する高角度の逆断層(または正断層)が最も規模の大きな断層として発達する。

ロ) 背斜翼部には傾斜の非常にゆるやかな逆断層(または正断層)がまれに発達する。この断層の転位は必ず上盤が下盤より相対的に背斜ブロックの方向へずれるセンスを示す。背斜側から向斜方向へ衝上するような逆断層は観察されない。

ハ) 背斜の翼部から頂部にかけては, 地層に平行な方向の引張応力を示す共役正断層が発達する。

これらの類似性から, またこのような断層の形成を水平方向の圧縮によって説明することが困難であることなどから東山背斜の形成は主として基盤のブロック状差別昇降運動に基づくものとして説明した。

この研究では, 古期の面なし断層や, 新期の胴切性断層などの発達機構について, 未だ十分解析していない。新期胴切断層の形成については, その発達時期が, 他の縦走性断層の発達とほとんど前後している様子からして, 褶曲変形の過程で生じた軸方向の変形に原因を求めることができるだろう。しかし, このように3次元的変形については, いまだ十分に機構が解明されていない。今後早急に研究が進められるべき分野だと考える。

筆者らは以上の研究で, 部分的であるが, 断層発達と褶曲変形が力学的に密接な対応関係をもって形



## V.2 東山背斜翼部の断層系 (小玉・樋口)

成している例を示した。そしてその力学的特徴は、地質構造と一定の関係をもって分布する一連の断層系の発達として現われること、各系統の断層は、転位の規模やずれのセンス、破断面の形状、断層面の向きなどに具体的な特徴を示す事などが明らかにされた。これらの特徴は、今後断層などの小構造を解析する場合において注目すべき点であると考えられ、その上で小構造の解析が地質構造の形成機構を解明する上に有効な手段となる事が期待される。

### 引用文献

- 井尻正二・藤田至則・陶山国男 (1955) : “面なし断層 (Planeless Fault)”. 地球科学, no. 24, p. 12~19.
- 岩松 暉 (1972) : 小断層解析法. 構造地質研究会, 55 p.
- 大村一蔵 (1930) : 越後油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 775~792.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎 (1969) : 房総半島東海岸の小断層. 地質調査所月報, vol. 20, p. 13~38.
- 小玉喜三郎・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. 地質調査所報告, no. 250-2, p. 121~144.
- ・—————・宮下美智夫・相馬庸三 (1974) : 上・中越地域の水準点変動と地質構造との相関. 地質調査所報告, no. 250-2, p. 37~51
- 佐川栄次郎 (1902) : 大日本帝国油田地質及地形図, 第壹区, 越後国東山油田. 地質調査所
- 島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元 (1974) : 東山背斜の層度と質構造. 地質調査所報告, no. 250,-1 p.113~124.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1971) : 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について, 地質学雑誌, vol. 77, p. 301~315.
- 高橋純一 (1938) : 越後油田の構造に就て, I, II. 岩石鉱物鉱床学会誌 XX-4, p. 133~141, XX-5, p. 175~183.
- 平山次郎・垣見俊弘 (1965) : 地層中の応力場の解析法とその実例について. 地球科学, no. 78, p. 23~31.
- 藤田至則・沓沢 新・三梨 昂 (1965) : 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究 (1). 地球科学, no. 76, p. 1~14.
- 宮下美智夫・三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生 (1972) : 日本油田・ガス田図 7 魚沼, 同地質説明書. 地質調査所.

## The Fault Pattern on the Wing of Higashiyama Anticline, Niigata Prefecture

Kisaburō KODAMA and Shigeo HIGUCHI

A lot of faults, on the wing of Higashiyama Anticline in Niigata Prefecture can be classified into several systems of fault according to their some features, e. g., their cut-off relations, the way of consolidation of the fault plane, the magnitude or the sense of displacement along the faults, and so on. The systems are as follows :

System A : Reverse and normal minor faults. Their planes are always consolidated and it is impossible to recognize their slickensides.

System B : Gentle or nearly horizontal reverse faults. These magnitudes are very small and they are rarely observed. Many of them dip toward syncline and their hanging walls

are always moved up relatively toward the axis of anticline.

System C: Reverse or normal steep faults. Those magnitudes are remarkably larger than others. The sense of displacement usually shows the upheaval movement of the block facing the axis of the anticline.

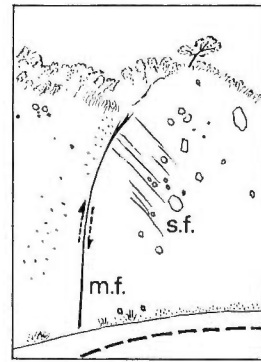
System D: Reverse and normal faults. They run across the axis of the anticline.

System E: Conjugate normal faults. They are located on the top or shoulder part of the anticline. Those magnitudes are small.

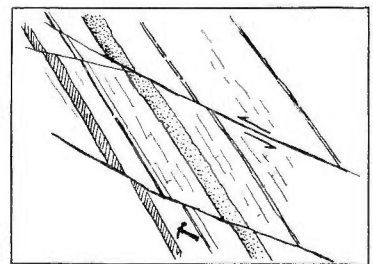
Each type of these faults is considered to have been developed during the course of folding. On the model experiments in our laboratory, the same types of faults are formed by the upheaval movement of the basement block bounded by the vertical fault.

It would be worth noting that the gentle thrust faults along which the hanging walls move up toward the bottom side of fold rarely exist. On the other hand it has been said that Higashiyama Anticline has been formed during the process of sedimentation on the basis of the evidence of abrupt changes in thickness and rock facies of strata across the fold axis.

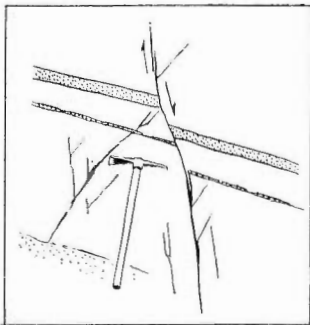
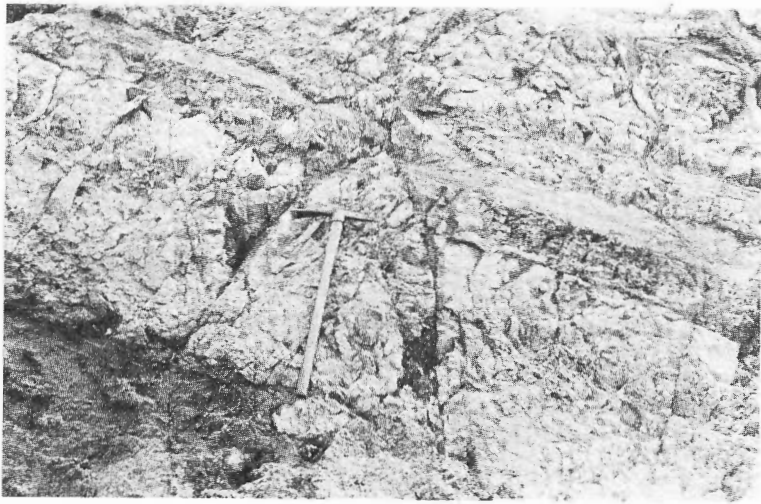
According to the preceding discussions, the authors consider that the anticline and a lot of faults on its wing may be formed during the deformation of strata caused by the vertical displacement of basement block rather than by the horizontal compression which acted along strata.



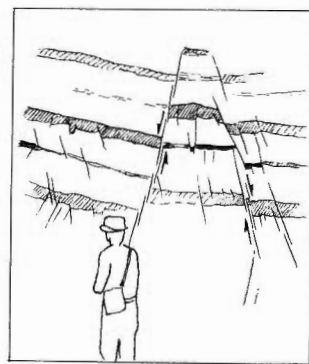
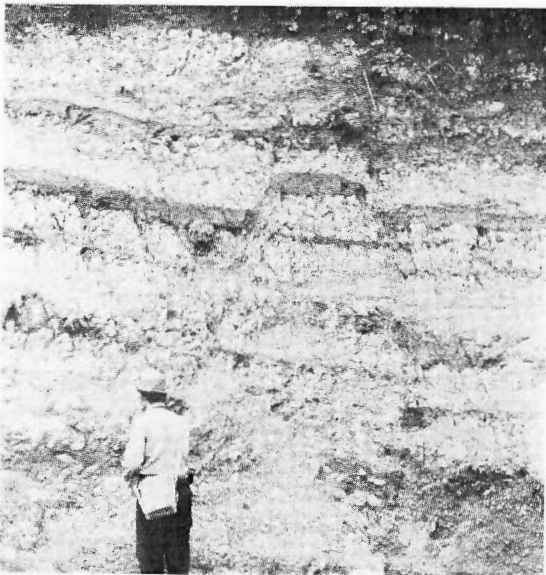
1. 背斜翼部に発達する大規模な急傾斜逆断層(C系統), 著しい鏡肌の発達が見られる. 縦走性. m.f.; 主断層, s.f.; 剪断性裂カ



2. 背斜翼部に発達する低角度の逆断層(B系統), 上盤が背斜方向(左)へ転位, 縦走性



1. 背斜頂部に発達する共役な正断層 (E 系統) 縦走性



2. 胴切性の共役正断層 (D 系統), 破断面は雁行状で面は完全に開離

### V. 3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関

小玉 喜三郎\*・鈴木 尉元\*・宮下 美智夫\*  
相馬 庸三\*\*

#### 要 旨

新潟堆積盆地内には、いくつかの褶曲構造を横断または縦断して、水準路線が設けられている。そのような路線に沿う水準点の変動と地質構造との関係を調べると、これらの褶曲が現在もなお活動している事が知られている。

東山背斜の南部を横切る小出一小千谷ルート、中央油帯背斜の中南部を横切る柏崎一長岡ルートはその代表的なもので、いずれも褶曲の背斜部が現在隆起し、向斜部が沈降している。向斜部の水準点を基準にして、背斜軸部付近に設置された水準点の相対的な成長速度を求めると、各々 0.54 mm/yr, 2.8 mm/yr になる。これを10<sup>8</sup>年間の累積変位量に換算すると、それぞれ 540m ないし 2,800m となり、きわめて大きい。柏崎一寺泊間の水準路線は尼瀬背斜および寺泊背斜の軸部を縦走するが、これらについても同様な背斜部の隆起と向斜部の沈降がみとめられた。しかしこの場合には、別により大きな地塊運動が重複している。宮部の方法を適用して求めたその運動は、海岸線にはほぼ平行な軸を中心に内陸側に沈降するような傾動運動である。

一方新潟堆積盆地の西部に位置する糸魚川一直江津ルートでは、褶曲構造と水準点変動との間に上記のような対応関係が認められない。この地域では、より大きな単元の地塊が、やはり海岸線にはほぼ平行な軸を中心に傾動している事がみとめられた。

これらより、最近の地殻変形は、必ずしも第三紀の運動を引きついだものではないことが推定された。

#### 1. はじめに

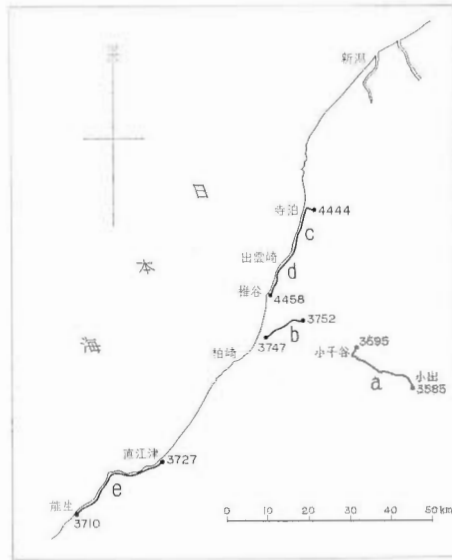
小論では、新潟県上・中越地域に発達する新第三系の地質構造と、この構造を横断または縦断する水準路線の変動を、比較検討する。

この地域の現在の水準変動や段丘の変形運動が、地質と密接に関連していることは、古くから指摘されてきた (YAMASAKI, 1928 ; OTUKA, 1941 ; 大塚, 1942)。最近でも同様の関連性が指摘されている (中村・太田, 1968 ; 渡辺, 1965 ; 新潟平野団研グループ, 1967 a, b)。しかし、現在の構造運動が、新第三紀あるいは第四紀の構造運動を、単純に引きつぐものであるかどうかについては、問題があるように思われる。

最近、宮下ら (1972) は、魚沼期 (鮮新世～更新世) 以後の構造運動を考察し、矢代田期以後 (更新世～現世) の運動の性格は魚沼期のそれと異なることを指摘している。

\* 燃料部

\*\* 元芝浦工業大学土木工学科



第1図 中越・北信地域水準路線図  
(太線：本文で検討した路線)

また、信濃川沿岸での研究によれば、この地域の現世の運動は新第三紀の構造と、これと交叉する方向の運動とが重なっているものであることが指摘されている(内藤, 1965)。

このように、新第三紀ないし第四紀層の地質構造と、現在の地殻変動との相関については、さらに詳細な検討が必要であるように思われる。

ところで、従来水準点変動の解析においては、地質構造についての検討が、かなり粗雑であったように思われる。すなわち、路線上に褶曲軸や断層の位置を記入するか、せいぜいある路線に沿う地質断面を作成するだけであったからである。

このような方法では、構造の規模がどの程度のものが明らかでないし、地質構造と水準点の位置との関係も必ずしも明らかでない場合がある。したがって、その結論に著しく正確さを欠く場合がある。

このような不十分さを除くため、小論では、第三系堆積盆地研究グループの資料にもとづいて地層の走向線図を描き、これによって地質構造と水準点変動との関係が平面的に把握されるようにした。

また、水準点変動に関しては、従来のような変動量の相対的比較のほか、宮部の方法により傾動地塊の解析も試みた。

以下にその解析結果を示し、地質学的意味について考察する。なおこれらの解析は、一等水準点変動として、1963～1965年に再録した国土地理院の資料ほかに基づいて行なった。

本研究にあたって、さまざまな御指導・御検討を下さった 東京大学地震研究所の岡田 惇博士・中村一明博士に、心から御礼申し上げる。また原稿の整理と清書を手伝って下さった中島美智子技官に御礼申し上げる。

2. 解析結果

2.1 地質構造と調和的な水準点変動要素

小出一小千谷間

小出市から越後川口を経て小千谷市に至る水準路線は、川口付近で東山背斜を横切っている。第2図は、この関係を示したもので、この付近の地質構造は、走向線図から読みとれるであろう。走向線間隔は、層厚100mにつき1本の割合で引いてある。したがって、地層の傾斜が急な程、その間隔はせまく描かれている。この路線に沿う断面図を第3図（下）に示す。

第3図（上）および第1表は、この路線に沿う1894～1943（Ⅰ）、1943～1955（Ⅱ）、1955～1965（Ⅲ）の各水準点の変動を、小千谷市にある水準点3595を基準に示したものである。

この図から、水準点の変位が背斜・向斜構造ときわめて密接な関係にあることがわかるであろう。すなわち、いずれの期間においても、東山背斜の軸部付近にある水準点は、背斜と同じ上向きに変位するのに対し、向斜部では下方向に変位している。

期間Ⅰの49年間においては、背斜軸付近の3593および3592が向斜部にある3595に対して相対的に隆起する量は、それぞれ20.6mmおよび12.1mmである。同様に期間Ⅱの12年間では、3595に対し3592が9.0mm上昇、期間Ⅲ（10年間）では3593が2.0mmそれぞれ、相対的に上昇している。これらは年平均にすると0.20mm/yrないし0.75mm/yrとなる（第2表）。

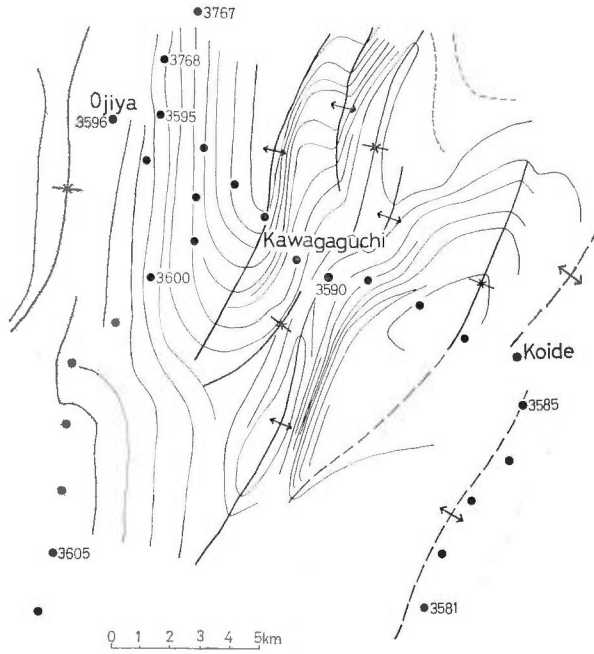
柏崎—長岡間

柏崎市から東頸城丘陵の曾地峠を経て長岡市へ至る水準路線は、曾地峠付近で中央油帯背斜を横断している。第4図はこの関係を示したもので、地質構造は、前と同様走向線図から読みとれるであろう。

第1表 小出一小千谷間の水準点変動

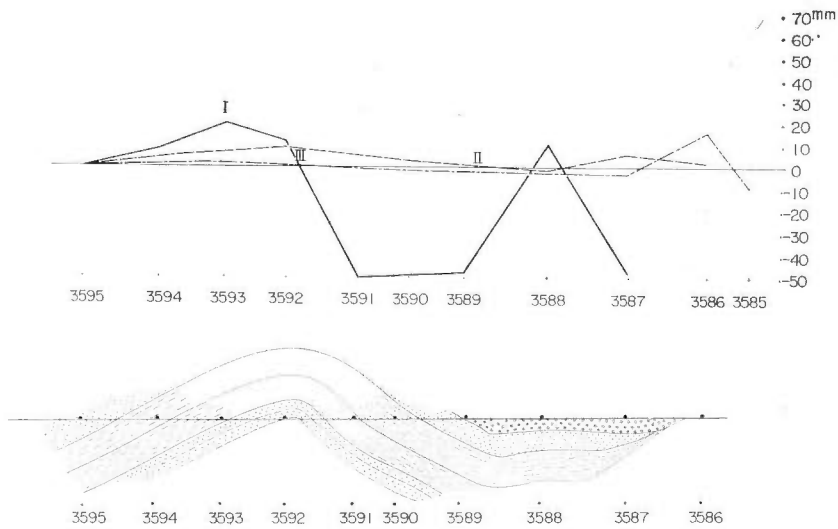
水準点 変動量	Ⅰ (1894～1943)		Ⅱ (1943～1955)		Ⅲ (1955～1965)	
	Δh (mm)	3594を基準 (mm)	Δh (mm)	3595を基準 (mm)	Δh (mm)	3595を基準 (mm)
3595	0.0	0.0	+ 0.7	0.0	-109.3	0.0
3594	+ 10.0	+ 10.0	+ 5.4	+ 4.7	—	—
3593	+ 20.6	+ 20.6	—	—	-107.3	+ 2.0
3592	+ 12.1	+ 12.1	+ 9.7	+ 9.0	—	—
3591	- 50.7	- 50.7	—	—	-109.7	- 0.4
3590	—	—	+ 3.3	+ 2.6	—	—
3589	- 47.5	- 47.5	—	—	—	—
3588	+ 11.4	+ 11.4	- 0.6	- 1.3	—	—
3587	- 47.9	- 47.9	+ 6.5	+ 5.8	-112.4	- 3.1
3586	—	—	+ 3.2	+ 2.5	- 93.5	+ 15.8
3585	- 62.2	- 62.2	—	—	-118.2	- 8.9

資料；一等水準点検測成果集録，別巻1，第2巻，第10巻（国土地理院）



第2図 東山背斜周辺の走向線図と水準路線  
 走向線図は地層の走向に沿って、層厚100mに対する間隔で示している。  
 間隔の密なところは急傾斜部、疎なところは緩傾斜を示す

Higashiyama Anticline



第3図 (上) 3595を基準とした小出一小千谷間の水準点変動, (下) 路線に沿った地質構造断面



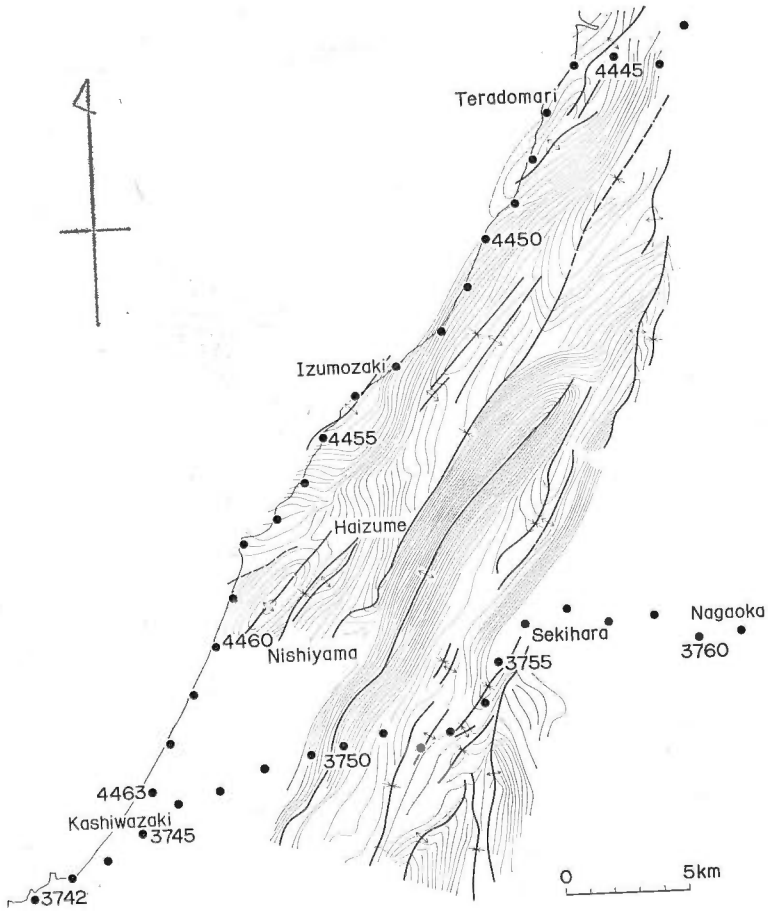
V.3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関（小玉・鈴木・宮下・相馬）

すなわち中央油帯背斜は、両翼が著しく急傾斜をなした背斜であることがわかるであろう。

第5図は、この路線に沿う水準点の変動量と地質構造との関係を示したものである。

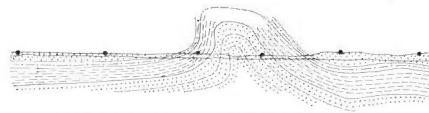
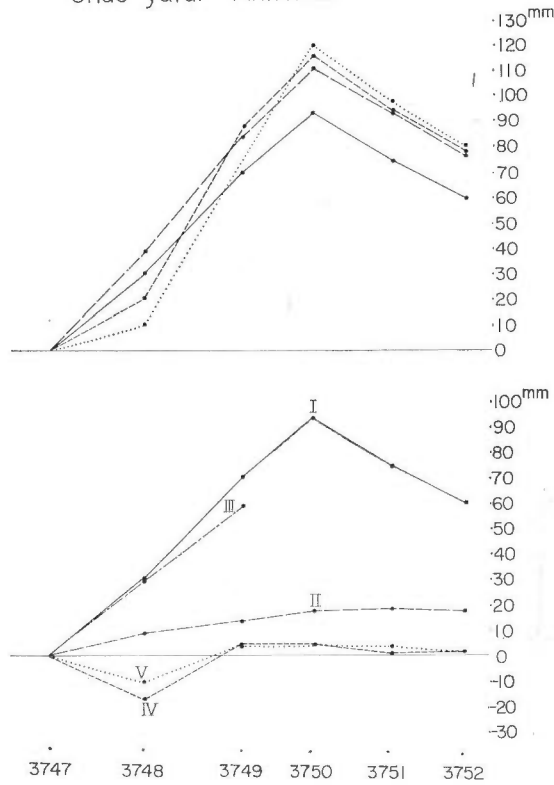
第2表 東山背斜部の相対的変動量と変動速度

期 間	3595に対する変動量 (mm)		相対変動速度 (mm/yr)
	3593	20.6	
I (49年)	3593	20.6	0.42
II (12年)	3592	9.0	0.75
III (10年)	3593	2.0	0.20



第4図 中央油帯・寺泊および尼瀬背斜周辺の走向線図と水準路線

Chūō-yutai Anticline



第5図 中央油帯背斜を横切る路線の水準点変動(上・中)と、路線に沿った地質構造断面(下)

第3表 柏崎—曾地峠—長岡間の水準点変動

期間 変動量 水準点	I (1893~1927)		II (1927~1930)		III (1930~1955)		IV (1955~1958)		V (1958~1961)	
	$\Delta h$ (mm)	3747を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3747を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3747を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3747を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3747を基準 (mm)
3747	-52.2	0	-3.8	0	-28.5	0	-57.7	0	-9.0	0
3748	-22.4	+29.8	+4.7	+8.5	—	—	-75.4	-17.7	-19.4	-10.4
3749	+17.8	+70.0	+9.7	+13.5	+30.5	+59.0	-53.6	+4.1	—	—
3750	+41.2	+93.4	+14.0	+17.8	—	—	-57.2	+5.0	-4.6	+4.4
3751	+22.7	+74.9	+15.0	+18.8	—	—	-57.0	+0.7	-5.3	+3.7
3752	+7.7	+59.9	+13.7	+17.5	—	—	-56.3	+1.4	-7.3	+1.7

資料：新潟地方地盤変動調査測量，一・二等水準点成果表(国土地理院)

V.3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関（小玉・鈴木・宮下・相馬）

第5図（中）は、3747を基準とした場合の各点の相対的な変動量を各期間ごとに示したものである。第5図（上）はそれらの累積変動量図である。なおI、II、III、IV、Vの各期間における水準点変動量を、第3表に示した。

この図から、この路線においても、地質構造と水準点の変動との間に、密接な関連のあることがみとめられる。すなわちいずれの期間においても、背斜軸部付近の3749、3750、3751の各点は最も隆起する傾向にあり、背斜が現在も成長していることを示している。

第4表には、向斜部に位置する水準点3747に対する背斜部に位置する水準点3749～51の、各期間における相対変位速度を示した。それらはおよそ6.3mm/yrから1.5mm/yrとなる。

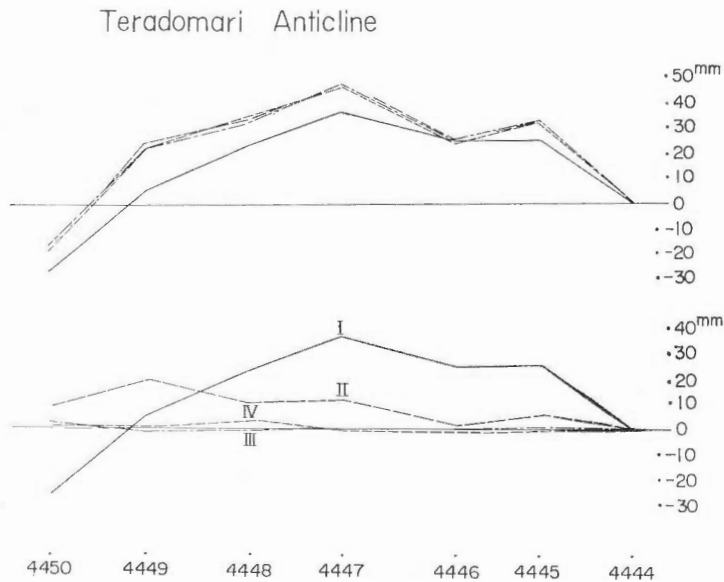
第4表 中央油帯背斜部の相対の変動量と変動速度

期 間	3747に対する変動量 (mm)		相対変動速度 (mm/yr)
I (34 年)	3750	+ 93.4	2.8
II (3 〃 )	3751	+ 18.8	6.3
III (25 〃 )	3749	+ 59.0	2.4
IV (3 〃 )	3750	+ 5.0	1.7
V (3 〃 )	3750	+ 4.4	1.5
I～II+IV～V(43年)	3750	+120.6	2.8

寺泊一出雲崎間

寺泊町から海岸道路に沿って出雲崎町に至る水準路線は、寺泊町の北方で寺泊背斜を縦断する。第4図に示すように、背斜軸は4445—4446間、および4448—4449間に位置する。

第6図は各水準点の変動を示したものである。下図は4444を基準とした各期間の水準点の変動量を示し、上図はそれらを順に加え合せたもので累積変動量を示す。



第6図 寺泊背斜を横切る路線の水準点変動

地質調査所報告(第250-2号)

第5表 寺泊—出雲崎間の水準点変動

期間 変動量 水準点	I (1897~1930)		II (1930~1955)		III (1955~1958)		IV (1958/1~3 ~1958/11)	
	$\Delta h$ (mm)	4444を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4444を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4444を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4444を基準 (mm)
4444	-24.6	0	- 3.3	0	-36.7	0	- 3.8	0
4445	+ 0.5	+25.1	+ 3.1	+ 6.4	-36.3	+ 0.4	- 4.6	- 0.8
4446	- 0.5	+24.1	- 1.9	+ 1.4	-37.1	- 0.4	- 5.4	- 1.6
4447	+11.1	+35.7	+ 7.7	+11.0	-36.8	- 0.1	- 4.9	- 1.1
4448	- 1.8	+22.8	+ 6.5	+ 9.8	-38.2	- 1.5	- 1.2	2.6
4449	-19.9	+ 4.7	-15.0	-11.7	-38.8	- 2.1	- 4.1	- 0.3
4450	-51.4	-26.8	+ 4.5	+ 7.8	-34.9	+ 1.8	- 3.7	0.1
4451	+18.4	+43.0	-	-	-38.3	- 1.6	- 0.8	3.0

資料；第4表と同じ

第6表 寺泊背斜部の相対的変動量と変動速度

期 間	4444に対する変動量(mm)		相対変動速度 (mm/yr)
I (33 年)	4445	+25.1	0.76
II (25 〃)	4445	+ 6.4	0.26
III (3 〃)	4445	+ 0.4	0.13
IV (0.75〃)	4448	+ 2.6	3.5
I~IV(61.75年)	4445	+31.1	0.50

背斜軸付近に位置する4445及び4448—4449の上昇していることが読みとれるであろう。なお、4447点の著しい上昇についてはあとで検討する。第5表には上記の変動量の値を、第6表には背斜部の相対変動速度を、各期間ごとに示した。

出雲崎—柏崎間

上の路線に続く出雲崎町から海岸に沿って柏崎市に至る水準路線は、出雲崎西方において、北東—南西に走る尼瀬背斜を縦断する(第4図)。

路線に沿う地質断面と各期間の水準点変動との関係を第7図に示す。

この図から、期間IIを除くと、いずれも背斜構造との関係が認められよう。第7図上は、各期間の変動量を順に加算した累積変動量を示したもので、背斜付近の4454の相対的上昇が、明瞭にあらわれているのが読みとれるであろう。また、背斜翼部の4456と4458間に急激な差動運動がみられる。これらは何らかの不連続の存在を示すものかも知れない。

各期間の変動量を第7表に、相対変動速度を第8表に示した。

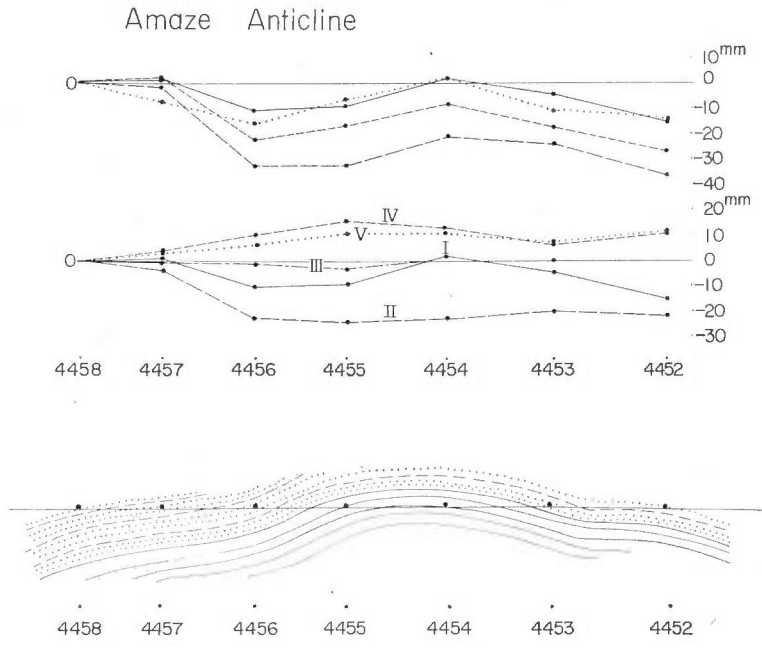
以上のように、これらの路線にそう水準点の変動は地質構造と密接に関連しており、褶曲構造が現在なお成長しつつあることを示している。

2.2 地質構造と非調和的な水準点変動要素

糸魚川—直江津間

糸魚川から海岸に沿って直江津に至る水準点の変動を第9図および第9表に示す。この路線では、郷

V.3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関 (小玉・鈴木・宮下・相馬)



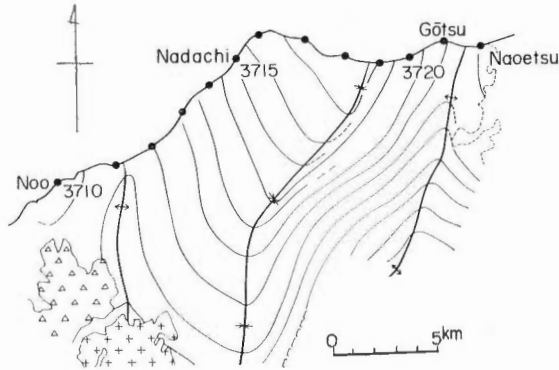
第7図 尼瀬背斜を横切る路線の水準点変動(上・中)と、  
路線に沿った地質構造断面(下)

第7表 出雲崎—粕崎間の水準点変動

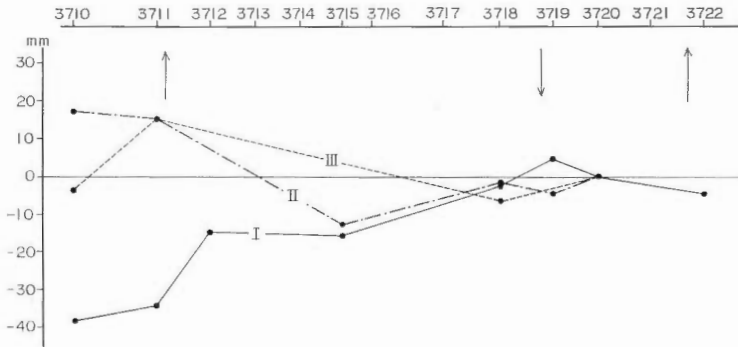
期間 変動量 水準点	I (1893~1927)		II (1927~1930)		III (1930~1955)		IV (1955~1958 /10~12)		V (1958/10~12 ~1963)	
	$\Delta h$ (mm)	4458を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4458を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4458を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4458を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	4458を基準 (mm)
4458	+22.7	0	+35.5	0	+37.1	0	-66.7	0	-19.2	0
4457	+24.0	+ 1.3	+32.6	- 2.9	+37.1	0	-62.7	+ 4.0	—	—
4456	+12.4	-10.3	+12.9	-22.6	—	—	-56.2	+10.5	-12.2	+ 7.0
4455	+14.0	- 8.7	+11.8	-23.7	+34.6	- 2.5	-51.4	+15.3	- 8.6	+10.6
4454	+24.3	+ 1.6	+12.7	-22.8	+38.0	+ 0.9	-54.0	+12.7	- 8.5	+10.7
4453	+18.5	- 4.2	+15.7	-18.8	—	—	-60.0	+ 6.7	-12.1	+ 7.1
4452	+ 7.7	-15.0	+13.7	-21.8	—	—	-56.3	+10.4	- 7.3	+11.9

第8表 尼瀬背斜部の相対的変動量と変動速度

期 間	4458に対する相対変動量 (mm)		相対変動速度 (mm/yr)
I (34年)	4454	+ 1.6	0.05
II (3年)	4453	-18.8	-6.3
III (25年)	4454	+ 0.9	0.04
IV (3年)	4455	+15.3	5.1
V (5年)	4454	+10.7	2.1
I~V (70年)	4454	+ 3.1	0.04



第8図 直江津・糸魚川周辺の走向線図(層厚 500m 間隔)と水準点路線



第9図 直江津—糸魚川間の水準点変動

津付近(3721~22)、谷浜西方(3719)と筒石西方(3711)で第三紀の褶曲軸と交叉する(第8図)。

この図から明らかなように、この地域においては、水準点の変動と褶曲構造との間に明瞭な相関性は認められない。したがって、この地域の現在の運動は前節にのべてきた型式とは異なったものであるように思われる。

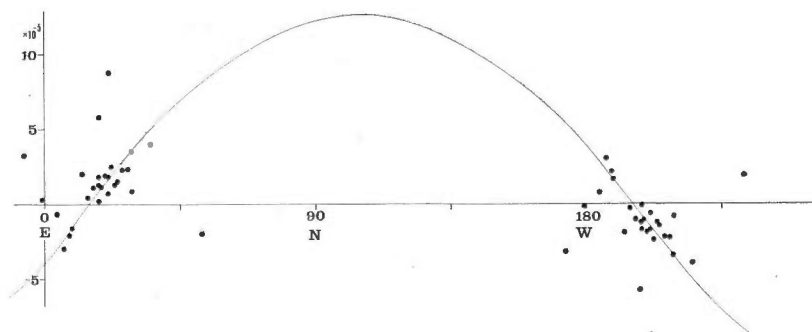
第10図には、能生町北東方の3710から、直江津市西方の3721間の水準点について宮部の方法(MIYABE, 1931; 宮部, 1936)による解析結果を示した。単位距離に対する相対的な変動量を、各水準点間の方位に対してプロットする方法によれば、もし一様に傾動するブロックの運動があれば、それらの各点は正弦曲線にのる。また、ブロックの様な傾動とは別の運動があれば上記の曲線からはずれる傾向として現われる。

第10図によれば、この期間に、およそ $15^\circ$ の方向( $N75^\circ E$ )を軸としたブロック状の運動が明瞭であろう。そしてそのブロックは、南西側が下り、北東側が相対的に上る傾向が示されている。すなわち、海岸線に平行な方向を軸に、海岸側が隆起し山地側が沈降するようなブロック運動を示していると推察される。

一方、このような様な傾動とは別に、局所的な変動もみられる。たとえば、3712は3710—3711や37

第9表 糸魚川—直江津間の水準点変動

水 準 点	期 間 変 動 量	I (1894~1927)		II (1927~1955)		III (1955~1965)	
		$\Delta h$ (mm)	3720を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3720を基準 (mm)	$\Delta h$ (mm)	3720を基準 (mm)
3722		-62.1	-4.7	—	—	—	—
3721		—	—	—	—	—	—
3720		-57.4	0	-27.1	0	+4.3	0
3719		-52.6	+4.8	-31.7	-4.6	—	—
3718		-59.6	-2.2	-28.7	-1.6	-2.2	-6.5
3717		—	—	—	—	—	—
3716		—	—	—	—	—	—
3715		-73.0	-15.6	-39.5	-12.4	—	—
3714		—	—	—	—	—	—
3713		—	—	—	—	—	—
3712		-71.8	-14.4	—	—	—	—
3711		-91.5	-34.1	-11.9	+15.2	+19.6	+15.3
3710		-95.6	-38.2	-9.8	+17.3	+0.6	-3.7



第10図 直江津—糸魚川間の路線における地塊の傾斜運動を示すカーブ  
縦軸：傾斜角のtangent, 横軸：方位

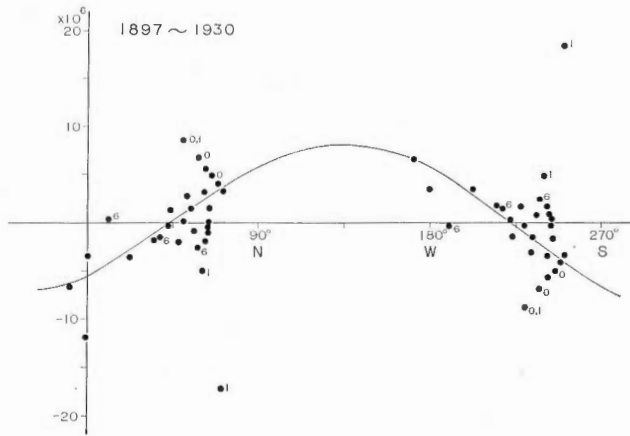
15に比較すると隆起の傾向が著しい。さらに3718から3722にかけての傾動も上記の一般的な傾動とは異質の運動を示している。

このように、この地域の現在の運動は、新第三紀の地層の地質構造を形成する運動とは、一応別と考えられる。それは、むしろ現在の海岸線形成と密接に関連した、新期の運動を反映していると思われる。

#### 寺泊—出雲崎間

さきの解析に見るように(第6図)、このルートでの水準点の変動には褶曲構造との相関が認められる。しかし、4447の著しい上昇が示すように、これらとは別な、全般的な傾動運動の重なっている可能性が推定される。これについて、宮部の方法を用いて解析を試みた。その結果を第11図に示す。

この図から、全体としてN45°Eの方向(ほぼ4444と4449とを結ぶ方向)を軸として、NW側が上昇するような傾動運動が認められるであろう。そして、このような全般的な傾動運動を背景に、4446、4450



第11図 寺泊—出雲崎間(4444—4451)の路線における地塊の傾斜運動を示すカーブ(添字説明, 6: 4445—4446—4447間の傾動, 0: 4448—4449—4450間の傾動, 1: 4449—4450—4451間の傾動を示す点)

の各点は沈降するような傾向を示し, 4451は上昇するような傾向を示している。

このように, この付近の変動は, 海岸側が隆起するような傾動運動に, 4445—4447を軸とするような背斜の上昇運動が重なっているとみなすことができるであろう。したがって, この地域では地質構造と調和的な運動と, それとは別の運動とが重なっているように思われる。

### 3. 考 察

#### 3.1 背斜部の変動速度について

中越地区の褶曲について向斜部に位置する水準点を基準にして, 背斜軸付近の水準点の相対的変動速度を求めた。地質構造と調和的な変動を示すさきの4路線について求めた値は, 第2, 4, 6, 8表に示した。これらを, 横軸に年代をとってグラフに示すと, 第12図のようになる。

この図から, 最近のおよそ70年間について, 背斜部の平均上昇速度の最も速いのは中央油帯背斜で, 次いで寺泊, 東山, 尼瀬背斜が続く, その速度は各々, 2.8mm/yr, 0.6mm/yr, 0.54mm/yr, 0.45mm/yrである。

これらの値は  $10^6$  年に換算すると, 450m ないし 2800m の隆起量となり, きわめて大きい。

#### 3.2 地震活動と隆起速度

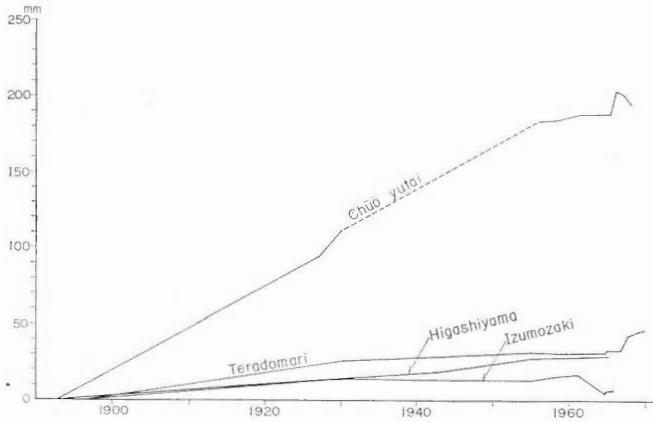
信越地区における西暦800年代からの地震活動を調べてみると, 活動の盛んな時期と, 平穏な時期とが交代しているように思われる(理科年表, 1971, 第13図)。

すなわち, 800年代は比較的活発で, Mが6.5以上の地震がいくつか記録されている。ところが900年代から1400年代にかけては, 記録的な地震の記載はない。さらに1500年から, ふたたび活発な活動が認められる。

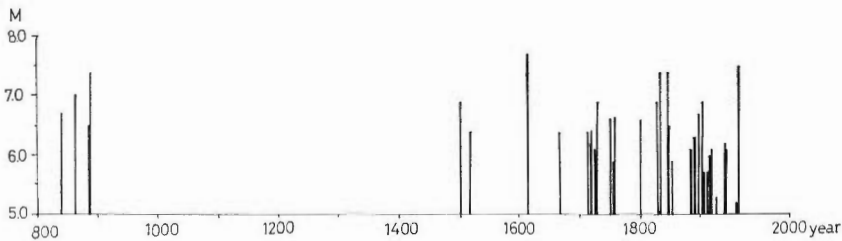
地殻の変形勾配と, 応力の集中度との間には, 一定の関係があるとされている(BELOUSOV & GZOVSKY, 1965)。このことから, 地震活動の活発な時間は, 地表付近の変形速度も大きい時期と考えられる。したがって, 現在の変形速度は, 活動の活発な時期の速度であって, 現世についての平均的な変形速度



V.3 上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関（小玉・鈴木・宮下・相馬）



第12図 中越地区の新第三系褶曲における、背斜部の向斜部に対する相対的変動



第13図 信越地区における地震活動（理科年表, 1971より）

は、もっとゆっくりしたものであろう。

### 3.3 地質構造と水準点変動との調和性について

さきにものべたように、信越地区における水準点の変動が、その路線の第三系地質構造と調和的な運動をすることは、古くから指摘されてきた（OTSUKA, 1941；大塚, 1942）。その後の研究でも、いずれも新第三紀あるいは第四紀の地質構造と同様な動きを示す事が強調された（中村・太田, 1968）。

このような考えは活褶曲という概念をもたらし、現在の変動の原因を考える上で中心的考えとなった。また、逆に第四紀の変動や、さらに新第三紀の構造運動を類推する手がかりともなっている。

この解析においても上のような水準点の変動と褶曲構造との対応関係が認められた。しかしこれは中越地区に特有な現象であるように思われる。というのは、さきにものべたように、この堆積盆地西方の糸魚川—直江津ルートでは、上に見たような対応関係は認められないからである。そこでは、より大きな単元の地塊運動が卓越しているように思われる。

また中越地区の寺泊—出雲崎間、柏崎—出雲崎間の変動についても、背斜に調和的な運動と、これとは次元の異なる地塊運動が重なり合っているように思われる。

このように、現在（あるいは第四紀）の運動が、新第三紀の運動をそのまま引きつぐものでない事は、むしろ一般的であるらしい。多くの海岸線が第三系の地質構造と斜交している事が、この事を示していると思われる。

新潟地域において、このように、現在の変動が新第三紀以後の運動を引き続き示す傾向の強い場所と、それとは違う変動を示す傾向の強い場所があること、それらが地質的にどのような意味をもっているかは、今後の問題としておきたい。

#### 4. ま と め

新潟地域の水準点変動と新第三系地質構造との関係を検討し、つぎのような結果をえた。

- 1) 中越地区においては、水準点の変動と地質構造が調和的であり、現在も褶曲は成長しつつある。小出一長岡間の東山背斜、長岡一柏崎間の中央油帯背斜、寺泊一出雲崎間の寺泊背斜、柏崎一出雲崎間の尼瀬背斜は、そのような褶曲の例である。
- 2) これらの地域における背斜の成長速度は非常に大きい。歴史時代における地震活動の推移から推して、このような速い速度は現世の平均的なものでないであろう。
- 3) 糸魚川・直江津地域では、水準点の変動と新第三系の構造との間にほとんど関係が認められない。この地域の現在の運動は、海岸線の方向を軸にした、より大きなブロック運動の傾動と考えられる。
- 4) 一般的には、現世の地殻変動は、第三紀からそのまま引きつがれたものでないと思われる。中越地区においても、前記の調和的な運動と、海岸線の方向を軸にした、より大きなブロック運動が認められる。

#### 引用文献

- BELOUSOV, V. V. and GZOVSKY, M. V. (1965): Experimental tectonics. *Phys. and Chem. of the Earth*, vol. 6, p. 409~498, Pergamon.
- MIYABE, N. (1931): Post-seismic crustal movements in Bōsō Peninsula. *Proc. Imp. Acad. Jap.*, vol. 7, p. 275~278.
- 宮部直巳 (1936): 地殻変動の最近の研究. 科学文献抄 6, 岩波書店.
- 宮下美智夫・鈴木尉元・小玉喜三郎 (1971): 新潟の活褶曲 (演旨). 地学関係 5 学会連合学術大会講演要旨, p. 422.
- ・他 (1972): 日本油田・ガス田 7, 魚沼・説明書, 地質調査所.
- 内藤博夫 (1965): 新潟県十日町付近の地形——魚沼地方の地形発達史についての若干の考察. 地理評, vol. 38, p. 618~629.
- 中村一明・太田陽子 (1968): 活褶曲—研究史と問題点. 第四紀研究, vol. 7, p. 200~211.
- 新潟平野団体研究グループ (1967 a): 新潟県小千谷市越路町地域の第四系・平松義尚先生退職記念論文集, p. 156~169.
- (1967 b): 新潟県小千谷市周辺および長岡市西方の第四系. 新大教育学部高田分校研究紀要, no. 12, p. 139~160.
- OTUKA, Y. (1941): Active rock folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Jap.*, vol. 17, p. 518~522.
- 大塚弥之助 (1942): 活動している皺曲構造. 地震, vol. 14, no. 2 p. 46~63
- TSUBOI, C. (1933): Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. *Jap. Jour. Astr. Geophys.*, vol. 10, p. 93~248.
- 渡辺 隆 (1965): 小千谷市付近の信濃川河岸段丘の研究, その 1. 新潟県立教育センター理科研究集録, 第 3 集.
- YAMASAKI, N. (1928): Active tilting of land blocks. *Proc. Imp. Acad. Jap.*, vol. 4, p. 60~63.

**Studies on the Relation between the Recent Crustal Deformation  
and Geologic Structures in Niigata Tertiary Basin**

Kisaburō KODAMA, Yasumoto SUZUKI, Michio MIYASHITA  
and Yōzō SŌMA

The authors studied the recent crustal deformations in Niigata Tertiary basin where many anticlines and synclines are found. The first class levelling routes are set along and across those folds. As some authors pointed out, folds in the Chūetsu district are now in progress, but tilting are superposed on them. The present authors succeeded in separating each movement by Miyabe's method. On the other hand, the change of height of levellings in the Jōetsu district have no relation to the folds, where the large tiltings are distinguished. The axes of those tiltings are parallel to the coast.

As will be known from the fact stated above, the recent crustal deformations in the basin are not in the same way as in the Tertiary and Pleistocene epochs. They are nearly parallel to the topography.



## V. 4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について

鈴木 尉元\*・三梨 昂\*・影山 邦夫\*  
島田 忠夫\*・宮下 美智夫\*・小玉 喜三郎\*

### 要 旨

新潟堆積盆地には、多くの褶曲構造が発達しており、石油や天然ガス鉱床を胚胎している。

それらの褶曲構造は、背斜が主体的で向斜は従属的な性格をもっている。筆者らは、背斜をその軸長を基準にして、便宜的に第1級から第3級までの各級に区分した。30 km以上の長さをもつ第一級の背斜は、形態的には一般に頂部の傾斜が緩く翼部の急な箱型背斜で、底の平坦な向斜に直接している。そして、堆積盆地の骨組みを形づくっている。5ないし20kmの第2級の背斜ないし褶曲構造は、第1級のそれらと同様の性格をもつものと、背斜と向斜の規模が同程度でしかも翼の傾斜の急なものに分けられる。5 km以下の褶曲は、第3級として区分したが、それらは一般に軸の方向が一定せず、背斜と向斜の規模は同程度で、傾斜はゆるい。

第1級ないし第2級の箱型背斜は、中新世中期以後隆起を続け、最終の褶曲時の運動はその再活動的なものであったことが、地層の層相層厚変化から明らかにされた。翼部には、しばしば火山活動が行なわれている。両翼が急傾斜し、背斜と向斜が同程度に発達する第2級の褶曲では、褶曲時の運動は堆積時の運動と逆になり、そのような逆転のヒンジの位置に背斜が形成される。時に、そこに火山活動が行なわれる。

新第三紀の造構運動に際して、先新第三系はブロック化し、ブロックとして運動した、と考えられる。箱型褶曲は、このブロックの上昇を直接反映したものとすると、その形態のみならず、そこに発達する断層系や火山活動をも統一的に説明できる。堆積盆地の北東部に発達する軸部に基盤岩の分布する第1級背斜は、形態やその発達過程が、第1級の背斜と似ている。したがって、それは箱型背斜の深部を示している、と考えられる。

背斜と向斜の規模が同程度で、両翼が急傾斜する褶曲は、基盤ブロックの運動方向が逆転して形成されたもの、と考えられる。この際、一たん引きのばされた地層がもとの位置にもどると同時に、ブロックの境界付近の応力集中部で泥岩などが塑性流動したであろう。

第3級の褶曲は、第1級や第2級の褶曲形成に際しての二次的な横圧力によって形成されたもの、と考えられる。これは、小断層を用いた応力場の解析によって裏付けられる。

なお、この堆積盆地内に発生する地殻内地震の震央は、基盤岩分布地域の周辺や第1級の背斜部に位置する傾向がみられる。このことから、基盤ブロックを規制する断層は、垂直ないしそれに近い高角度なものであろう。

\* 燃料部

## 1. ま え が き

褶曲が、どのような機構で形成されるかという問題は、古くから多くの議論がなされてきた問題である。しかし、現在においてもその根本的な点は未解決であり、地質学上の基本的な問題の一つと考えられる。それは、この問題が、地殻の構造の問題や地球の内部で起こる根本的な過程のみならず、地球の発展に関するわれわれの一般的な考え方も、密接な関係をもっているからである。

よく知られているように、現在褶曲の形成機構について、対立する二つの見解がある(ペロウソフ, 1954; RAMBERG, 1967; KHAIN, 1970)。一つは、褶曲は、水平方向に働く横圧力とその形成の主要因である、とする見解である。他の一つの見解は、垂直の昇降運動が褶曲形成の主要な原因であって、横圧力によって形成された褶曲はあっても、それは昇降運動から派生した二次的な水平分力によるものだとする見解である。

私達が、これから論じようとする新潟堆積盆地の褶曲の形成機構についての考え方にも、このような二つの見解がある。この褶曲の形成に際して、水平方向に働く圧縮が、基本的な役割を演じているかどうかの問題は、現在差し当り最も緊急に解決を求められている問題と考えられる。それは、鉱床(特に石油・天然ガス)の探鉱が地下深部にのびている現在、鉱床を胚胎する褶曲構造の形成機構についての考え方が、深部構造推定に深く関係し、その探鉱方針に大きな影響をおよぼすからである。以下に、私達がここ数年にわたって調査してきた具体的な資料にもとづいて、この堆積盆地内の褶曲の形成機構について考えてみることにする。また従来提唱されてきたいろいろな褶曲機構論を批判的に検討しよう。

なお、ここに述べる新潟堆積盆地は、北は村上付近から、南は柏崎と十日町を結ぶ線に囲まれた範囲内の中部の地域である。これ以外の地域の構造については、稿を改めて述べる予定である。

**謝 辞:** この研究をこのような段階まで進めるのに、多くの方々にお世話になった。新潟大学の西田彰一・茅原一也・島津光夫・歌代 勤・植村 武の各教授には、野外においていろいろお教えいただき、また討論していただいた。また、新潟大学樋口茂生氏、地質調査所垣見俊弘氏には、野外で作業の一部を分担していただき、結果についてご討論いただいた。地質調査所平山次郎氏には、文献についていろいろお教えいただき、また私達の考えをいろいろ批判していただいた。同所井島信五郎・坊城俊厚氏には、研究を進めるに当たって、暖かいはげましをいただいた。東京教育大学藤田至則助教授をはじめ構造地質研究会の諸氏には、結果について、いろいろご討論いただいた。垣見俊弘氏、東京教育大学角田史雄氏には、原稿をいろいろ検討していただいた。また、地質調査所石油課中嶋美智子氏には、製図や原稿の整理などを手伝っていただいた。これらの方々に、この機会に厚く御礼申し上げる。

## 2. 褶曲の形態的分類

### 2.1 新潟堆積盆地の構造の特徴

新潟堆積盆地は、いわゆるグリーンタフ地向斜内に位置し、一種の複向斜を形成している(新潟県, 1962)。しかも、その中の第一級の複向斜という意味で、大複向斜とよんでよいであろう(ペロウソフ, 1954)。そして、新第三紀と第四紀の堆積物が厚く(最大 6,000m 以上に達するか?) 発達している。この盆地に接して、その東方には、主としていわゆる古生層や花崗岩質岩などからなる基盤岩や、新第

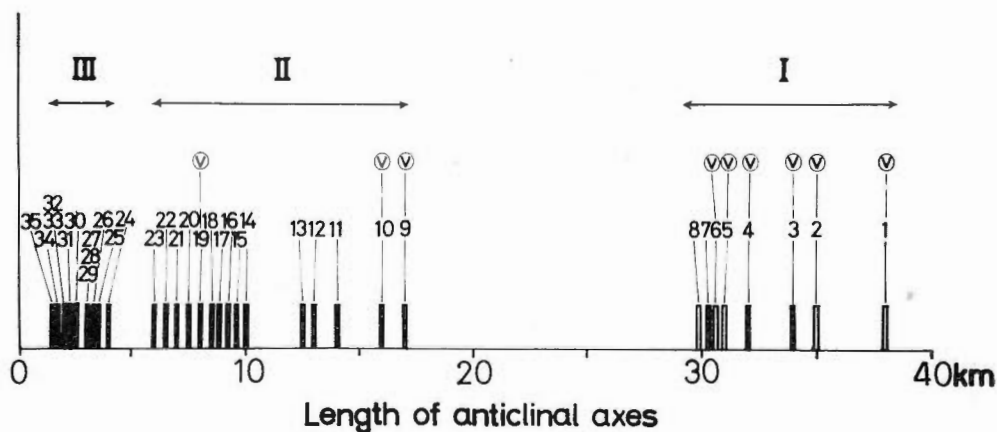
V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)

三系の下位層準のグリーンタフなどが主として分布し、構造的には、一種の複背斜(第一級のそれという意味で大複背斜)を形成している。西方の日本海中に位置する佐渡島も、主として新第三系の下位層準のグリーンタフから構成され、構造的にはやはり複背斜を形成している、とみられる。この堆積盆地には、よく知られているように堆積盆地に平行した多くの褶曲が発達していて、石油や天然ガス鉱床を胚胎している。これに対して、上記の複背斜地域には、一般にこのように多くの褶曲構造は発達していない。すなわち、褶曲構造は、新第三系や第四系の堆積物の厚く発達するこの大複向斜内に特徴的なものである。

2.2 褶曲の形態的分類

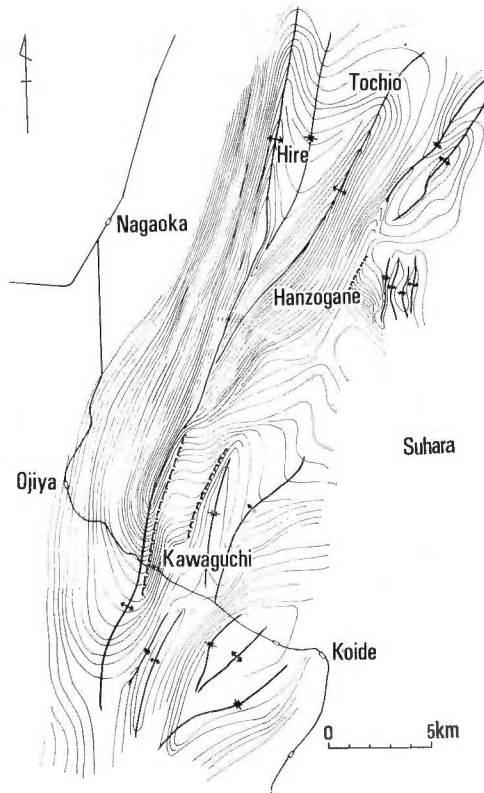
これらの褶曲構造は、その規模においても形態においても種々のものがある。そこでそれらを軸の長さによって便宜的に区分して、その特徴を見ていくことにしよう。なお、後にくわしく述べるが、この堆積盆地の構造は、背斜構造が主体的で、向斜構造は従属的な性格をもっているので、ここでは背斜構造を中心にみていくことにする。この背斜構造の軸の長さの分布を示したのが第1図である。この図から、背斜構造の規模にさまざまなものがあるが、その軸の長さが30 km以上の一群の構造が、明瞭に他のものから区別されることが読みとれるであろう。それ以下の規模のものについてみると、5 km 前後のものが比較的少ないので、5 km 以上のものと、5 km 以下のものと便宜的に区分しておく。そして背斜軸の長さの長いものから順にそれぞれ第1級、第2級、第3級の背斜構造とよぶことにする。それらの間にはさまれた向斜構造に対しては、それぞれの級の向斜構造とよぶことにしよう。

次に、これら区分された各級の褶曲構造の形態的な特徴をみていく。第2図は、この堆積盆地の東部に位置する東山背斜(第11図の㊸)と、その周辺地域の走向線図である。走向線は、層厚100m ごとに引いてある。この背斜の東方に、東山背斜にほぼ平行して第2級、第3級として区分される何条かの褶曲も認められるが、東山背斜が、それらに比較して極端に長いこと、それら第2、第3級の褶曲にはあ



第1図 背斜の軸長による第1級(I), 第2・第3級(II・III)褶曲の区分

㊸印は火成活動を伴うもの, 1, 2 ……35の各背斜名は第11図と同じ, 白柱は推定のもの



第2図 東山背斜周辺の地層の走向線図  
走向線間隔は 100m

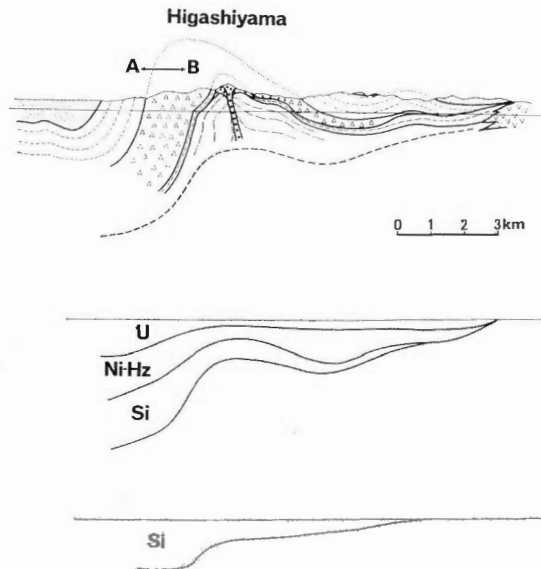
まり影響されずに、直線的にのびていることがよみとれるであろう。また、東山背斜は、その西翼が急傾斜する傾向があり、特にその北部においては垂直ないしはそれに近い傾きをもっていることも、同時に読みとれる。頂部ないし東翼は西翼ほど単純ではない。中・北部では、第2級の背斜の荷傾背斜とぶつかる付近で構造が多少複雑になるが、一般に東翼は傾斜がきわめてゆるい。南部においても、川口町付近に一部急傾斜する部分があるが、一般に東翼の傾斜はゆるい傾向が認められる。これらの特徴から、東山背斜は西翼が急傾斜し、頂部ないし東翼の傾斜のゆるい、片面箱型褶曲構造（ペロウソフ、1954、1959）に属するものであることがわかる（第3図）。

このような東山背斜にみられる特徴は、他の第1級背斜についても指摘することができる。この背斜の南西方に位置する<sup>まっつと</sup>真人一片貝背斜（第11図の①）は、その延長が35km以上に達し、北部では東翼が垂直ないしそれに近い傾斜をもち、南部では逆に西翼が60°以上の傾きをもっていて、その急傾斜する方向は、小千谷市西方で急に転換する。これに対して、それと反対の翼は20°以下の緩傾斜を呈する（宮下ら、1970）。すなわち、この背斜も、形態的には片面箱型背斜構造をとっている。東山背斜の北方に位置する新津背斜（第11図の⑥）も、その北部は東翼が垂直ないし一部逆転構造をとるのに対して、西翼は20°以下の緩傾斜を示す、片面箱型の背斜構造である。

このように、新潟堆積盆地の東部に位置する第1級の背斜は、片面箱型褶曲構造を基本としているが、



V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・鳥田・宮下・小玉)



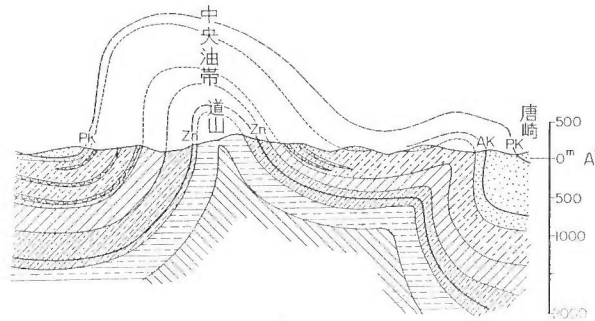
第3図 東山地域を東西に切る堆積・構造断面図

下は稚谷期末, 中は魚沼期末, 上は現在の構造断面図. 現在の背斜軸を境に各地層の厚さの急変がみられる. 中図の稚谷層の基底を上図で示すと(点線)東翼のその後の隆起が読みとれる

上にのべたことからわかるように, その翼の急傾斜する方向は一定せず, 新津背斜では, 東側の翼が急傾斜し, 東山背斜では西側の翼が急傾斜し, 片貝-真人背斜では北部では東翼が, 南部では西翼が急傾斜している.

東山背斜に相対して, この盆地の西部に位置する中央油帯背斜(第11図の⑦)は, その延長が30km以上にも達し, ほとんど直線的にのびている. 一般に中央油帯とよばれるこの背斜は, 両翼が急傾斜し西にわずかに倒れたような構造をもっている(第4図). すなわち北部では, 西翼は $80^{\circ}$ 以上東翼は $60^{\circ}$ 以下の傾斜を持ち, 南部では, 西翼は $80^{\circ}$ 以上の傾斜に対し, 東翼は $40^{\circ}$ 前後の傾きをもっている. この背斜は, 東方へも西方へもこの急傾斜部から急に $10^{\circ}$ 以下の緩傾斜部に移過し, 折れ曲ったような構造をもっている. 北部では, この緩傾斜部は, 東方に2~3kmの幅を持ち, さらに東方ではふたたび急激に垂直に近い傾きをもって, 平野部にもぐり込む. 南部では, このような急傾斜部はみられない. このような東部の急傾斜部までを含めると, この中央油帯背斜は, 基本的に耳つきの両面箱型背斜構造<sup>注1)</sup>と呼ばれるような形態を呈する. 中央油帯背斜の北方に位置する弥彦-角田背斜(第11図の②)は, その延長が海上に追跡され, 30km以上の長さをもつものであることが確認されている(未発表資料による). この背斜は, 西翼の傾斜が $30^{\circ}$ 前後の緩傾斜であるのに対して, 平野下にある東翼が急傾斜を呈することが, 坑井資料から推定されている(西田ら, 1969). すなわち, これらの堆積盆地西部に位置する第1級背斜も, 基本的には箱型褶曲の形態をとっている. その他に, これら第1級の背斜には, 背斜に匹敵する向斜は一般に発達せず, 箱型背斜構造は側方へきわめて緩傾斜の広い盆状構造に急

注1) 樋口茂生による命名(樋口, 1971, M. S.)



第4図 中央油帯背斜の地質断面図

に移過する、という共通した特徴が認められる<sup>注2)</sup>。すなわち、きわめてゆるい盆状構造部から孤立した箱型背斜構造が列をなしてのびているといった形態をとっている。

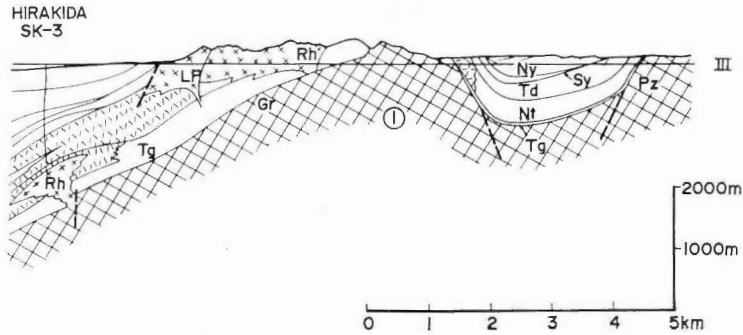
この堆積盆地の北部に位置する橢形背斜(第11図の④)は、その中核部に花崗岩や古生層が露出する点で、前記の第1級背斜と異なるけれども、その北方延長の新第三系の被覆層は背斜構造を呈し、それらを含めると、その延長は30km以上に達する(第5図)。背斜の東翼は急傾斜し、中央部の基盤岩の露出している地域の一部では、それと東方の第三系との間に断層が発達している。これに対して、西翼は30°ないし40°の傾斜をもっている(池辺ら, 1969; 片平, 1969)。また背斜に匹敵する向斜は発達せず、向斜部は傾斜のゆるい盆状構造をとっている。このように、橢形背斜は、中心部に基盤岩が露出しているという点をのぞくと、前記の第1級背斜構造と共通する性質をもっている。このことから、橢形背斜は、第1級の背斜に属するもので、そのより深部の構造が露出したものと考えられる。

この橢形背斜の南南東方に発達する五頭山背斜(第11図の⑥)は、北部では、先第三系の花崗岩や古生層を中核にして、その周辺に新第三系が取り囲むように分布するが、南部では新第三系の発達がよくなく、基盤岩のみからなる。しかし、その規模および北部の新第三系の構造が第1級の背斜構造と同様の性格をもっている点から、この背斜も第1級の背斜に属するもので、より深部の基盤岩までが露出したものと考えられよう。南部で新第三系が基盤岩を取り囲むような分布をとらないのは、同背斜が未発達なためと考える。

第2級の背斜構造は、その形態が第1級のそれのように一定していないが、形態的にいくつかの型に区分することができる。第一の型は、背斜の幅に比して軸方向の長さの短いドーム状背斜構造ないし、箱型褶曲構造である。尼瀬背斜(第11図の⑩)や八石背斜(第11図の⑩)などはその典型であり(地質調査所, 1957)、これらは、その翼部がきわめて急角度になるのがふつうである。たとえば、尼瀬背斜についてみると、翼部の傾斜は最高70°に達し、八石背斜は60°に達するものが観察される。これに対して、これらの頂部は比較的傾斜がゆるい。これらは、第2級の背斜構造としては比較的大型で、第1級の背斜構造と同様に、向斜構造の発達がよくなく、背斜に匹敵する向斜構造が認められない型である(宮下ら, 1970)。すなわち、背斜構造の周辺はきわめてゆるい構造を呈し、そのような平坦な部分からドーム状構造が孤立して飛び出したような構造をもっている。このように、この種の第2級背斜構造

注2) 筆者らはこの形態をフライパン型と称している(宮下ら, 1970)。

V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について（鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉）



第5図 楕円背斜の地質断面図（片平, 1969を一部改編）

は、第1級のそれと似た性格が認められる。この型の背斜を尾瀬型とよぶことにする。

第二の型として、背斜の幅に比して軸の長さの長い背斜構造を識別することができる。この型の背斜では、背斜構造と向斜構造とがほぼ同等に発達している、向斜軸が明瞭に認められるのが一般である。翼部の傾斜は、一般に $50^\circ$ 以上の急傾斜を呈する。加茂・三条東方に発達する猿毛山背斜（第11図の㊸）、加茂背斜（第11図の㊹）、大面背斜（第11図の㊺）、庄川背斜（第11図の㊻）、西山油田の別山背斜（第11図の㊼）などは、その代表的なものである（千谷, 1920；地質調査所, 1957）。この型の褶曲を加茂型とよぶことにする。

第三の型は、両翼の傾斜がいずれも $20^\circ$ 以下のゆるい背斜構造をあげることができる。一般に背斜と向斜とは、ほぼ同程度の規模をもって発達する。中央油帯の西方に発達する藤巻背斜（第11図の㊽）や東山背斜の南東方に発達する原背斜はこの型である。この型の褶曲を藤巻型とよぶことにする。

以上にのべてきた第1級および第2級の褶曲構造は、それらの軸の方向が堆積盆地の外縁に平行して、いわゆる一般走向に平行して走る。これに対して、第3級の褶曲構造では、その方向が一般走向に平行しないものが認められる（第2図）。第3級の褶曲構造は、傾斜は一般にゆるく、背斜と向斜とはほぼ同等に発達する。

以上の例からもわかるように、新潟堆積盆地に発達する褶曲は、底の平らな盆状構造部から、孤立して飛び出して列をなす背斜構造によって特徴づけられる。そしてペロウソフ（1954）の分類に従うと、箱型褶曲など中間型褶曲に属するものが主として分布する、と言えるであろう。

### 3. 褶曲の形成過程—地層の層厚分布と背斜構造との関係—

前節では、褶曲構造を形態的な特徴によって、大きく5つに分類した。これらの各型の褶曲構造が、どのような過程をたどって形成されたかを、層相・層厚変化と褶曲構造との関係に注目して調査した結果に基づいて次にのべる。

第1級の背斜構造は、第1図に示したように多くのものがあるが、両翼に各段階の地層がよく発達し、その発展過程を明らかにするための条件に恵まれた、東山背斜についてまず検討し、それ以外のものについては、その結果と比較しながら検討する。

東山背斜の軸部には、七谷層ないし寺泊層が露出するが、背斜以外の所では、地表においてはもちろん

更新世	矢代田層
	魚沼層
鮮新世	灰爪層
	西山層
中新世	椎谷層
	寺泊層
	七谷層
	大谷川層

第1表  
新潟堆積盆地標準層序表

ん、坑井においても資料がえられないため、この時期における背斜付近の構造運動の様式はよく分らない。ただしこの背斜の南部に掘られた坑井資料(荒谷SK-1)によると、七谷層ないし寺泊層が、この背斜上にかなり厚く発達していて、この時期が全般的に大きな沈降期であることを示している。その上位の椎谷層は、この背斜の西翼部、すなわち急傾斜部には、火山碎屑岩を多くはさむ砂岩優勢の砂泥互層として厚く発達する。その厚さは、栖吉-半蔵金ルートでは、1,600~1,700 mに達する。これに対して、傾斜のゆるい背斜の頂部ないし東翼部では、その厚さは300~700mと西翼部に比して極端に薄い。このことから、軸部付近で椎谷層の層厚が急激に変化することがわかる。その上に重なる西山・灰爪・魚沼の各層についても、椎谷層ほどではないにしても、同様の傾向が認められる(第3図)。これらの各層は、その岩相から判断して、東西両翼で堆積条件(深度)がそれほど大きく異なっていたとは考えられない。堆積学的研究にもとづく古地理的な条件は、むしろ西方に水深が深かったことを示す資料がえられている(影山, M. S.)。したがって、上に示された層厚の変化は、沈降量の地域的な差を示すと考えてよい。すなわち、東山背斜の頂部は、西翼部に比して、椎谷期以後相対的に隆起していたといえるであろう。そして、そのような隆起運動の再活動の結果として、この背斜構造は形成されたといえるであろう。

中央油帯背斜においても、その西翼部では椎谷層以上の層準について、東翼部では西山層以上について、同様の事実が認められる(小玉ら, 1971)。また角田-弥彦背斜については、椎谷層以上の層準について、同様の事実が認められる(望月, 1962)。これら第1級背斜の深部が露出し、そのために中心部に基盤岩の分布していると考えた櫛形背斜においても、椎谷層以上の地層が、その頂部に向かって、それらの層厚を減ずる傾向が認められる(片平, 1967)。七谷・寺泊層については、それほど大きな層厚変化は認められないようである。

上に述べてきたように、第1級の背斜の頂部に向かって、椎谷期以後の地層の層厚が急激に減少することがわかる。向斜から背斜へ層厚変化の様式には、次の2つの型が認められる。1つは、箱型背斜の肩の部分に相当する傾斜変換点付近で層厚が変化する型で、東山背斜はこの型に属する。他の一つは、側方の低平な向斜部から、箱型背斜の翼部に変換する付近で急変する型で、中央油帯背斜の東翼や新津背斜などは、この型に属する。

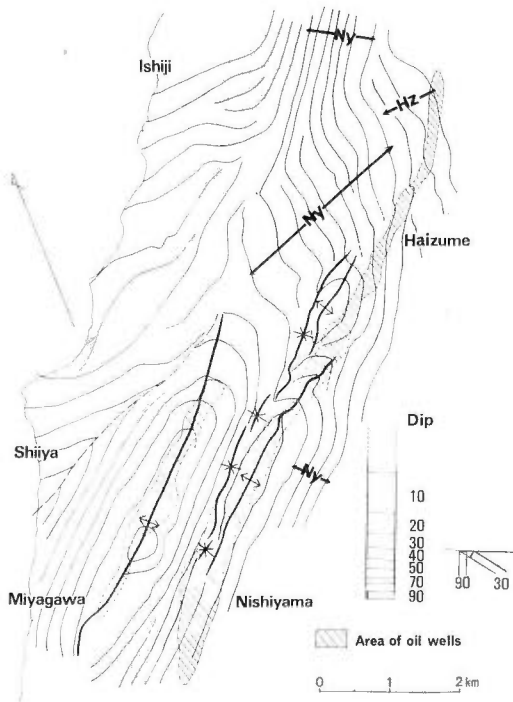
このように第1級の背斜は、一般に箱型背斜ないしその変型と考えられる形態を示すが、それは少なくとも椎谷期から相対的に隆起運動を始めていて、最終的な褶曲形成の運動は、そのような前からの運

動を強化するような様式で起っている、といえる。東山背斜について、そのような運動様式を時期を追って第3図に示した。このような運動様式によって形成された箱型褶曲を、東山型と呼ぶことにする。

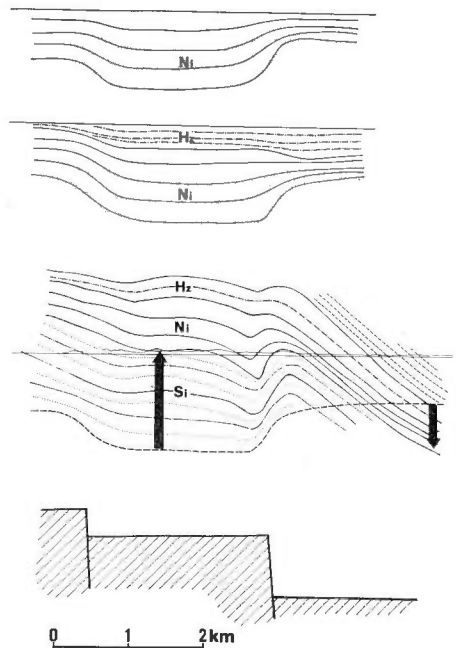
第2級背斜のうちの第1の型である尼瀬型背斜では、第1級の背斜と同様の過程が認められる。このような運動の過程は、第6図の西山油田地域の層厚線図からも、読みとることができる。すなわち、北西部の石地北方に背斜の中心は位置するが、この構造に対して、椎谷・西山・灰爪の各層はその層厚を減じている。この事実は、尼瀬背斜が、おそくとも椎谷期には相対的隆起運動を行なっており、以後もそのような運動を継続してきたことを示している。

これらとは対照的に、堆積時の運動が褶曲形成時のそれと、その方向の逆転した例のあることが知られている。この型は、さきの型態分類において、背斜と向斜とが同等に発達する加茂型に一般に認められるものである。第6図は、西山地域の走向線図である。椎谷期以前の昇降運動の地域的な変化については、この図からは読みとれないけれども、西山期には、別山背斜(図の東側の背斜)の西側が相対的に沈降量が大きく、同期の地層が厚く堆積したことが読みとれる。しかもこの向斜内では、厚さが比較的一定している。これに対して、魚沼層以上の地層は、この背斜の東方のみに分布しているが、そこは現在低平な地形をなし沖積層が分布する。この背斜の西方地域は山地を形成し、このような新しい堆積物は分布しない(第6図)。

このような事実から、別山背斜軸を境として、西山期以後昇降運動が逆転したことがわかる。別山背



第6図 西山油田地域の走向線図  
走向線間隔は100m, Nyは西山層, Hzは灰爪層, 斜線部は油田坑井(すなわち背斜)の分布する範囲を示す

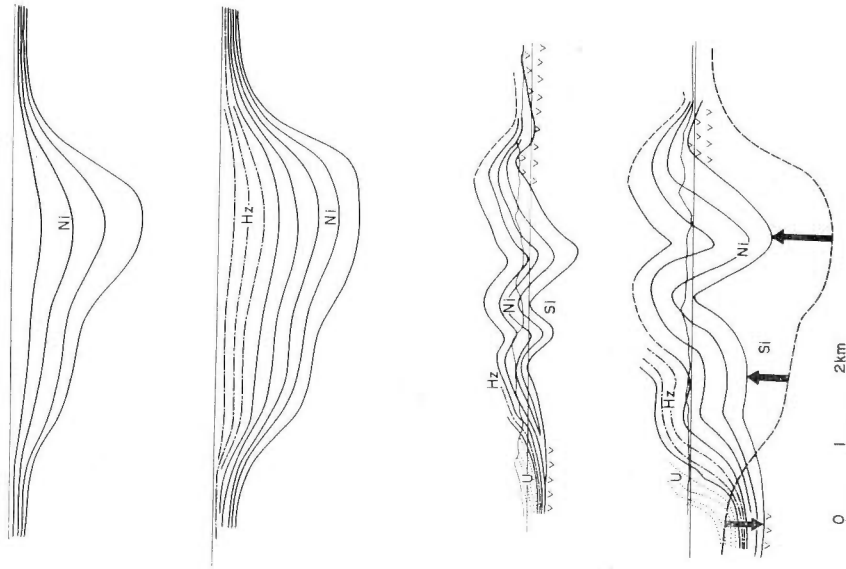


第7図 西山油田北部を東西に切る堆積断面と推定基盤構造図  
上は西山期末, 中は灰爪期末, 下は魚沼期以後の構造運動(堆積運動), 矢印は構造運動の方向を示す。最下は, それらの運動を支配する基盤の概念的構造を示す

V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小丘)



第8図 加茂付近の走向断図 (走向断間隔は100m)



第9図 加茂付近を北西-南東方向に切る堆積, 地質構造断面図

SIは雄倉層, NIは西山層, Hzは灰爪層, Uは魚沼層を示す, 矢印は昇降運動の方向を示す

#### V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について（鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉）

斜は、そのような運動の逆転するヒンジのような位置に形成されたと考えられる（第7図）。

加茂背斜や猿毛山背斜についても、同様の運動過程を指摘することができる（第9図）。ここでは、西山期の堆積物は、この両背斜にはさまれた部分に厚く堆積し、その外側に急激に薄くなる。現在、この背斜にはさまれた部分は山地を形成して、魚沼層ないしそれ以後の地層は、この背斜の外側にのみ発達している。したがって、西山期には沈降帯であった背斜にはさまれた部分は、現在相対的隆起帯になっていることがわかる（第9図）。このような事実から、この地域においても、背斜軸が昇降運動の変換点になっていて、それを境にして魚沼期以後に運動が逆転したことがわかる。さきに筆者らは、このような運動様式によって形成された褶曲構造を、加茂型と名付けた（三梨ら、1970）。

第2級の背斜には、このような層厚変化が認められない型もある。東山背斜の東南方に位置する田麦山背斜（第11図の㉔）は、形態的には片面箱型に属するものであるが、第1級の背斜が急激に成長した魚沼期においても、層厚変化はあまり認められない（宮下ら、1970）。したがって、その褶曲の形成は、各褶曲の完成された後魚沼一先矢代田期において、急速に行なわれたと考えられる。第2級のゆるい傾斜を示す褶曲構造や、第3級の褶曲構造は、このような過程で形成されたものであろう。

なお、堆積時からの構造運動の方向の転換が行なわれなかった東山型や尼瀬型よりも、その転換が行なわれた加茂型褶曲の方が、断面形態はより複雑である。このことから、垂直昇降運動の履歴の複雑なほど、褶曲構造は複雑になる、といえるであろう。

### 4. 褶曲の形成機構

#### 4.1 褶曲形成のモデル

筆者らは、以上にのべてきた事実のうち、次にあげる事実は、褶曲が基盤の昇降運動と密接な関係をもって形成されたことを示していて、これを全般的な横圧力によって説明することは、きわめて困難である、と考える。

1) この堆積盆地の褶曲は、背斜が主体的で、向斜は従属的である。そして、形態的には箱型褶曲を主体としていて、それらは、低平な盆状構造部分から上に飛び出したような形態をもつ。2) このゆるい盆状構造は、東縁の基盤にそっても分布する（第11図）。3) 中心部に基盤の露出する軸長 30km 以上の背斜は、第1級の箱型背斜と、形態など似た性格をもっている。4) 褶曲の倒れる方向は一定しておらず、同一系列の背斜でも、その部分によってその方向が入れかわる。5) 褶曲の形成は、隆起運動と結びついている。したがって、沈降の場には、大きな褶曲は形成されていない。6) 垂直昇降運動の様式は、最終的な褶曲形態と密接な関係をもっているが、その運動方向は一方的なものだけでなく、逆転する場合も認められる。7) その場合の褶曲は一方的な運動によって形成されたものよりも複雑である。

筆者らは、被覆層の褶曲構造は、その基盤岩の変位・変形を通して行なわれる、と考える。したがって、基盤岩の変位・変形がどのように行なわれるのかは、被覆層の褶曲の形成機構を考える上で、最も重要な問題と考えられる。新潟堆積盆地においては、被覆層は新第三系や第四系の主として堆積岩であり、基盤岩は古生層や花崗岩質岩と考えられる。このことは基盤岩に到達した何本かの坑井で、実際に確かめられている。古生層は、すでに先新第三紀に褶曲運動を受け、複雑に褶曲し、硬く固結している。

また花崗岩質岩は同様に固く、しかもずりを生じやすい層理面が発達していない。したがって、これらの基盤岩類は、新第三紀や第四紀の変動に際して、新第三系や第四系のような褶曲変形はしなかったであろう。この時代における基盤岩類の運動は、地塊運動であった、と筆者らは考える。この地塊は、基盤岩の広く発達する堆積盆地の東部ないし東方において、実際に観察することができる。このような地塊化は、新第三系や第四系の厚く発達する堆積盆地内においても行なわれたと考える。それは新第三系が基盤岩を薄く覆っていて、基盤の変形様式を直接推定できるところでの観察結果によると、基盤岩はあまり変形せず、せいぜいゆるいドーム状の変形しかしていない。また新第三系が基盤岩を厚くおおい、しかもその上部はかなり褶曲している地域においても、基盤岩を直接覆う地層は、中央油帯の吉井ガス田にみられるように、きわめてゆるい傾斜しか示さない(白石ら, 1969; 天然ガス鉱業会, 1969) ことなどから推定される。

新潟堆積盆地においては、第1級の背斜構造ならびに第2級の一部は、比較的平坦な盆状構造を示す部分から、孤立して上に飛び出したような構造をもっていることをさきにのべた。この平坦な盆状構造は、あまり変形しない地塊化した基盤を直接覆っているために、被覆層が変形していないと考えられる。このような平坦な盆状構造部から上に不連続的に飛び出したような形態を示す背斜構造は、地塊化した基盤の隆起を直接反映したもので、橢形背斜や五頭山背斜などのように、中心部に基盤岩の露出している型は、そのより深部が露出したものと考えられる。第1級の背斜では、その翼部が垂直ないし逆転することが多いこと、しかもそこが層厚の急変点になること、さらにそのような部分に火山岩や火山砕屑岩の発達することは、地塊化した基盤構造を考えることによって、統一的に説明できよう(第10図)。すなわち、地塊の境界では変位は不連続的に行なわれるから、被覆層の厚さがあまり厚くない限り、その被覆層の層厚変化も急激になり、その変形の勾配も大きくなることが期待される。また地下深部からもたらされるマグマも、そのような基盤の不連続部を通して、その活動が行なわれると考えられるからである。次にのべる小断層解析の結果は、上にのべたようなモデルに矛盾しない。

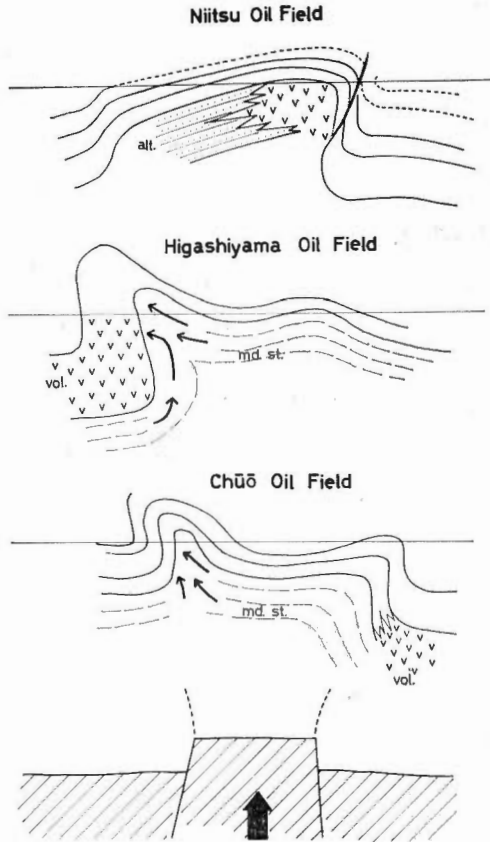
さきに第1級の背斜には、その翼部での層厚変化の様式に二種あることをのべた。このうち向斜から急傾斜する背斜の翼部への変換点付近で層厚の変化する型は、単純に基盤地塊の上昇によって説明できる。しかし背斜の肩の部分で急変する型では、基盤地塊の上昇と同時に、層厚の急変する翼部の下から何らかの力が働かなければ、そのような背斜は形成されないであろう。この力は、この型の背斜のより深部に厚く発達する泥岩層が、基盤地塊の境界周辺の応力集中部に注入するとすれば、説明が可能である。中央油帯の西翼の箱型背斜の“耳”の部分には、この過程が著しく進んだ結果と考えられる(第10図)。

なお、深部に厚い泥岩層の発達しない新津背斜では、このような注入は起こらなかったと考えられる。第2級の背斜のうちドーム状ないし箱型褶曲は、これと同様の機構で形成されたものであろう。このうちあるものは、その翼部の傾斜が比較的ゆるやかであるが、これは基盤の断裂にそう変位に較べて、被覆層が厚いためと考えられる。

第2級の背斜のうち加茂型と名付けた褶曲では、背斜の軸部が層厚変化の急変点で、そこを境にして、昇降運動の方向の逆転現象のみられることは先にのべた。この型の褶曲の背斜は、基盤地塊の境界部に形成されると考えられる。基盤地塊の沈降によって、より深部にもたらされた地層は、堆積時よりも引



V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)



第10図 第1級背斜の各種の形態とそれらの形成機構を説明する図  
 上は新津, 中は東山, 下は中央油帯の各背斜の断面図. 最下はそれらの下の基盤の推定構造とその運動を示す. 中, 下図の小さい矢印は泥岩の流動方向を示す

きのばされ, その表面積は大きくなる (とくに基盤地塊の境界付近で). この地塊の運動が逆転して, ふたたびもとの位置ないし浅い部分に変位してくると, 一たん引きのばされた地層は, 褶曲することによってしか, 一定の幅におさまることはできないであろう (第7, 9図). この際, 基盤断裂の周辺付近の応力集中部では, 塑性的な地層が流動し, 注入現象も起こるのであろう. この型の褶曲の一つである猿毛山背斜などで, その軸にそって火山岩ないし火山砕屑岩の分布する現象も, このような機構によって, 統一的に説明できる.

第2級の褶曲のうち, 東山背斜の南東部に分布する片面箱型背斜, きわめてゆるい藤巻型褶曲や第3級の褶曲は, 第1級背斜などの形成にともなう2次的な横圧力によって形成された褶曲と考える. 次にのべる小断層解析はこのような考えを支持する.

上にのべてきたことからわかるように, 筆者らは新潟堆積盆地に発達する褶曲は, ブロック化した基盤の垂直昇降運動によって, 統一的に説明できると考える. このようなモデルは, 褶曲のみならず火成活動などの現象をも説明できることは, 上にのべた通りである. したがって, 第1級の背斜, 第2級の尼瀬型背斜, 加茂型褶曲などは, 基本的には地層面と直交する押しのもとで, 層の曲げを生ずる横曲げ褶曲 (transverse bending) に属するものとする. その他の第2級ないし第3級褶曲は, 地層面に平行な圧縮のもとでの層の曲げ (挫屈) を生ずる縦曲げ褶曲 (longitudinal bending) に属すると考えた. これらの予察的な段階での褶曲の分布を, 第11図に示した.

## 4.2 小断層解析の若干の結果

次に、第1級の背斜の東山背斜とその周辺地域で、いわゆる小断層解析による造構応力場を復元して検討した若干の結果について、のべることにする。また、小松・渡辺(1968)の西山油田地域での同様の解析結果についても、ふれることにしよう。

東山背斜全域を通じて小断層系統をまとめてみると、新しい方から、次のような系統を識別することができる。1) longitudinal (N-S, NE-SW), 断層面の性質はオープンの高角度正断層または逆断層, 2) transversal (NW-SE), 断層面の性質はオープンの正断層, 3) longitudinal (N-S, NE-SW, NW-SE), 断層面の性質はオープンの高角逆断層, 4) longitudinal (N-S), 断層面の性質はオープンの逆断層。

北部の森立峠ルートでは、面の性質が、オープンの longitudinal と transversal な断層が多く発達する。このうちの前者に注目すると、背斜軸付近に共役性の明瞭な正断層が発達し、翼部の傾斜の急な部分には、高角度の逆断層ないし正断層が発達する。またこの部分には水平に近い逆断層も発達する(第12図)。

一方東山背斜南部の東翼を切る間内平一梶金ルートでは、この背斜のすぐ東に発達する向斜軸近くに、顕著な共役逆断層が発達する。これに平行な第2級の背斜には逆断層が発達し、共役な正断層もみられる。以上の結果を多少概念的に第13図に示した。

これらの正断層、高角逆断層や逆断層の発達は、SANFORD (1959) や BELOUSSOV & GZOVSKII (1965) が示したような、基盤ブロックの上昇運動のモデルによって、統一的に説明できると考えられる。すなわち東山片面箱型背斜の頂部の緩傾斜部は、このブロックの上昇を直接反映したもので、この部分では最小主応力軸  $\sigma_3$  は垂直に近くなることが期待される。また西翼の急傾斜部に発達する高角度の逆ないし正断層は、この基盤ブロックを規定する断裂が、その上方の被覆層にも発達したものと考えられる。東側に発達する向斜部で、最小主圧力軸の水平に近いものがみられるが、それはこの地域が、上昇ブロックの側方の全般的圧縮領域内にあったためと考えられる。

小松・渡辺(1968)による西山油田の小断層解析の結果によると、箱型を示す後谷背斜の軸部には、局所的な水平引張りを示す正断層が分布し、背斜の両側には、褶曲軸に直交する圧縮を示す逆断層が存在する。これらの結果に基づいて、西山油田の褶曲や断層が、両方からの全般的な水平圧縮に伴ってできたと説明している。しかしながら、筆者らは、東山背斜と同様な垂直的な外力によっても、上のような応力パターンは示されると考えている。すなわち前にのべた垂直昇降運動の逆転する場では、最小主応力軸は、水平になることがあるからである。また小松・渡辺のモデルでは、前節でのべた堆積運動の様式が説明できないと考える。

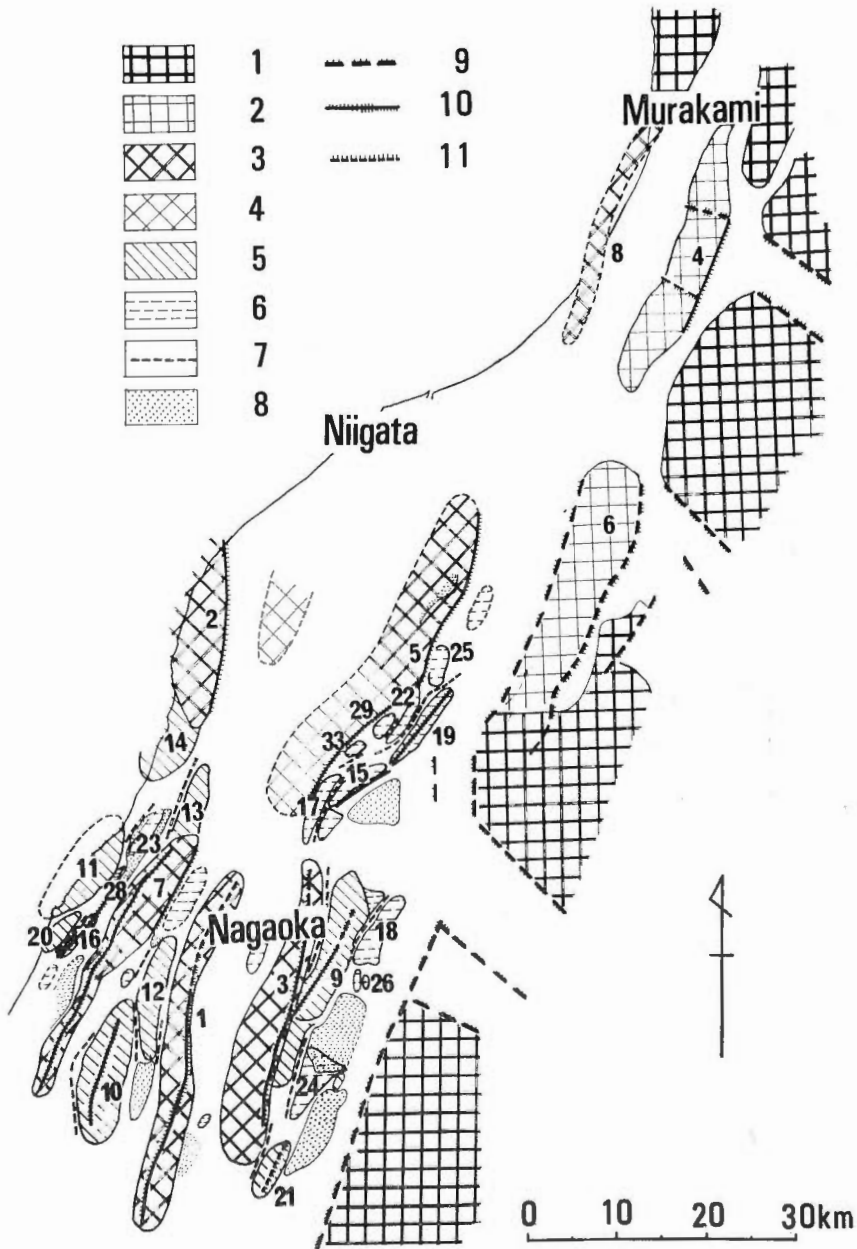
## 4.3 断裂や褶曲の形成時期

### 4.3.1 断裂の形成時期

上にのべたように、ブロック化した基盤の昇降運動が、新潟堆積盆地の褶曲形成の主要な原因であると考えた。それではこれらの地塊を規制する断裂は、いつ形成されたのであろうか。堆積盆地東方の大複背斜地域ないしはその周辺地域には、グリーンタフ期(大谷川期ないしはそれ以前、一部七谷期)に大量の火成活動が行なわれた。それらは地殻の断裂にそって行なわれたものであるから、この地域の断

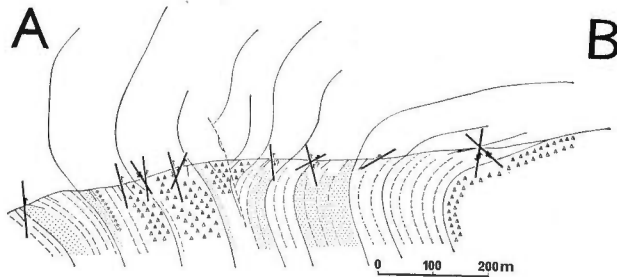
V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)

裂の主な形成活動期は、このグリーンタフ期と考えてよいであろう。この盆地の東縁を画する新発田—小出線にそって、同期の火山活動が認められる。したがって、この構造線の生成もこの時期のものと考えてよいであろう。

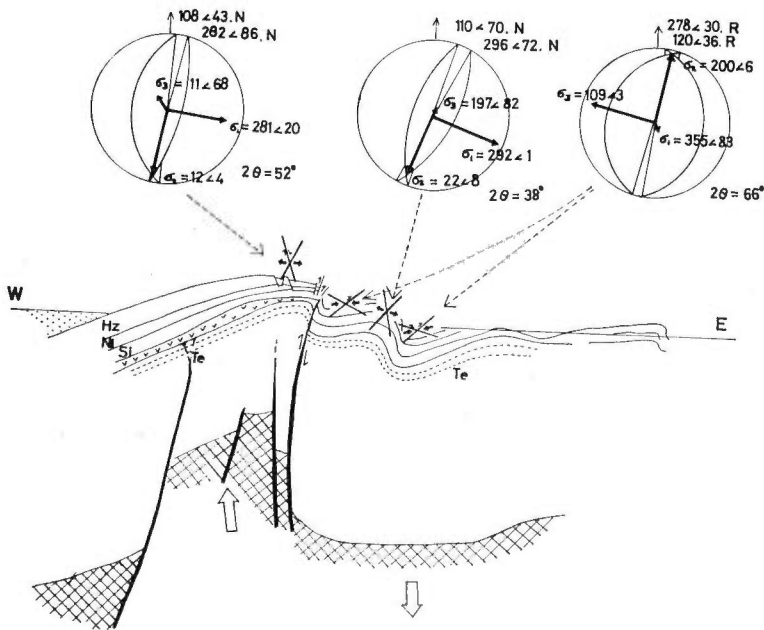


第11図 新潟堆積盆地の地質構造区分図

1. 基盤地塊, 2. 中核部に基盤の露出する第1級背斜 (横曲げ褶曲), 3. 中核部に基盤の露出していない第1級背斜 (横曲げ褶曲), 4. 沈降した第1級背斜 (横曲げ褶曲), 5. 第2級の横曲げ褶曲, 6. 第2, 3級の縦曲げ褶曲, 7. 第2, 3級の向斜, 8. 傾斜が $10^\circ$ 以下の地域, 9. 主として大谷川期以後に活動した断裂, 10. 主として稚谷期以後に活動した断裂, 11. 主として後魚沼期に活動した断裂, 各背斜の数字は第1図に同じ



第12図 栖吉-森立峠ルートにおける東山背斜断層(第3図のA-B間)と longitudinal 小断層の分布



第13図 東山背斜の頂部, 翼部の各地点でみられる小断層の分布を模式的にまとめた図  
σ<sub>1</sub> 引張りを正した時の最大主応力軸

この時期には、堆積盆地内の断裂の活動は、あまり顕著でなかったと考えられる。それは寺泊期までには、第1級の背斜にそってあまり激しい火山活動がなく、またさきにものべたように、層厚の不連続的な変化も認められないからである。そして七谷・寺泊期の堆積物は、背斜軸付近にもかなり厚く堆積した。この堆積盆地内の第1級の背斜にともなう断裂の主要な活動期は、椎谷期ないしそれ以後と考えられる。椎谷期には、この断裂から多量の火山砕屑岩を噴出し、しかもそれらにそって、同期の堆積物の層厚変化が急激であった。これらは、褶曲の完成期の後魚沼-先矢代田期にも、大きく活動した。

また後魚沼期に主として活動した断裂も考えられる。たとえば、田麦山背斜は形態的には片面箱型褶曲構造を呈し、その翼部に基盤断裂が期待されるが、魚沼層にはその軸を横切るような方向での層厚変化は認められない。したがってその形成時期は、後魚沼期と考えた。

#### V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について（鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉）

このように、断裂をその主な形成時期によって三つに大きく区分して、第11図に示した。

##### 4. 3. 2 褶曲形成時期の問題について

新潟堆積盆地の褶曲が、いつどのように形成されたかについても、褶曲形成機構の問題についてと同様に、対立する二つの見解がある。一つは、褶曲は次第に形成されてきたものであって、褶曲時相といった短期間の急激な変形は行なわれなかったとする見解である（金原，1950；望月，1962）。他の見解は、魚沼層堆積後に大きな構造運動が行なわれて、現在の褶曲が完成されたとする見解である（大村，1930）。後者の見解では、段丘や現在の水準観測の結果にみられる褶曲の成長は、そのような運動の余波とみなすわけである（池辺，1942）。

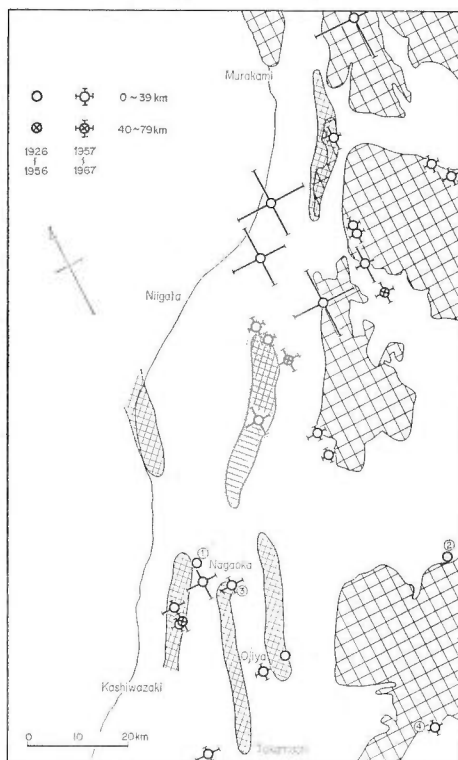
筆者らの見解は、後の見解に近いものである。それは、この堆積盆地の終末期の地層である第四紀の魚沼層が、第1級の背斜の翼部などで、しばしば垂直ないし逆転して、その上位に不整合に下末吉期の段丘が乗ってくることをその根拠にしている。すなわち、この不整合は、そのような急激な造構運動の結果を示すと考えるわけである。現在のところ、この急傾斜している魚沼層の最上位層の絶対年代と、その上に不整合に重なる地層の最も古い時代が判らないので、その速度を量的に計算することはできない。

ただしその前の時代、すなわち魚沼層堆積時に、そのような褶曲運動が行なわれなかったと考えているわけではない。実際第1級背斜の一つである片貝-真人背斜が、魚沼層堆積時にかなり成長していて、翼部に比較して、その軸部でかなり地層が薄くなることが確かめられている（宮下ら，1970）。筆者らは、そのような漸進的な褶曲運動の後に、爆発的な運動が行なわれて褶曲が完成されたと考える。これが魚沼層とその上位層によって示される不整合であると考えられるわけである。ただし現在の構造運動は、グリーンタフ変動の最終段階の運動の、単なる余波とは考えられない。たとえば西頸城の一等水準点の変位は、第三系の構造とは関係がない。また、日本列島全体についてみると、現在の運動に質的に新しい面が認められるからである（藤田，1970）。震源の分布についても、それをグリーンタフ変動と結びつけることが、困難な地域がある（鈴木，1970）。

##### 4. 4 基盤断裂の形状と地殻内応力場に関する地震学的資料の検討

上にのべてきたように、筆者らは、基盤すなわち古生層や花崗岩質岩のブロック化と、それらの垂直昇降運動が、その上に重なる新第三系の被覆層の褶曲の主要な原因であると考えた。それでは、これらのブロックを規定する断裂は、深部へどのようにのびているのであろうか。この問題を検討するために、自然地震のうちのいわゆる浅発地震と、地質構造との関係を検討した。基盤ブロックの隆起運動を直接反映したものと考えた第1級の背斜は、約10km間隔で並んでいるから、それと震源との関係を検討するには、震央の決定精度は数km以下でなければならない。資料は *Japan Meteorological Agency*（1958, 1966, 1968）によったが、現在の気象庁の観測網で、それだけの精度があるかどうか多少疑問がある（市川，1967）が、あえてそれらの関係を検討した結果を、次にのべることにする。

第14図は、1926年から1967年までのおもな浅発地震の震源分布図である。この図から、浅発地震の震央は、この堆積盆地の東方に広く分布する基盤岩分布地域の周辺、ないしは、さきにもべた第1級背斜構造の周辺に位置する傾向が認められる。なお新潟地震（1964）の余震の震央についても、同様の関係が確かめられている（関口，1971）。両地域とも、地表付近の観察結果からは、基盤に断裂の想定され

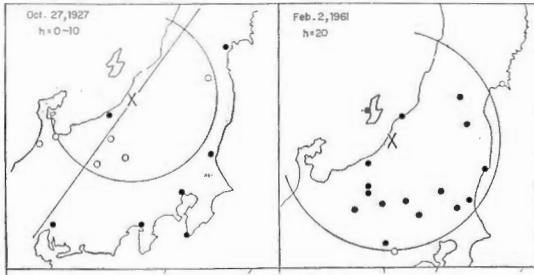


第14図 新潟堆積盆地とその周辺地域の  
浅発地震の震央分布図  
1957年以後の震央については誤差範  
囲を示してある

る位置に相当することは、すでにのべた。一般に、ブロック化した固体の変位・変形に際しては、断裂の周辺に応力の集中する傾向のあることが、光弾性実験などによって確かめられている (BELOUSSOV & GZOVSKII, 1965)。したがって、上にのべたような地質構造と震源との関係を示す事実は、基盤分布地域の周辺あるいは第1級背斜構造を規制する基盤の断裂は、ほとんど垂直に地殻を切っている、とするモデルによって、説明することができるであろう。そのような垂直の断裂にそう変位は、測地学的資料によると、現在も行なわれている。そのような変位に際して、断裂の周辺に応力が集中し、そこに断層が新たに発生するか、既成の断裂にそう変位が急激に行なわれるかして応力が開放される。そのエネルギーの一部が地震波として周辺に放出されるのがこの地域の地殻内地震であると考えられる。関原地震 (1927) や長岡地震 (1961) は、その代表的なものである。

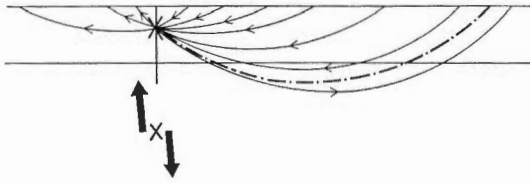
関原地震は、局所的な破壊地震で、その震度分布から判断すると、震源は、さきの中央油帯背斜の南東縁の急傾斜部 (すなわち箱型背斜の翼部) 付近の深部 8 km と考えられている (国富, 1928)。この地震のP波の初動分布を、第15図に示す。この図からもわかるように、押し引き分布を分ける節線は、北東-南西方向に走る直線と円になることがわかるであろう。そして、北西-南東方向に走る節線の北西側では初動は押しになり、南東側は引きになっている。このような初動分布は、NAKANO (1923) による vertical double forces with moment (垂直方向に働く単双力源) に近いモデルで、説明が可能であろう。すなわち、中央油帯の箱型背斜を垂直に押し上げる。あるいは向斜部を押し下げるような力場で起った地震と考えられる。

V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)

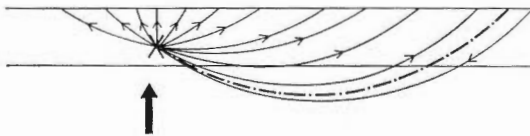


第15図 a 左. 関原地震, 右. 長岡地震の P 波初動分布図  
白丸は初動が引き, 黒丸は初動が押しを示す

Sekihara Earthquake



Nagaoka Earthquake



第15図 b 関原地震(上)と長岡地震(下)の P 波の震波線とその初動の方向を示す断面  
太い矢印はそのような初動分布を説明する力の方向を示す

長岡地震も局所的な破壊地震で、震央は、その震度分布から長岡市西部 (旧市街から 1,500m 西方) で、深度は 0 ~ 5 km と考えられている (新潟地方気象台, 1961)。この地震の P 波の初動分布を第 15 図に示す。この図からもわかるように、震央付近の観測所では、初動は全て押しである。このような初動分布は、NAKANO (1923) の single vertical force (垂直方向に働く力) に近いモデルで、説明が可能である。

1956年 6月 29日に、北緯 37.3 度、東経 139.3 度の深度 20km に起こった地震は、その震央が、東方の大複背斜内で、新第三系のグリーンタフの分布地域と基盤岩分布地域との境界付近に位置する。この地震の起震歪力は、大部分の地震のそれと同様に、複双力源モデルで説明できる。そして、その主圧力軸はほとんど垂直で、主張力軸は水平に近い。

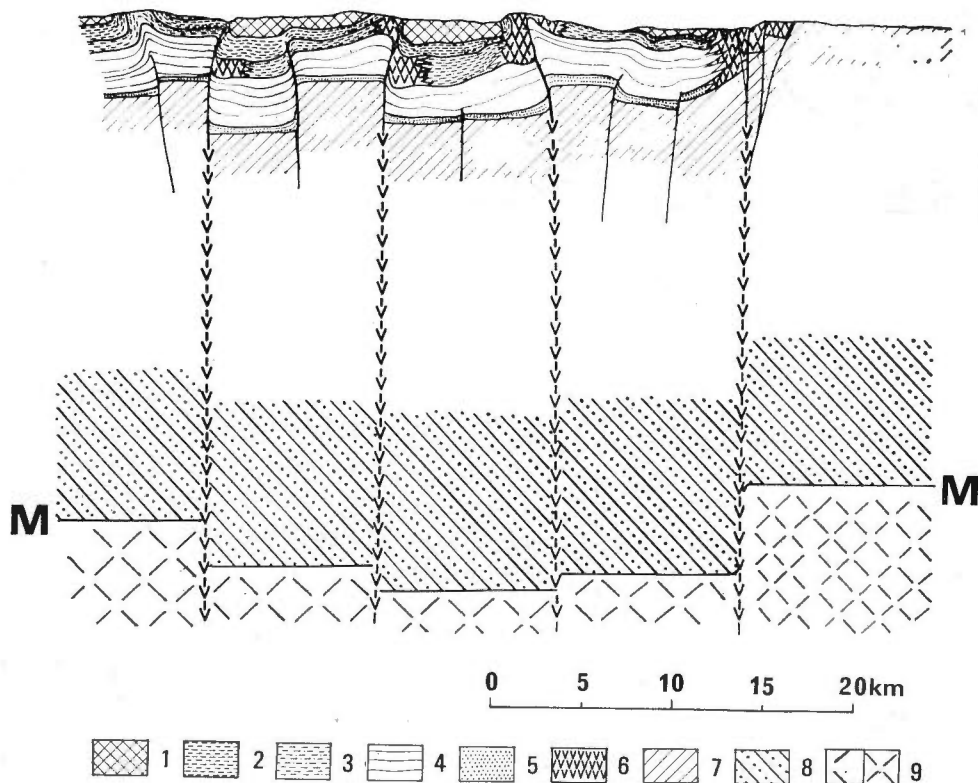
このようにわずか数例ではあるが、堆積盆地とその周辺地域に発生した地殻内地震の起震歪力は、垂直方向の力の卓越していることを示しているように思われる<sup>注3)</sup>。現在の構造運動は、必ずしも、第三紀~第四紀の時代のそれとは同じではない。しかし、中越地区では両者の平行関係が認められる。このような事実から、筆者らは、基盤ブロックの運動は、水平方向の力よりも、垂直方向の力の支配的な条件下で起ると考える。

上にのべたことを考慮して、この堆積盆地を東西に切る模式的断面図を作製した (第 16 図)。さきに、筆者らの一人は、震源分布の様式から、日本列島の地殻と上部マントルが、垂直な断裂によってブロック化していると考えた (鈴木, 1970)。上述の議論からすると、さらに小さな垂直の断裂がこの堆積盆

注 3) なお、妙高山から南にのびる火山列付近にそつて、しばしば起こる地震の P 波初動の分布は、四象限型で、主応力軸は東西に近いものが多い。このように、発震機構型の地域性が認められる。

Chūō Yutai

Nagaoka Higashiyama Suhara



第16図 新潟堆積盆地の模式的断面図

1. 魚沼層, 2. 灰爪層, 3. 椎谷層, 4. 寺泊, 七谷層, 5. 大谷川層, 6. 火山岩及び火山碎屑岩, 7. 先新第三系, 8. 下部地殻  
9. 上部マントル (左は相対的に速度の早い部分, 右は遅い部分), M は Moho 不連続面

地内に発達することが予想される。

なお、ここに示した図は、あくまでも筆者らの作業仮説的なもので、将来いろいろな方法を用いて、確かめられなければならない性格のものである。また、この図では、基盤自体をあたかも剛体のごとく振舞うとして描いているが、これも現実の基盤の変形様式と違っている。この基盤の変形様式の問題も、これからの重要な研究課題であろう。

### 5. 従来の褶曲の成因に関する諸説による検討

KHAIN (1971) は現在褶曲の生成機構に関する代表的な考え方として、次の四つをあげている。

1) BELOUSSOV に代表される考え方ですべての型の褶曲は、垂直方向の力の結果であって、水平方向の力による褶曲はこの垂直方向の力が水平方向に転化した結果であるという考えである。

2) VAN BEMMELEN の考えは、地向斜褶曲やそれともなう横臥褶曲は、本質的には重力的な現象と見る。そして重力性地すべりが造構圏のいろいろなレベル、すなわち、堆積岩被覆層内だけでなく、その基底でも起こり、その結果褶曲が形成されると考える。これらを次のように四つに分類し、epider-



V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)

mal, dermal, bathydermal, subcrustal な重力性造構作用と名付けた。わが国では大橋良一 (1927) が同様な考え方を示した。

3) KRAUS は地向斜の側方から軸部に向かい、さらに軸部から下に向かう地殻下の流れを考え、その結果として地向斜堆積物が吸い込まれて褶曲が生成されるという考えを提出した。この説は HOLMES によって受け入れられ、有名な GRIGGS の実験によって裏付けられたようにみえた。WUNDERLICH は、西ヨーロッパのヴァリスカンやアルプス褶曲構造をこの考えで説明した。

4) PEYVE は、地塊が横方向に変位する際に、それらが同時に接近し、また衝上し合う結果、堆積岩体に変形すると考えた。彼とその共同研究者は走向方向のすべりと横臥褶曲による変形との一致を強調している。この地殻の地塊の水平方向の変位の原因は、惑星の回転の変化や、それに伴う岩圈中の応力に帰している。PEYVE の概念は、mobilit の考えに似ている。しかし mobilit は褶曲よりも海洋の起源におもな関心をもっている。

これらが、KHAIN のあげている地向斜褶曲の問題についての、現在のおもな考え方である。これらの考え方の問題点について以下に記してみよう。

VAN BEMMELEN は、重力性地すべりによって褶曲を説明している。もしも褶曲がそのような機構で形成されるとすると、急傾斜翼は深層型地すべり (小玉ら, 1971) にみられるように、隆起帯と逆の方向に向くに違いない。しかし実際には、片貝一真人背斜にみられるように箱型背斜の急傾斜翼が規則的に変化する。また、その急傾斜翼が隆起帯と必ずしも一定の関係をもっていない。たとえば新津背斜では、東方の隆起帯の方に急傾斜翼は向いているのに対して、東山背斜では逆に西方に向いている等である。また第1級の背斜が、基盤岩の隆起にともなって形成されるらしいことなどの事実は、褶曲を基盤と切りはなされた、被覆層だけの地すべり現象としては説明できないことは明らかであろう。また低角度の衝上断層の存在は、地層堆積時の地すべり現象にともなうものや、小規模なものを除いてはみられない (小玉ら, 1971)。また深部の構造と浅部の構造とが、切り離されたような構造をもっているならば、震源と地質構造との関係は期待し得ないであろう。したがって新潟堆積盆地の褶曲は、重力性地すべりによって形成されたものではないであろう。

GRIGGS (1939) の対流による地向斜・造山運動の実験を検討してみると、褶曲特に衝上断層をとまなうようなものは、地向斜の沈降期に発達している。これは、この時期に地殻下の対流にともなって、地殻がひきずられ、そこに挫屈を生ずるのであるから、当然のことと考えられる。彼はこれをアルプスにみられる衝上断層に対比して、KOBEL の断面と比較している。このことは GRIGGS が造山帯の構造が、低角度の衝上断層により特徴づけられると考えていることを示している。しかしながら先にのべたように、新潟堆積盆地においては、褶曲は全般的な沈降の時期ではなくて、隆起の時期に成長し、完成している。また上にのべたように、低角度の衝上断層の発達する証拠は、小規模なものを除いてみられない。VAN BEMMELEN のところでのべたように、もしこのような衝上断層、横臥褶曲が、この盆地の主要な構造であるとするならば、地殻ないし上部マントル中に起こる地震と、地表の地質構造との対応関係は期待できないはずである。したがって、このような対流モデルによっては、この堆積盆地内の褶曲を説明することはできないであろう。なお筆者らの一人は、さきに地殻から上部マントルにかけて、垂直な不連続の存在を暗示する事実を示した (鈴木, 1970)。したがって GRIGGS らの考えた対流の存

在自体が疑問視される。

*mobilit* の考えで、構造運動は説明できるであろうか。筆者らの一人は、さきに、グリーンタフ地向斜内の第1級の構造単元は、地殻から上部マントル中の100ないし200kmの深さにまで垂直に根を下ろしていることを暗示する事実を提示した(鈴木, 1970)。また、地表の構造運動と、深部の地震活動との対応関係を示すいくつかの事実を示した(鈴木, 1968)。もしもこの地域の基本的な構造がそのようなものであるとすると、地殻は水平方向に相互にそれほど簡単には動きえないであろう。また、現在の *mobilit* の代表である *plate tectonists* の考え、すなわち中・深発地震帯周辺にある *plate* が、地表に対して相対的に動くことによって、構造運動は支配されるという考えは、成り立たないことは明らかであろう。

上にあげた諸事実は、構造運動は、その運動の行なわれている場自体の深部に原因を求めるべきで、それを、他の地域に原因を求めることはできないことを示していると考え。なお上にのべてきた諸説をとらえた人達の造山帯の深部構造の概念は、HEIM によって描かれたアルプスの断面や、KOBER によって一般化された造山帯の断面が基準になっているように思われる。

この HEIM や KOBER らの断面は、構造地質学者や地球物理学者の頭を根強く支配しているように思われる。最近描かれた各種の造山帯の断面は、このことを物語っている(鈴木ら, 1970; KHAIN, 1970)。KHAIN もその一人である。筆者らは、これらの断面は、新しい手法によって再検討されなければならない性質のものとする。それらの深部の構造は、当時の構造地質学者の造山運動に関するあやまった概念にもとづいて描かれたもので、実証的な、具体的な資料にもとづいたものではないからである。最近の大爆破人工地震による造山帯の地殻構造(たとえば SOLLOGUB, 1969)や、地質構造と震源分布との関係を示す事実は、地殻がブロック化した構造をもっていることを暗示しているように思われる。もしも地殻構造が基本的にそのようなものであるとすると、褶曲の機構に関する諸説のうちのいくつかは、成り立たなくなることは明白であろう。

## 6. ま と め

### 形 態

1) 新潟堆積盆地の背斜を、その軸の長さを便宜的な基準として、30 km 以上の第1級から 5 km 以下の第3級まで3級に区分した。

2) 第1級の背斜は、箱型褶曲構造が基本であるが、片面型の東山型、“耳”つき両面箱型の中央油帯型などが識別される。第2級の背斜は、その断面形態が、ドーム状ないし箱型の尼瀬型、背斜の幅に比して軸の長さが長く、向斜と背斜とが同等に発達する加茂型褶曲、翼の傾斜がゆるく、向斜と背斜とが同等に発達する藤巻型褶曲などが識別される。

3) 新潟堆積盆地の褶曲は、背斜構造が主体的で、向斜は従属的な性格をもっている。そしてその型は、箱型褶曲などの中間型の褶曲を主としている。

### 形成過程

4) 第1級の背斜と第2級の尼瀬型背斜は、遅くとも椎谷期以後は隆起を続け、最終的な褶曲運動は、そのような運動の再活動といった性格のものであった。

#### V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について（鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉）

5) 第2級の加茂型褶曲は、背斜の軸が昇降運動の変換点になっていて、堆積時から褶曲完成時までの間に、その運動方向が逆転した。

6) 30km以上の軸長をもち、しかもその中心部に先新第三系の基盤岩の露出する櫛形背斜は、第1級の背斜と同様の性格をもっている。前者は、後者のより深部の露出したものと考えられる。

#### 成因

7) 第1級の箱型背斜は、基盤ブロックの隆起運動を直接反映したものとすると、その形態のみならず、その急傾斜する翼部に火山岩や火山砕屑岩の分布することや、造構的応力場を反映する小断層の解析結果をも、統一的に説明できる。

8) 第2級の加茂型褶曲は、背斜が基盤ブロックの境界に相当し、ブロックの反転運動によって形成されたと考えられる。すなわち、ブロックの沈降によって、一度堆積した地層は引きのばされる（特にブロックの境界付近で）。この一たん引きのばされた地層が、ブロックの反転によって元の位置におさまるには、褶曲せざるを得ないと考えられる。この際、基盤ブロックの境界付近の応力集中部には、塑性的な地層の注入現象も起こるのであろう。

9) その他の第2級や第3級の褶曲は、第1級ないし第2級背斜形成の際の、二次的な横圧力によって形成されたと考えられる。小断層解析の若干の結果は、このような予想を裏付ける。

#### 地殻構造

10) いわゆる地殻内地震の震央は、基盤岩分布地域の周辺や、第1級背斜付近に分布する傾向が認められる。したがって、基盤岩分布地域や第1級の背斜を規制する断裂は、地殻を垂直に近い角度で切っているものと考えられる。

11) 現在の褶曲の機構に関する他の諸説では、この盆地の褶曲の機構は説明できない。

以上の結果を考慮して、新潟堆積盆地を切る深部断面を、作業仮説として提出した。

#### 文 献

- ペロウソフ, V. V. (1954): 構造地質学 1. 126p. 地団研翻訳委員会訳, 築地書館.
- BELOUSOV, V. V. (1959): Types of folding and their origin, *Intern. Geol. Review*, vol. 1, p. 1~21. 垣見俊弘・平山次郎訳: 褶曲のタイプとその起源. 地質調査所月報, vol. 14, p. 672~698.
- and GZOVSKII, M. V. (1965): Experimental tectonics, *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 6, p. 409~498, Pergamon.
- 地質調査所 (1957): 日本鉱産誌 BV-b, 主として燃料となる鉱石—石油および可燃性天然ガス. 416p.
- 千谷好之助 (1920): 大日本帝国油田第14区, 新潟県加茂油田地形及地質図. 地質調査所.
- DE SITTER, L. U. (1956): *Structural Geology*. 552p., Mc-Graw Hill.
- 藤田至則 (1970): 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性, 島弧と海洋 (星野・青木編), p. 1~30, 東海大出版.
- 市川政治 (1966): 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二, 三の問題. 気象庁研究時報, vol. 18, p. 83~154.
- (1967): 気象庁の震源決定の現状. 地震, 第2輯, vol. 20, p. 100~102.
- 池辺展生 (1942): 越後油田の褶曲の現世まで行はれていることに就て (雑録). 石油技術協会誌, vol. 10, p. 184~185.

- 池辺 稷 (1953) : 最近の探鉱結果, 1. 新潟・長野地区. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 146~157.  
 ————・正谷 清・白石辰巳・久代利男・片平忠実 (1969) : 新潟平野の石油探鉱によるグリーンタフに関する新知見. 「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, 日本地質学会, p. 257~266.
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1958) : Catalogue of major earthquakes which occurred in and near Japan (1926~1956). *Seismol. Bull. Suppl.* no. 1.  
 ———— (1966, 1968) : Catalogue of major earthquakes in and near Japan (1957~1962), (1963~1967). *Seismol. Bull. Suppl.*, no. 2, no. 3.
- 金原均二 (1950) : 新潟油田の地質 (I), (II). 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19~32, p. 62~83.
- 片平忠実 (1969) : 新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史 (上), (下). 石油技術協会誌, vol. 34, p. 249~256, p. 314~319.
- KHAIN, V. YE. (1970) : Modern concepts on the origin of geosynclinal folding. *Geotectonics*, no. 3, p. 143~157.
- 国富信一 (1928) : 昭和二年十月二十七日の中越地震調査報告. 気象集誌, 第二輯, vol. 6, p. 59~85.
- 小玉喜三郎・樋口茂生・三梨 昂 (1971) : 新潟県三島郡中永峠にみられる逆断層を伴う小褶曲構造について. 地質調査所月報, vol. 22, p. 329~341.  
 ———— (1971) : 箱型背斜の翼部に発達する断裂についての粘土を用いた実験. 構造地質研究会誌, no. 11, p. 20.
- 小松直幹・渡辺 享 (1968) : 小断層より解析した西山油田の地質構造 (予報). 石油技術協会誌, vol. 33, p. 157~162.
- 三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・宮下美智夫 (1970) : 新潟新第三系の褶曲の形態とその形成過程について (演旨). 地質学雑誌, vol. 76, p. 71.  
 ————・宮下美智夫 (1970) : 日本油田・ガス田図 8, 七谷. 地質調査所.
- 宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・樋口茂生 (1970) : 日本油田・ガス田図 7, 魚沼. 地質調査所.
- 望月 央 (1962) : 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察一特に中越地区の構造の発達と石油の集積について. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 557~585.
- NAKANO, H. (1923) : Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motions. *Seismol. Bull. Central Meteorol. Obs.* 1, p. 92~122.
- 新潟県 (1962) : 20万分の1新潟県地質図.
- 西田彰一・茅原一也・溝田忠人 (1969) : 弥彦・角田山塊の新第三系と間瀬海岸のフッ石. 日本地質学会見学案内書, 31 p.
- 新潟地方気象台・長岡気象通報所 (1961) : 長岡地震調査報告. 験震時報, vol. 26, p. 65~83.
- 大橋良一 (1927) : 褶曲と陸塊運動. 地理学評論, vol. 3, p. 1028~1037.
- 大村一藏 (1930) : 越後油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 775~791.
- RAMBERG, H. (1967) : *Gravity, deformation and the earth's crust studied by centrifuged models*. Academic Press.
- SANFORD, A. L. (1959) : Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 19~52.
- 島田忠夫・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・鈴木尉元 (1967) : 第三系堆積盆地の形成機構に関する研究—新潟堆積盆地. 地質ニュース, no. 156, p. 1~9.
- 白石辰巳・西島 進・市村優三・猪間明俊 (1969) : 新潟の油田—西山・中央油帯の地質. 地質見学案内書, 22p., 日本地質学会.
- SOLLOGUB, V. B. (1969) : Seismic crustal studies in southeastern Europe. *The earth's crust and upper mantle*, p. 189~195, Geophysical monograph 13, Am. Geophys. Union.
- 鈴木尉元 (1968) : 日本列島とその周辺地域の震源分布についての試論. 地質調査所報告, no. 228,

V.4 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について (鈴木・三梨・影山・島田・宮下・小玉)

p. 1~33.

鈴木尉元 (1970): 日本列島とその周辺地域の地殻・上部マントルの基本的構造について, 島弧と海洋 (星野・青木編), p. 115~127, 東海大出版.

———・三梨 昂・影山邦夫・小玉喜三郎・宮下美智夫・島田忠夫 (1970): 深部構造研究の歴史的概観と現状について (I), (II). 地質ニュース, no. 188, p. 1~11, no. 189, p. 4~15.

———・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1971): 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 301~315.

関口静嘉 (1971): 震央分布と地質構造との関係について. 構造地質研究会誌, no. 11, p. 8-9.

石油及び可燃性天然ガス開発審議会 (1969): 日本の石油・天然ガス資源. 283p., 天然ガス鉱業会.

### On the Mechanism of Folding in the Niigata Tertiary Basin

Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA,

Tadao SHIMADA, Michio MIYASHITA and Kisaburō KODAMA

It is a well-known fact that the Niigata Tertiary basin is one of the most productive areas of petroleum and natural gas in Japan. Various kind of folds in scale and shape are developed in the basin. It might be said that they are composed mainly of anticlines, as the synclines are incidental.

The authors divide them tentatively into 3 classes by their axial length. The anticlines of the first class, which are more than 30km in length, are the box folds or the like in the shape of cross section. The second class anticlines, 5 to 20km in length, are divided into several types, namely, dome-like or box-shaped folds, long folds with steep limbs, and those with gentle limbs. No synclines comparable to the anticlines in scale are developed around the box-shaped or dome-like anticlines of the first and the second classes.

As to another folds, on the other hand, synclines are comparable to anticlines in both scale and shape. The folds, having the axes shorter than 5km are assigned to the third class.

Box or dome-shaped anticlines are supposed to have been upheaved since the late Miocene period and the folding at the final stage of the late Pleistocene is the reactivation of such uplifting movement, as each of the folded formations thins very rapidly toward or at the axes.

However, concerning the narrow folds with steep limbs, the folding processes are not so simple. It is ascertained by stratigraphical and structural analyses that the movements were reversed from the period of sedimentation to that of folding.

The box fold with the basement complex in the axis developed in the northeast part of the basin is similar to the ordinary box folds in structural shape, so it is probably an exposed part of a box fold.

The basement complex is believed to have reacted as blocks during the Tertiary green-tuff disturbance. Such block movements must have occurred not only around the Tertiary basin but also within the basin itself. The box folds of the first and second classes can be explained by the hypothesis that they reflect directly such block movement. Supposed that these blocks are uplifted, the overlying layers would be deformed in the shape of box and volcanic activity might center around the boundaries of such blocks.

The long but narrow folds with steep limbs might be explained by such process that the direction of the block is reversed in the course of their formation. If such reversion takes place, the layers covering the blocks would be inevitably deformed, because the area of the layers becomes larger while the width of the block remains unchanged. In such cases, injection of plastic rocks may occur around the boundaries of blocks where the stress is concentrated. Other kinds of folds may have been formed by the lateral compression generated in the course of the growth of anticlines of the first and second classes. This hypothesis is substantiated by the stress field analysis of minor faults.

The epicenters of earthquakes occurring in the earth's crust seem to be distributed around the basement complex and the first class anticlines. Judging from the experimental fact that the stress is concentrated around the cracks, the faults which control the first class anticlines and bound the basement complexes should be nearly vertical. Many hypotheses proposed to explain the mechanism of folding are rejected from the field evidences.

Based on the facts stated above, the authors present the schematical and hypothetical cross section of this basin.

## V.5 信越堆積盆地の地質構造区分、地質構造 発達過程と褶曲の形成機構について

鈴木 尉元\*・三梨 昂\*

### 要 旨

北部フォッサマグナ地域は、前期中新世に発生したグリーンタフ地向斜の中心部に位置する。同地域は、形態的に大複背斜と大複向斜に区分できる。

初期火成活動は、大複背斜地域に行なわれ、陥没盆地の発生に伴って行なわれた。ついでこの地域は隆起帯に転化し、その側方の大複向斜地域に沈降の場は移動した。ついで堆積の中心は、間欠的に東から西へ移動し、そこに厚い堆積物が形成された。

大複向斜は、さらに複背斜と複向斜から構成されている。各構造単元は、そこに固有の褶曲構造によって特徴づけられるが、全て不連続と中間型の褶曲である。

これらの褶曲は、側方からの横圧力によって形成されたとしては、説明が困難である。筆者らは、ブロック化した基盤の昇降運動によって、統一的に説明できることをのべた。

### まえがき

新潟堆積盆地とそれに隣接する信州堆積盆地は、石油や天然ガスを多量に産し、経済的に重要な地域であること、その西縁が日本でも第一級の構造線である糸魚川一静岡線に限られるフォッサマグナ地域に属することなどのために、古くから調査研究が行なわれ、本邦でもその密度の最も高い地域である。この新潟堆積盆地と信州の堆積盆地は、一連の信越堆積盆地を構成すると考えられるが、従来それらが統一的に論じられることが少なかった。また、いわゆるグリーンタフを大量に噴出した地域と、これら信越堆積盆地との関係についても、あまり明確にされていないように思われる。

筆者らは、この数年間主として新潟堆積盆地の研究に従事してきた。その過程で、その周辺地域の地質についても、従来の研究結果を参照しながら、多少調査研究する機会をもった。これらの結果をふまえながら、この地域を構造地質学的にみてみよう、というのがこの小論である。

この小論では、まず東北日本西南部を地質構造形態の特徴から、地質構造区分を行なう。次に、各時期の堆積物の厚さや分布から、堆積運動がどのような様式で行なわれたかを論ずる。この地域を構成する地質構造、特に褶曲構造には種々の形態のものがあるが、それらがどのような分布をとっているかを次に論ずる。次いで褶曲構造の分布やその発展過程に注目して、褶曲形成の機構について論ずる。

謝 辞：この研究過程で、新潟大学の西田彰一、島津光夫、信州大学の山下 昇、郷原保真、酒井潤一、熊井久雄、小坂共栄の諸氏には、いろいろ御教示をいただいた。記して感謝の意を表する。

\* 燃料部

## 1. 東北日本南西部の地質構造区分

東北日本の日本海側地域は、新第三紀に始まる大きな造構運動であるグリーンタフ変動の主舞台であった。

このグリーンタフ変動は、断裂の発生、陥没、火山岩の噴出に始まる(藤田ほか, 1968)。この活動の主舞台は、現在の朝日、飯豊や越後山地などの、現在基盤岩の露出する地域の間にあったと考えられる。これらの地域には、現在も主としてグリーンタフが分布している。長野地域のいわゆる中央隆起帯(小林, 1957)もこのような火山活動の舞台であった。

この時期の火山活動は、新潟や長野の第三系堆積盆地には、あまり活発に行なわれなかった、と考えられる。それは、この堆積盆地北部の基盤岩の露出している楯形山脈などでの観察や、堆積盆地内の深井戸の資料によると、この地域にそれ程厚いグリーンタフの発達が見られないからである。

このグリーンタフの噴出をとまらぬ陥没地域は、その噴出後隆起帯に転化する。したがって、現在の地質構造形態からみると、この地域は基盤岩の分布地域とともに、一種の複背斜を形成している。しかも、グリーンタフ地向斜内の第一級の複背斜であること、後にのべる堆積盆地の中の複背斜に比較して一桁大きいことから、大複背斜とよんでも良いであろう。なお、佐渡島がその上にある佐渡海嶺も、このような複背斜を構成する、と考えられる。

上にのべた複背斜地域の西に接して、新潟～長野の第三系堆積盆地(信越堆積盆地)が位置する。この地域は、地質構造形態からみると、一種の複向斜を形成している。しかも、グリーンタフ地向斜中の第一級のそれという意味で、大複向斜とよぶことができるであろう。

この大複向斜地域は、その構造形態から、さらに複背斜、複向斜地域に区分することができる。新津から東山にかけての地域、弥彦から西山・中央油帯を通り八石にいたる地域が、この複背斜を形成している。これらの地域にはさまれた新潟から長岡を通り十日町に至る平野部と、佐渡の南東側の佐渡海盆は、複向斜を形成している。信越堆積盆地の西部の地域についてみると、西頸城地域と米山から頸城丘陵にいたる地域が複背斜を形成し、高田の平野地域と信州の堆積盆地が複向斜を形成している。このように区分された各複背斜、複向斜地域は、背斜や向斜から構成されている。これらの構造は、各構造区ごとに特有の形態をもっているが、それについては後にのべる。

なお、前記の大複背斜地域も、さらに小さな構造単元に区分することができる。たとえば、陥没盆地は直径10km前後のより小さな陥没盆地から構成されている、といわれている(藤田, 1969)。越後山脈中央部の陥没盆地に、その一つの具体的なあらわれをみることができる。

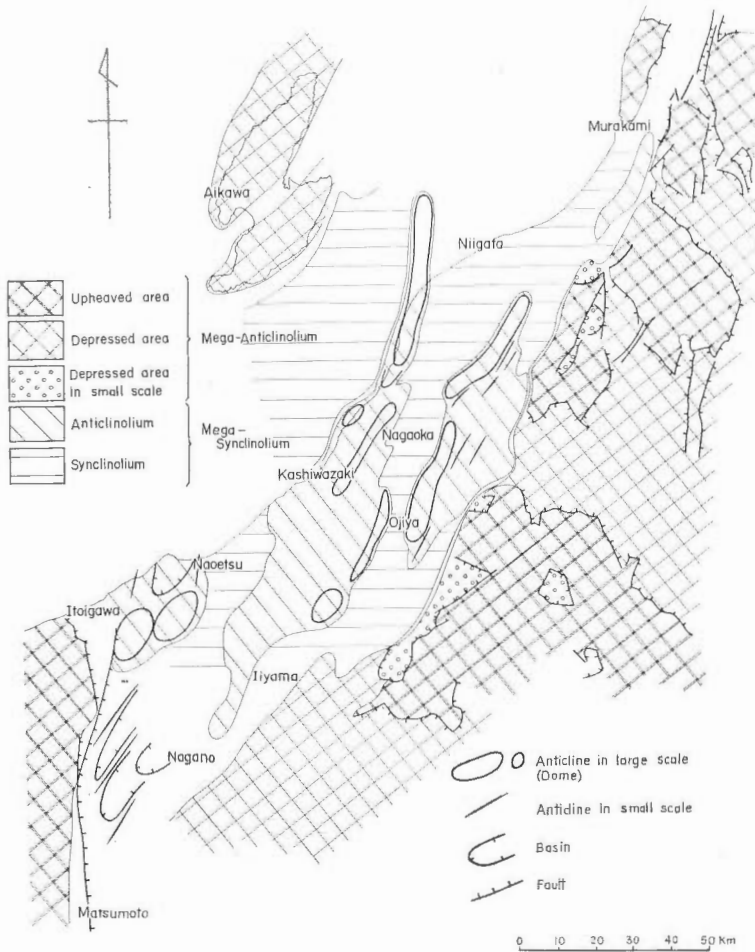
上にのべたような構造区分を、第1図に示した。

## 2. 信越堆積盆地の堆積運動の様式

グリーンタフの発生機構についての研究は、油田地質屋以外の人々の藤田至則や、島津光夫、吉村尚久など多くの人々によってすすめられ、次第にその機構が明らかにされつつある。一方石油・天然ガスの探鉱の手は、第三系の下位層を対象に進められ、堆積盆地内のグリーンタフの実体が、次第に明らかにされつつある。上にのべたように、グリーンタフの発生の場と、その側面に発達する堆積盆地(沈降帯)は、それぞれの単位で、別個の規則性をもって堆積運動が行なわれたと考える。



V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について (鈴木・三梨)



第1図 北部フォッサマグナ地域の地質構造区分図

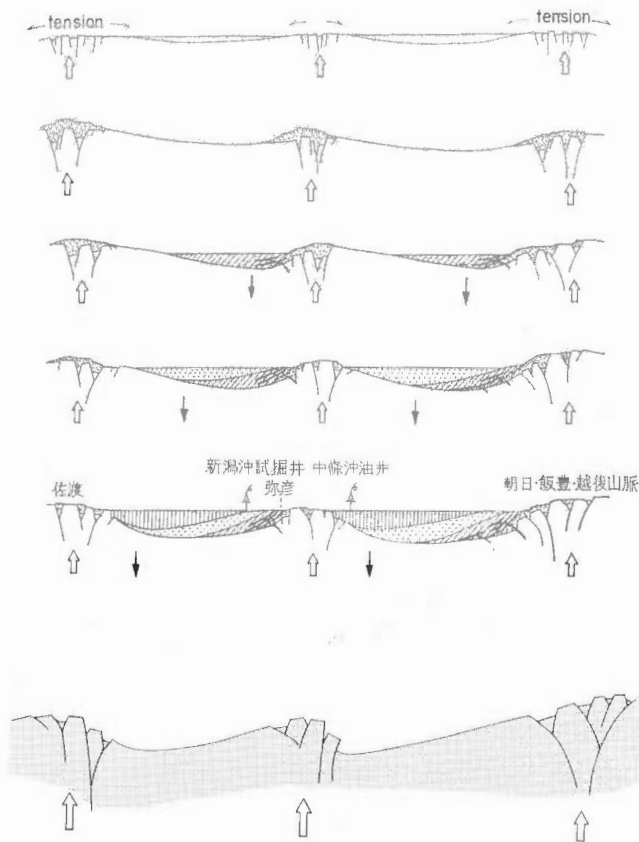
新潟堆積盆地における津川期のグリーンタフから七谷期の硬質泥岩への構造運動の移行の様式は、三条市東方の七谷層・大谷川層の模式地付近で、その典型例をみることができる(三梨・宮下, 1974)。ここでは次のことが明らかにされている。津川期のグリーンタフ(大谷川層)は、基盤岩類に割って入った北西-南東方向の地溝状の地域内のみ厚く発達し、その外側<sup>注1)</sup>へは、グリーンタフの上位層準だけが、急激に厚さを減じながらも発達している。この地溝状の構造単元の境界の初生的な形は、現在みられないが、その後の椎谷期の石英安山岩の岩径が地溝に沿い直線的に並ぶこと、同期の碎屑岩が、下位層を不整合に切って分布すること、七谷層~魚沼層の構造が、半盆状構造を呈することから、断裂が想定される。地溝内のグリーンタフは、深い海(約1,000m)に堆積した。これに対して地溝の外側では、グリーンタフの層位は、浅海性から淡水性の強い環境の地層中に尖滅する。以上のことから、津川期には、NW-SE方向の断裂による地溝を生じ、その地溝を中心にグリーンタフが発生し、基盤に対

注1) 北方のみがわかり、南方へは新期火山により被われ詳細はわからない。

しアバット状に堆積し、また海の侵入も行なわれた様子がうかがえる。

信越地区の堆積盆地のうちで、とくに新潟平野地区および佐渡に至る海域を含めた地域は、先新第三系の基盤岩類はもとより、津川期以前のグリーンタフが地表および地表近くに露出または分布していないことから、従来、漠然とした意味で、一つの堆積単元を構成する、と考えられていたように思われる。しかしこの単元は、本邦日本海岸の油田第三系の通常的な規模にくらべ、異常に大きな単元である。筆者らは、新潟堆積盆地について云えば、褶曲構造と平行な北北東-南南西方向に併走する2つの堆積単元から構成される、と考える。一つの単元は、東山複背斜と長岡複向斜を合わせたもの、もう一つの単元は、西山複背斜と佐渡海盆の複向斜を合わせたものである。これら各単元とも、下部層の最大層厚部は各単元の東部にあり、上部の地層の最大層厚部は西に移動していく。したがって、魚沼層の最大層厚部は、佐渡海盆や長岡の複向斜地域に位置する。

このような区分を、信州から西頸城にかけての堆積盆地についても行なうことができる。ここでは、信州の地域が1つの堆積運動の単元を構成し、西頸城の地域が、他の単元を構成している。各単元内では、下部の地層は南部に発達し、しかも層厚も厚い、これに対して、上部の地層は北部に発達し、同様に層厚も厚い。そして、西頸城地域の南部の白馬や小谷付近では、上位層準が下位の層準にアバットする関係で接している。西頸城の北西部においても、同様に上位層準がより下位の層準にアバットする関係で接している。



第2図 北部フオツサマグナ地域の地質構造の発達を概念的に表示した断面図  
 上部より先津川期、津川期、七谷・寺泊期、椎谷期、西山・灰爪期

V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について (鈴木・三梨)

東頸城の地域においても, 同様の区分をすることができると考えられる.

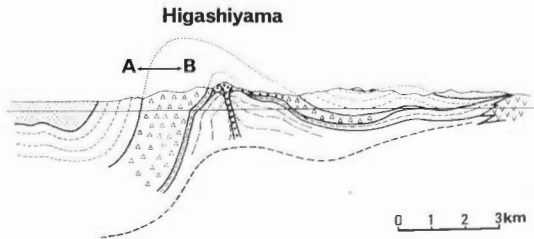
以上のような構造発達様式を, 模式的に第2図に示した.

### 3. 各地域の褶曲形態の特徴

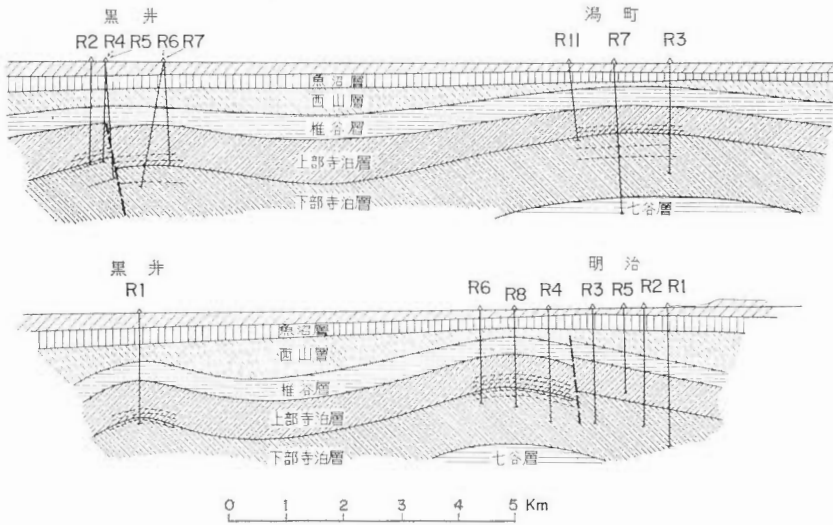
いわゆる北部フォッサマグナに属する本地域には, いろいろな形態の褶曲が発達している. それらの褶曲は, 決して不規則に分布しているわけではなく, ある地域は, そこに特有の, ある一定の型の褶曲によって特徴づけられる. さきに中越地区の褶曲の成因を論じた論文で指摘したように, 中越地区に特有な褶曲は, 軸長 30km 以上の片面箱型褶曲で, それがこの地区の基本的な構造を形づくっている (鈴木ほか, 1971) (第3図). この型の褶曲には, 背斜に匹敵する向斜は発達せず, 非常にゆるい向斜部から急傾斜の背斜の翼部に急に移過する. その他により小さな規模の褶曲が多くあるけれども, それらは前記の褶曲の間をうめるような分布をとっている. それらの褶曲には, ドーム状の褶曲, 背斜と向斜とが同等に発達していて, 両翼とも急傾斜する褶曲などがある. これらの褶曲の分布は, 第1図から読みとれるであろう. なお, この型の褶曲は堆積盆地の北端に近い村上付近と, 米山の東縁と十日町を結ぶ線とはさまれた地域に分布する.

中越地区の西に位置する東頸城地区は, 松之山や米山にみられるようなドーム状褶曲, 潟町に代表されるようなドーム状褶曲によって特徴づけられる (第4図 a). 潟町背斜は, 日本海の沿岸の方向に平行して, 多少のびた構造である. ところが, 内陸部に位置する黒井や明治などの背斜は, 東西方向にならんでいる (第4図 b). 松之山背斜では, 翼部の傾斜は  $10^{\circ}$  ないし  $20^{\circ}$  の傾きをもっている. これに対して, 高田平野内に位置するドーム状褶曲は, 傾斜がよりゆるく  $10^{\circ}$  前後の緩傾斜を呈する. 前者の規模は, 長軸の長さが 8 km, 短軸の長さが 4 km 程度である.

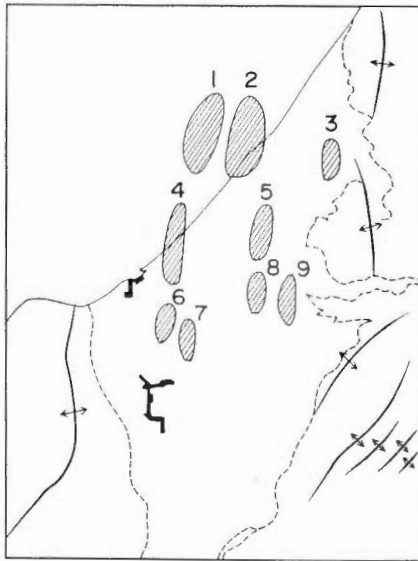
西頸城地区の褶曲は, 南北二地区でその形態を異にする. 南部は大規模な二つのドーム状背斜によって特徴づけられる. 北部は背斜が比較的急傾斜で, 東西に対称的であるのに対して, 向斜が幅広く傾斜のゆるい東西に非対称な構造を呈する (第5図). 従来, これら両型の背斜は, それらの軸が連続することで, 一つの背斜構造として扱われていた (西田ほか, 1966). しかし, 背斜軸はその方向を多少異にして雁行すること, また断面形態の異なることから, これらの褶曲は分けて扱った方が良いと考える. 従来の名を踏襲して, 大規模な二つのドーム状の背斜に対して, 西側のものを焼山背斜, 東側のものを名立背斜とよぶことにする. これらのドーム状背斜は, 北北東-南南西方向に走り, 長軸は10数 km に達する構造で, 東頸城のそれらに比して規模が大きい. 頂部は  $10^{\circ}$  ないし  $20^{\circ}$  の緩傾斜を示す部分が比較



第3図 東山(片面箱型)背斜の断面図



第4図a 頸城油田の地質断面図 (新高島, 1968による)



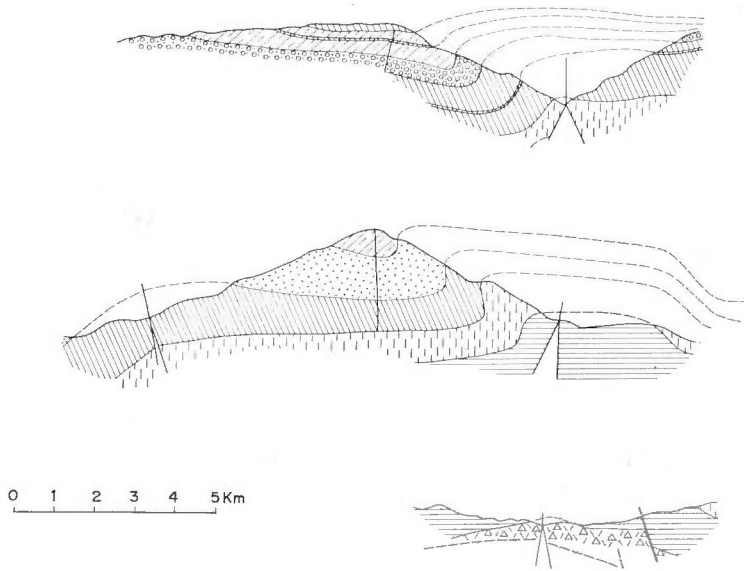
第4図b 頸城油田の背斜の分布

- 1 頸城, 2 湯町, 3 旭, 4 黒井,
- 5 明治, 6 新黒井, 7 東高田,
- 8 神御, 9 美守

的幅広く発達するのに対して、翼部の傾斜は非常に急で、時に逆転する部分が見られる。したがって、平面的にはドーム状を呈するが、断面形態は、箱型褶曲である。なお、活火山である焼山は、焼山背斜の急傾斜の東翼部に位置する。なお、この地域でも背斜が主体的で、向斜は前記の箱型背斜にはさまれて、小規模に発達するにすぎない。

北部の背斜は、西のものを柱道背斜、東のものを郷津背斜と呼ぶことにする。これら両背斜とも多少

V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について (鈴木・三梨)



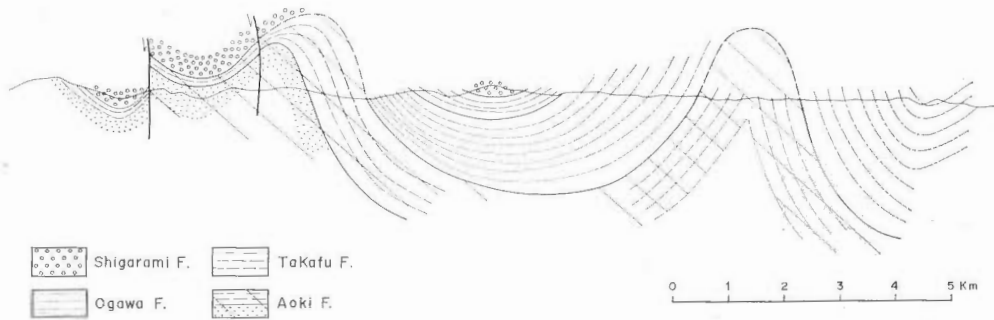
第5図 名立背斜の地質断面図 (西田ら, 1966に一部加筆)

西翼が急傾斜し,  $60^\circ$ 前後の傾きをもつ部分もあるが, 大体 $40^\circ$ よりもゆるい背斜で, 北に突っこんでいる。その間に挟まれた名立向斜は, 西翼が広く発達し, 傾斜も $20^\circ$ 以下とゆるいのに対して, 東翼は狭く,  $30^\circ$ 以上の比較的急傾斜で郷津背斜につながる。

この地域と糸魚川—静岡線との間には, 非常に傾斜が緩く, 北ないし北東方向に単斜する地域が発達する (第1図)。両者の境界付近には, 第三紀ないし第四紀の火山岩が, 南北方向に連なっている。この単斜地域には, 砂岩優勢互層のいわゆる難波山層の発達はみられない。

信州地区の褶曲は, 背斜軸付近の地層は急傾斜で, 向斜軸付近の地層の傾斜は概して緩傾斜である特性をもっている (第6図)。そして, 背斜軸部付近には断層が発達するといわれており, 犀川擾乱帯はこの典型的なものであるといわれている。これらの褶曲軸は, 大体松本付近に集中している。これらの事実は, すでに多くの人によって指摘されている (本間, 1931; 小林, 1957)。

このように, この北部フォッサマグナ地域には, いろいろな型の褶曲が発達している。すなわち, 中越地区は, 片面箱型褶曲によって特徴づけられる (鈴木ほか, 1971)。他の型の褶曲も発達するけれども, それらは, 箱型褶曲の間を埋めように分布している。東頸城地域は, 翼の傾斜のきわめてゆるい, 小規模なドーム構造によって特徴づけられる (相場, 1963)。これに接した西頸城地域は, 大きなドーム構造が分布している (西田ほか, 1966)。この地域のドームは, 東頸城のそれらと異なり, 頂部はゆるやかであるが, 翼部はきわめて急傾斜し, 時に逆転する。したがって, その断面形態から, 両面箱型褶曲構造に属するものであることがわかる。その南に位置する信州地域の褶曲は, 背斜の両翼が急傾斜するのに対して向斜はゆるい盆状を呈する (本間, 1931; 小林, 1957)。すなわち, 櫛型褶曲とよばれる褶曲に近い形態をもっている。なお, 西頸城地区のいわゆる大きなドーム構造の発達する地域の北方の褶曲は, 信州地区と同様に, 背斜は両翼が急傾斜し, 向斜は比較的緩傾斜の盆状構造を呈する。



第6図 信州地区の褶曲の地質構造断面図

このように、この地域に発達する褶曲は、いずれもペローツフ (1954) の中間型の褶曲ないし不完全褶曲に属するもので、完全褶曲はみられないことがわかるであろう。

#### 4. 褶曲の機構についての考察

このようないろいろな形態の褶曲は、どのような機構で形成されたのであろうか。従来多くの人々によってえられた資料や、筆者らの若干の知見をもとに、考えてみよう。

西頸城地区の東部には、大きなドーム構造が発達していることは、先にのべた。従来、しばしばこの地域の褶曲の機構について、信州地域と同様に、糸魚川—静岡線の西側の基盤地塊からの横圧力による解釈がなされた (たとえば、西田ら、1966; 石油可燃性天然ガス資源開発審議会、1969)。

上にものべたように、糸魚川—静岡線と西頸城のドーム構造との間の地域には、きわめてゆるい構造を呈する構造区が位置する。また、この地域の東側には、ゆるいドーム構造によって特徴づけられる東頸城地区が接している。したがって、非常に急傾斜するドーム構造は、周辺の比較的ゆるやかな構造を呈する地域にはさまれることになる。横圧力によってこの地域の褶曲ができるとする考えでは、このような配列は、この地域の基盤が、特別の性質を付与されているのでなければ、起こりえないであろう。本間 (1931) はそのように考えた。

筆者らは、この地域の先新第三系の基盤岩がブロック状に割れていて、そのようなブロックの隆起運動を直接反映したのが、この地域の褶曲と考える。翼部の傾斜が急で頂部のゆるやかな新第三系の構造形態は、そのような基盤の構造と運動を考えることによって、説明できることは、中越地区の箱型褶曲と同様である。なお、この地区のドーム構造の急傾斜する翼部には活火山の焼山が位置している。この事実も、上にのべたような構造モデルによって説明できることは、明らかであろう。

東頸城地域の背斜群は、小さなドームで、第4図に示したような配列をとる。このように、これらドーム状背斜の配列や背斜ののびには、一定の方向性が認められない。また、この地域に接する米山や頸城丘陵などの隆起帯とも、規則的な関係は認められない。これらの隆起帯に接しては、褶曲構造は発達しない。第4図の断面図からもわかるように、これらのドーム状背斜の翼部の傾斜は、 $10^{\circ}$ 内外でゆるく、しかも対称的で、ある一定の方向がより急であるとか、緩やかであるといった傾向はみられない。

このような性質をもっている東頸城の背斜は、これを一定方向からの横圧力で形成されたとしては、

## V.5 信越堆積盆地の地質構造区分、地質構造発達過程と褶曲の形成機構について（鈴木・三梨）

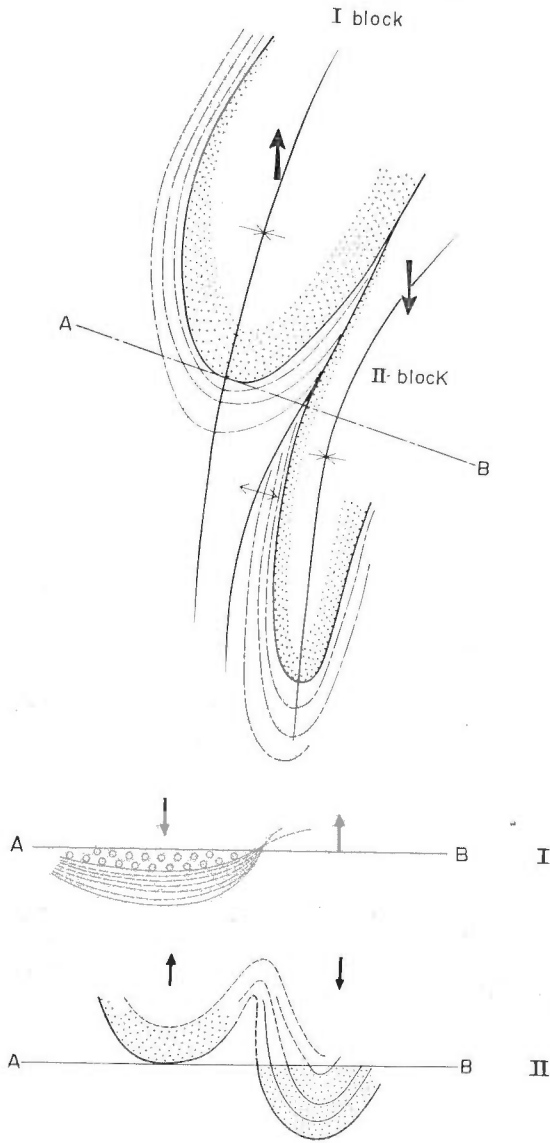
説明が不可能であろう。それらは、各ドーム自体の深部からの垂直的な押しの力の下で形成された、と考えられる。

この東頸城地域の地層の厚さが、基盤の変位量に比して厚かったか、変位量そのものが小さかったために、他の地域にみられるような、箱型褶曲にまで発展しなかったのであろう。この地域には、火成活動は認められないが、それは、造構運動があまり激しくなかったことと、関係があるのであろう。

信州地域の褶曲の特徴は前に記した通りである。西頸城地域の褶曲と同様に、従来しばしば、糸魚川―静岡線の西側からの横圧力の存在が仮想された。しかし、この線に接した付近の第三系の構造は一般にゆるい、しかも、大町北方から青木湖付近にかけての地域にみられるように、第三系の構造はゆるいだけでなく、しばしばそれに直交ないし斜交する。そして、南北にゆるい半ドーム、半盆状構造がいくつか発達している。このようなことから、筆者らは、信州地区の中心部に発達する褶曲の主要な原因を、糸魚川―静岡線の西側の地域からの横圧力に帰すことはできない、と考える。この盆地の東方からの横圧力の存在についても、上にのべたと同様な理由によって、否定されるであろう。

筆者らは、この中心部に発達する褶曲の原因は、その部分自体にある、と考える。その機構について次に考えてみよう。犀川背斜についてみると、その東側には小川層が発達し、その上に不整合に第四紀の安山岩火山礫岩を主とする地層が重なる。これに対して、その西側には、小川層、柵層、さらにその上位の地層と重なっている。このことから、小川層の堆積後、犀川背斜を境にして、その西側により多く堆積したことがわかる。あるいは、東側には同等に堆積したとしても、その後隆起して、削剝されたことになる。すなわち、小川層堆積後、相対的に西側の地域がより多く沈降しなければならないことになる。ところが、現在の分布をみると、例えば向斜軸付近の小川層の基底を一つの基準にとってみると、東側は、見掛上より南に位置している。犀川背斜は、北方へも南方へも消失するから、この背斜軸にそう断層があったとしても、この断層を走向移動断層と考えることはできない。したがって、上にみるような分布は、最終的に、犀川背斜の東側の地域が相対的に沈降した、として説明することができる。すなわち、最終的な運動は、前の期に相対的に隆起した側が、逆に沈降するようなものであったことを示している。そのような運動を行なうヒンジの部分に、犀川背斜は位置する、ということになるであろう。第7図にこのような関係を模式的に示した。さきに、新潟堆積盆地の褶曲の生成機構を論じた際に、同様の機構により生成される加茂型の褶曲の例をあげたが、長野地区の主要な背斜構造は、そのような機構で形成されたのであろう。背斜構造を境に地層の層厚が急変する事実は、このようなモデルによって説明できる。すなわち、基盤はブロック状に割れていて、ただ単に上下に移動するだけだと考える。そして沈降したブロック上にある地層は、堆積時に水平に堆積した際よりも引きのばされる。このブロックが逆に隆起に転ずると、この部分は褶曲することによってしか、一定の幅の中に収まらないであろう。この際に、より深部にある泥岩などは、このブロックの境界周辺の応力集中部などに流動注入する、といった現象も起こるのであろう。この地域では、塊状泥岩の別所層などは、そのような挙動をする可能性のある地層といえるであろう。第8図は、このような機構を模式的に示したものである。

このように、筆者らは、先新第三系の基盤岩類のブロック化と、それらのブロックの垂直昇降運動によって、北部フォッサマグナ地域の各種の褶曲の機構を統一的に説明できる、と考える。横圧力説によっては、上にのべてきたいろいろの構造運動過程や、現在の地質構造を説明することは、不可能である

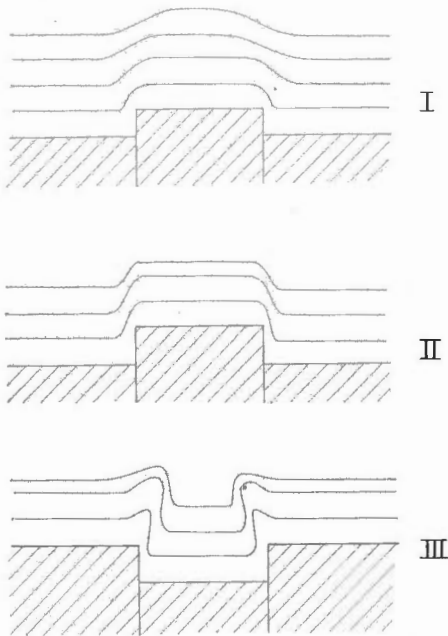


第7図 犀川背斜とその周辺地域の概念的な地質図と構造発達過程を模式的に示した図。Iは柵層堆積過程、IIはその後の運動を示す。矢印は垂直運動の方向を示す。

う。なお、基盤のブロックを規定する断裂は、基本的には、垂直に近いものであろう。それは、信州地区の褶曲の機構を考えた所でふれたように、基盤ブロック相互の運動方向は、逆転しうるものだからである。もしも、それがかなり傾いているとすると、一方へ動き易く、両方向に同程度に動くという性質をもちにくくなるであろうから。さらに、地震の震央が、しばしば特定の断裂上に位置することも、そう考える理由の一つである。



V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について (鈴木・三梨)



第8図 信州地区の褶曲の形成機構を模式的に示した図, I~IIIの順に発達.

5. ま と め

- 1) 東北日本南西部のいわゆるグリーンタフ地向斜は, 大きく大複背斜, 大複向斜に区分できる. 初期火成活動であるグリーンタフの活動は, 主として大複背斜地域に行なわれた.
- 2) 信越堆積盆地は大複向斜を構成するが, それは東西二つの単元に区分される. そして, 下位層はそれらの単元の東ないし南部に厚く発達し, 上位層の堆積の中心は次第に西ないし北方に移動する.
- 3) この堆積盆地を構成する褶曲構造は, 地域ごとに固有の形態によって特徴づけられるが, 箱型や櫛型などの中間型褶曲や, ゆるいドーム状の不完全褶曲である.
- 4) これらの褶曲は, 基盤のブロック化とその昇降運動によって, その形成機構を統一的に説明することができる. その際, ブロックの境界付近の応力集中部では, 泥岩などが流動し, 褶曲運動を加速する役割を果たした, と考えられる.
- 5) 基盤ブロックは, 基本的には垂直な断裂によって境されているであろう.

参 考 文 献

- 相場惇一 (1963): 頸城ガス田の地質と鉱床. 石油技術協会誌, vol. 28, p. 43~53.  
 ベローソフ, V. V. (1954): 構造地質学 1. 261p., 築地書館.  
 藤田至則・島津光夫・吉村尚久 (1968): グリーンタフ地域における堆積盆地の発生・発展と変質・変成作用. 地質学論集, no. 1, p. 41~45.  
 ——— (1969): グリーンタフ変動と島弧. 日本地質学会総合討論会資料. グリーンタフに関する諸問題, p. 23~30.  
 平林照雄 (1968): 北部フォッサ・マグナ西縁部の地質構造上の特徴について. 日本地質学会総会

- 討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 31~35.
- 本間不二男(1931): 信濃中部地質誌, 209p., 古今書院.
- 石井清彦(1937): 白馬嶽図幅(7万5千分の1)および地質説明書. 地質調査所.
- 片平忠実(1969): 新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史, (上), (下). 石油技術協会誌, vol. 34, p. 249~256, p. 314~319.
- 小林国夫(1957): フォッサ・マグナ地域の構造発達史. p. 44, 地研松本支部.
- 小松直幹(1967): 松本盆地周縁の第三系の地質構造についての一つの提案. 地球科学, vol. 21, p. 19~20.
- 正谷 清・市村隆三(1970): フォッサ・マグナ地域北部の石油地質. 石油技術協会誌, vol. 35, p. 1~12.
- 三梨 昂・宮下美智夫(1974): 七谷・大谷川流域地区の層序および構造. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 25~50.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三(1966): フォッサ・マグナ最北部の新第三系—いわゆる難波山層に関する研究(その1). 新潟大地鉦研究報告, no. 1, p. 1~14.
- 小谷研グループ(1968): 糸魚川—静岡線北部の諸問題. 日本地質学会総会討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 45~47.
- 大塚弥之助(1946): 温故知新. 31p., 日本叢書.
- 笹倉正夫(1932): 姫川中, 下流沿岸の地質並びに姫川溪谷の地質構造的意義. 地球, vol. 17, p. 405~420.
- 石油及び可燃性天然ガス開発審議会(1969): 日本の石油・天然ガス資源. 283p., 天然ガス鉱業会.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎(1971): 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 301~315.
- 矢部長克(1918): 糸魚川静岡地溝線. 現代之科学, vol. 6, p. 147~150.
- 山田哲雄(1968): 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線. 日本地質学会総会討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 41~44.
- 吉村尚久・馬場直木(1967): 姫川流域に分布する第三系火山砕屑岩にみられる緑色化変質. 柴田秀賢記念論文集, p. 206~212.

## Geotectonic Division, Geologic Development and Mechanisms of Folding in the Northern Fossa Magna Region

Yasumoto SUZUKI and Takashi MITSUNASHI

The northern Fossa Magna region lies in the center of green tuff geosyncline which comes into existence in early Miocene age. It is divided morphologically into megaanticlinorium and megasyntinorium.

The green tuff volcanism of initial magmatism occurs mainly at the megaanticlinorium where the collapse subsidences accompany with it. The subsidence at the next stage occurs at the megasyntinorium next to the megaanticlinorium. The centers of sedimentation at each stage following them change intermittently from east to west and thick terrigenous deposits are accumulated there.

The megasyntinorium is separated into several anticlinoriums and synclinoriums and each tectonic unit is characterized by the distinctive folds, but they are distinguished into idiomorphic and intermediate folds.

The areas, where steep anticlines are developed, are surrounded by the gentle folding or monoclinial areas which are observed next to such basement complexes as Hida, Echigo and

V.5 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について (鈴木・三梨)

Mikuni mountains, so the general hypothesis that the folds are formed by the lateral compression from those complexes should be rejected. Such process is also difficult to explain that the upheaval and subsidence are reversed during the course of sedimentation and folding.

It is ascertained by the stratigraphical and structural analyses that those processes are intimately related to the forms of each fold.

The authors propose the hypothesis from those analyses that the folds of surficial Tertiary sedimentary rocks are formed by the upheaval and subsidence of the basement complexes split by the vertical faults.



## V.6 東北日本西南部の深部地質構造について

鈴木 尉元\*・関口 静嘉\*\*

### 要 旨

東北日本南部の地域を、まず構造発達過程の異なる構造単元に区分し、その各単元ごとに震源分布との関連を調べた。東北日本内帯の基盤地域では、震央は基盤岩体内には分布せず、隣接するグリーンタフ分布地域との境界をなす断裂に沿って分布する傾向がある。浅発地震、中発地震ともに同様の傾向を示す。第四紀火山の直下やグリーンタフ分布地域には、震央が分布しない傾向がある。火山の周辺には、浅発地震とともに 100 km ほどの深さの地震が発生している。その際、火山周辺のある特定な地域に集中して地震活動がみられる。内陸盆地など第四紀の堆積物におおわれた地域には地震活動があまりみられない。背斜構造の発達した地域では、比較的活発な浅発地震の活動がみられる。特に新潟沖背斜構造地域では、その構造と震央分布とがみごとに相関を示す。これらのことから地殻上層部の地質構造単元と震源の分布単元との対応が明らかとなった。震度異常の分布から、火山列の西側の上部マンツルの物性が、東側とは異なっていることおよび地震波を吸収することがいえる。さらに初動分布の偏りを調べた結果、より細かな単位での物性の違いがあることが明らかになった。

### 1. ま え が き

日本列島とその周辺地域は、環太平洋地震帯に属し、地震活動が活発であるとともに、地震観測網も比較的整備されていることから、これまで多くの地震学者や地質学者によってサイスミンチーに関する研究がなされてきた(藤井, 1967)。この地域には、中・深発地震も多く、それらの発生する場の性質についての議論は、近年の地球科学界の中心テーマに深く関り合いをもってきている。

これらサイスミンチーに関する研究の従来の検討方式には、いくつかの問題点があるように思われる。一般に震源分布については、WADATI (1935) や、GUTENBERG & RICHTER (1949) のように、島弧を一つの単位とする程度を出なかつた。したがって、それ以下の構造単元との関係については、あまり検討の対象にならなかつたように思われる。一方地質学の分野では、その調査方法の性質上、小さな構造単元の観察から積み上げ、島弧像を組み立てる。このために、同じ島弧を扱いながら、両者の議論が、なかなかかみ合わなかつたように思われる。むしろ矛盾する像を相互に描いているようにさえ思われる。もちろん、両者の扱う深度が異なり、その研究の方法も異なっているということにもその一因はあるのであろう。しかしそれでもなお、そのような感はまぬがれないように感じられる。

筆者らは、そのような現状から、両者を同じ次元で扱いながら、東北日本南部地域の深部の構造について考えてみようとして試みた。本論文は、そのような試みの一つである。

\* 燃料部

\*\* 元東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

本論文は、次の二つの部分からなる。

- 1) 地質構造と震源分布の関係を新しい資料をも入れて検討する。
- 2) 上部マントルの地域性を地震学的資料によって検討する。

**謝 辞** この研究において、東京教育大学地質学鉱物学教室藤田至則先生、北海道大学地球物理学教室宇津徳治先生、東京大学地震研究所南雲昭三郎先生、東北大学地質学古生物学教室北村 信先生には、いろいろ御指導と御助言とをいただいた。また、東北大学微小地震研究所の、三品正明氏他所員の皆様には貴重な資料を提供していただいた。筆者らの一人関口は地質調査所燃料部長井島信五郎氏、同部石油課の諸氏には、暖かい激ましと御助言をいただいた。これらのかたがたに、心から感謝し厚くお礼申し上げる。

## 2. 東北日本の地質構造発達史の概要と地質構造区分

東北日本は、構造地質学的に、内・外両帯に分けることができる。この東北日本弧内帯は、新第三紀以後の新しい構造運動であるグリーンタフ変動の主舞台であった。以下にこの新第三紀にはじまった変動について概観してみよう注1)。

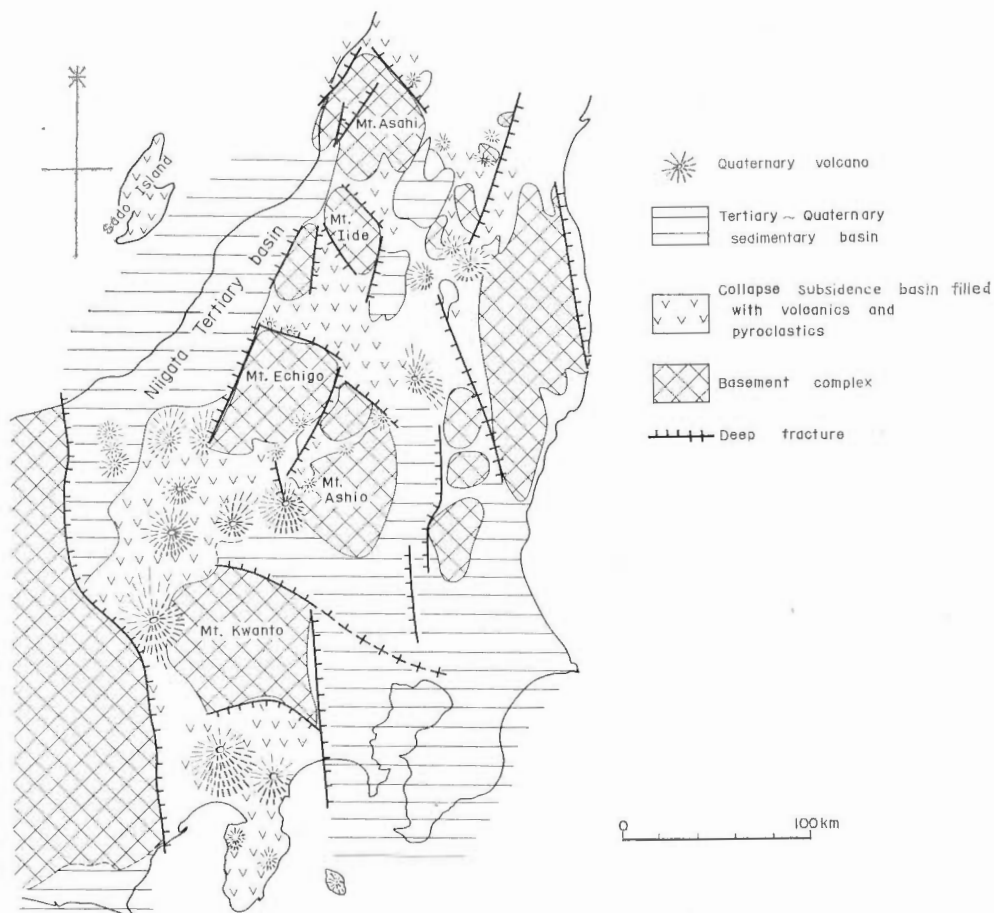
このグリーンタフ変動は、地下深部の物理的・化学的变化ともなうて発生した深部断層を基礎としたものである注2)。それは地殻表層部には、隆起現象としてあらわれ、それまで堆積の中心部であった外帯が上昇をはじめると同時に、隆起区であつたいわゆるグリーンタフ地域が、沈降、堆積をはじめ、そして引張応力による正断層が発生し、陥没が生じた。この断層は、表層部に達した深部断層であり、この断層を通して激しい火山活動が展開され、グリーンタフを噴出した。これらの深部断層は、古い構造を切つて生じ、島弧内帯を、基盤地域と陥没盆地とに分けていった。東北日本においては、朝日山地・飯豊山地や越後山地がこの基盤地域の代表的なものである。陥没地域にあたるのは、それらに挟まれた朝日山地周辺の西村山・置賜地域、飯豊山地南方の津川・只見地域、越後山脈南方の上州地域などの他、第1図に示す地域に散在している。藤田(1960)は、グリーンタフの分布と断層帯との相関々係について、次のようにのべている。断層帯の主要方向は、北北東～南南西と、北西～南東の二方向であるらしいが、従来考えられていたよりもより断続的で、不規則的である。また断層帯そのものの構造も単調な構造ではなく、より小さな有限的な断層が規則的に複合した構造帯である。そしてグリーンタフは、二つ以上の構造帯の接合部と思われる部分により多く発達しているらしい。

グリーンタフを噴出した中～酸性火山岩の活動にひき続いて、新しい沈降部と隆起部の境界に発生した断層を通して塩基性火山活動が行なわれた。その後東北日本、フォッサマグナ各地に多くの第三紀花崗岩の貫入が行なわれたが、普通の造山期火成活動の場合と異なり、隆起した基盤地域と堆積盆の境、断層帯に沿って貫入した浅所迸入型のものである。やがてグリーンタフ変動帯の全般的隆起がはじまると、その引張応力に応じて新しい断層が生じ、背梁地域や、その側方に非常に厚い堆積物を堆積する沈降盆が形成された。新潟堆積盆地、山形や福島堆積盆地は、その代表的なものである。この一連の変動は、第四紀まで継続した。

注1) 主として市川・藤田・島津(1970)によつた。

注2) 構造運動がどのような機構によるのかは、それ自体大きな問題であるが、ここでは市川ら(1970)に従つておく。

V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）



第1図 東北日本南部と中部日本の新第三紀の地質構造区分図

現在の日本列島の大地形は、第四紀以後の地殻変動により形成されたといわれている。藤田（1970）は、この変動をグリーンタフ変動と区別し、島弧変動と呼んでいる。なお新第三紀から第四紀にかけての変動により褶曲構造が形成された。また第四紀中頃以後に新たに火山活動が活発になった。これらの第四紀火山の大部分は、グリーンタフ地域に分布している（第1図）。東北日本西南部についてみると燧岳・守門山・武尊山・苗場山・赤城山・榛名山・浅間山・草津白根山など鳥海・那須火山列の諸火山、八ヶ岳から富士箱根へと連なっていく富士火山列の諸火山は、いずれもグリーンタフ分布地域に位置している。なおこれらの第四紀火山岩の化学成分は、太平洋側から大陸側へと規則的な変化が認められ、地震の等震線と平行することが、久野（1954）、杉村（1959）らによって指摘されている。

以上述べてきたような構造発達過程から、この地域を、次のように地質構造区分することができるであろう。

**東北日本内帯**

基盤岩地域：終始大体隆起運動の場で、第三系はほとんど発達していない。構造的には一種の大複背

斜を形成している。

陥没盆地およびグリーンタフ分布地域：基盤岩にはさまれた陥没地域で、厚い火山性堆積物を堆積した。この陥没地域はその後隆起地域にかわり、地質構造的には、基盤地域とともに一種の複背斜を形成している。上にものべたように第四紀火山地域は、一般にグリーンタフ地域内に位置している。

#### 堆積盆地

一種の大複向斜を形成している。この大複向斜は、複向斜・複背斜からなり、さらにこれらの複背斜は、背斜、向斜から構成されているといった構造をもっている。これらの褶曲は、現在も成長を続けている、といわれている。

上にのべたような地質構造区分に留意し、順次震源の分布様式との相関性を検討してみよう。

### 3. 地質構造と震源分布との関連性

#### 3.1 資料および解析方法

地震資料は、気象庁発行の地震月報別冊1～3(1926～67年)、地震月報(1968～71年5月)を主に用いた。またあまり数は多くないけれども東北大微小地震観測所の資料(1969年6月～1970年6月)を補足的に用いた。

気象庁の資料は、1961年以後は電子計算機が導入され、精度も上がり、1960年以前に比べ、決定されている地震の数も多くなっている。そのため、これらの新しい資料はそれ以前のものとは区別して扱った方が良くと考えられるが、これから論ずる地域は比較的資料が少ないので、一応全資料を同等にあつかった。精度については、内陸の地震に関しては誤差は大部分が±2'の範囲に入るといわれている(市川, 1967)。数十km単位の地質構造単元との相関々係の大局的な傾向をみるさいには、この程度の誤差は、あまり影響しないと思われる。なお気象庁の資料は、浅い地震については誤差が少ないが、深い地震や、本土を離れた震源位置は、上部マンツルの異常構造の影響をうけて大きな系統的誤差をもつといわれている(Utsu, 1967)。

気象庁資料の深度は、年代によって決定単位が異なるので、その区分を一応あげておく。1926～1960年は10km単位。1961年～1966年は120km以下は20km単位、120～500kmまでは50km単位。1967年以後はふたたび10km単位となっている。

地質や地質構造の検討に用いた地質図は、主として地質調査所発行の50万分の1、20万分の1によつた。これらの地質図上に、上記資料からの震央をプロットした。以下に示す図には、それぞれの地震の深さを、0～200kmまでは40km単位で五段階に、200km以深のものについては、100km単位に分類した記号で表現した。大きさについては、60kmより浅い地震は気象庁によってマグニチュードが決定されているので、大きさを六段階にとり表現した。なお、日本海地域の地形と地質は、海上保安庁水路部発行の20万分の1海底地形図第6330号(1970)と地質構造図第6330号S(1970)によつた。

### 4. 地質構造と震源分布

#### 4.1 東北日本内帯・基盤岩地域

さきに筆者らの一人は、1926年～1956年の30年間に起つた地震の震源と地質構造との関係の研究から、



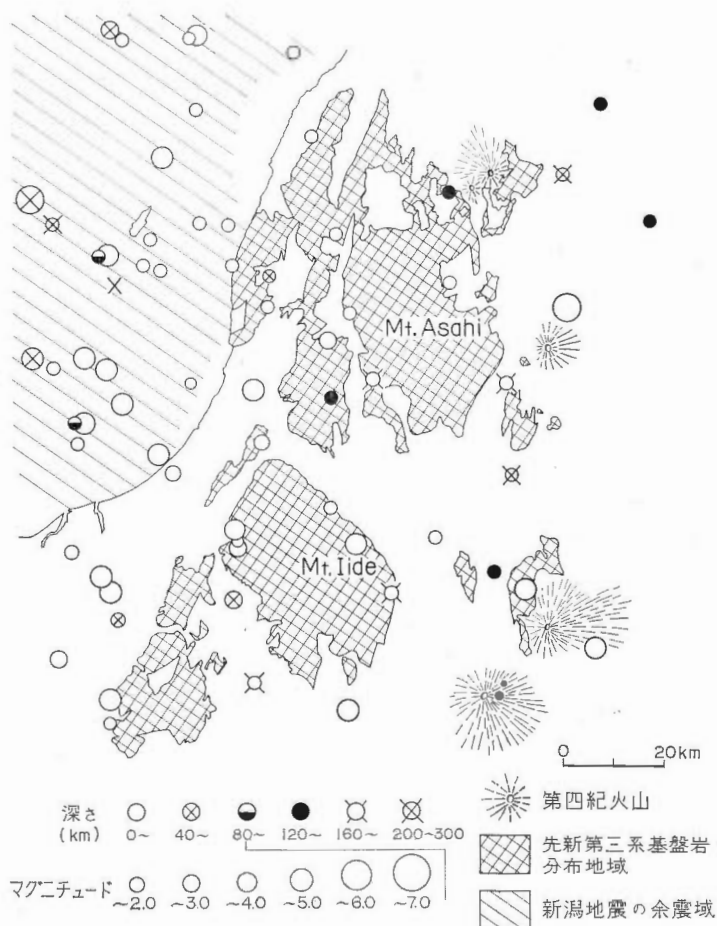
V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）

朝日・飯豊・越後山地など、いわゆる基盤岩地域には震央が分布せず、その周辺地域に分布する傾向のあることを指摘した（鈴木，1968，1970）．筆者らは、この関係を1926～1971年の約50年間の資料を用いて再検討した．

朝日山地

この山地は、約40 km四方の広がりを持ち、主として中生代の花崗岩と、古生層などのいわゆる先新第三紀の基盤岩から構成されている．周囲には、主としてグリーンタフないしはその相当層が分布している．グリーンタフにおおわれていない部分は、第三紀や第四紀の堆積物が埋めている．東方には、第四紀火山である白鷹山、蔵王山などがある．

この地域およびその周辺地域の震源分布を第2図に示す．それらの活動の推移をみると1926年から1944年頃までは、この周辺地域で地震活動の記録はない．1944年に東方の白鷹山付近で深度0ないし30 km，1945，46年に西方日本海海域で40，100 kmの地震が記録されている．その後1960年まで、地震活動



第2図 朝日・飯豊山地とその周辺地域の震源分布図  
斜線は新潟地震の余震域、浅発地震と中発地震の震央は、ともに先新第三系の基盤岩分布地域の周辺に位置する

は記録されていない。1961, 63年に基盤の東西両外側で深度200kmの中発地震, 1962, 63年に深度0kmの浅発地震が活動している。1964年には, 深度0ないし40kmの浅発地震と, 深度160kmの中発地震が活動している。これらの地震は, 1964年6月に当地域西方の栗島付近に起きた新潟地震のすぐ後に活動しており, 同地震の余震的性格を持つものと考えられる。なお新潟地震の余震は数が多いため, 図には斜線で余震域として示した。その後1965~1967年に, 主として基盤の西側で, 深度0kmの浅発地震と深度65ないし160kmの中発地震が起きている。1969~1971年の微小地震をも含めた資料では, 深度0, 120, 140, 230kmの地震が記録されている。

図からも明らかなように, これらの震央は, いずれも先に述べた基盤岩体内部には位置せず, その周辺に位置している。これらの地震は, 日本海域では, 深度80ないし100kmの地震が記録されているが, 40km以浅の浅発地震と, 160km以深の中深発地震の二群に明瞭に区別できる。これらの空間的には離れている地震群は, 間欠的に活動する。すなわち, 1940年中頃の時期と, 1960年以後の時期に地震活動は活発であるが, この時期には, 浅発地震も, 中発地震も同時に活動している。

#### 飯豊山地

この山地は, 朝日山地とはほぼ同様に中生代の花崗岩類, 古生層などの先新第三紀の基盤岩類からなっている。この山地の周辺地域は, グリーンタフ噴出物で取り囲まれている。山地の東西外側には, 第三紀, 第四紀の堆積盆地が位置している。

第2図はこの山地とその周辺地域の震源の分布を示す。1927年に深度160kmの地震, 1953年, 57年に地殻内地震が記録されている。これらは基盤の東側に位置している。1964年以後は, 基盤の西側に, 深度0~40kmの浅発地震が起きており, 1968年には基盤の南方数kmに, 深度180kmの地震が起きている。このように地震活動は, 1960年代に比較的さかんになるが, これは新潟地震の余震的な性格のものと考えられる。

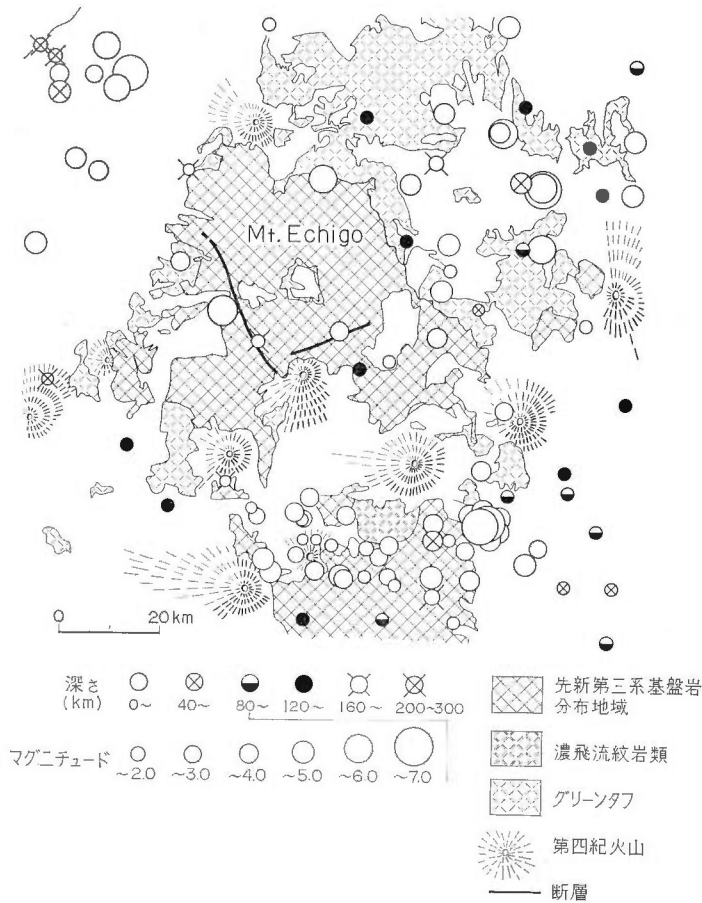
図からも明らかなように, これらの地震の震央も, 朝日山地の周辺地域と同様に基盤岩体内部にはほとんど位置せず, 基盤岩体をとりまくように主としてグリーンタフ分布地域との境界部に, 分布している。またこの地域においても, 40km以浅の浅発地震と, 160km以深の中発地震の活動がみられ, その中間の深度には地震の発生はみられない。それらの活動は, 間欠的に盛んとなる年代がある。なお, それらの活動様式は朝日山地周辺地域と異なり, 基盤の東側に地震活動がみられる時期には西側ではみられず, 逆に西側で活動が活発な時には, 他の部分が平静である傾向がみられる。

#### 越後山地

越後山地とここで呼ぶのは, 越後山脈の南部に位置する先新第三系の基盤岩分布地域のことである。この山地も朝日・飯豊山地と同様に, 主として古生層, 中生代花崗岩類などからなる。北辺に守門山, 南辺には高原山・女峰山・燧岳・武尊山などの第四紀火山が接し, 西方には魚野川流域の第三紀堆積盆地が接する他は, グリーンタフ噴出物が, 周囲に分布している。

この地域の震源分布を第3図に示す。この地域は, 前二地域に比較して地震活動が活発である。これらの活動は, 基盤岩体の内部では行なわれず, グリーンタフの陥没盆地や, 第三系堆積盆地との境界部や, 古生層中の断層に沿って行なわれている。鈴木(1968, 1970)は越後山地周辺の地震活動は, 数年おきに間欠的に行なわれること, その時期には中発地震と浅発地震がともに活動すること, この活動期

V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）



第3図 越後山地とその周辺地域の震源分布図

浅発地震と中発地震の震央は、ともに主として先新第三系の基盤岩分布地域やグリーンタフ分布地域の周辺に位置する

ほぼ長方形の基盤岩体の相対する辺の周辺で一致が著しいこと、しかも両地震ともに活動空間が一定の方向に移動する傾向のあることを指摘している。筆者らは、さらに、1957~1971年の資料を加えて地震活動の推移を調べてみた。さきの調査で、基盤の北辺において東から西へ移動する傾向にあった地震活動空間は、1957年に北西部で起きた深度 180 km の地震の後には、基盤岩分布地域の内部へと移っている。基盤岩体のほぼ中央の古生層と三畳系との間を、北西~南東方向の断層が走っているが、これに沿って1962年に深度 0 km、1966年に 160 km の地震が起きている。またこれに交差する断層上にも、1962年に深度 0 km の地震が起こっている。1963、64年には、基盤岩体の東側をとり囲むようにして、地震が起きている。それらの地震は浅発地震を主とするが、深度40、80 kmのものもみられる。1965、66年には、深度 120、160 km の中発地震が南側で起きている。1960年代には、さらに南方の1955年前後に地震活動の行なわれた地域のあたりに帯状に地震活動がみられる。これらの、同時期にかなり限定された空間で活動する地震群には、浅発地震のみならず、中発地震（深度 100 ないし 160km）も含まれることが特徴である。

まとめ

東北日本内帯に分布する基盤岩地域での震源は、基盤岩体の内部にはほとんど分布せず、その周辺部に分布する傾向がある。しかも、深度40km以浅の浅発地震と80km以深の中発地震が、同様の傾向を示している。浅発地震、中発地震の活動域は、同年代には特定の地域に限られる傾向があり、それらは、時間とともに基盤周辺域を移動する傾向がみられる。

これらの事実は、地質学的資料から推定された基盤岩体の周辺に発達する深部断裂は、地殻のみならず、上部マントルまで垂直にのびていること、したがって基盤岩体はその根をかなりの深さまで垂直におろしているとして説明できるであろう。

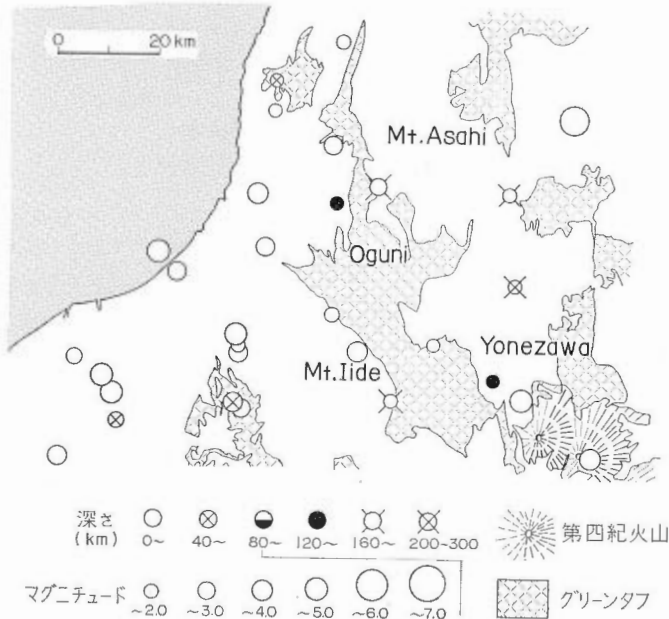
4.2 陥没盆地・グリーンタフ分布地域

この陥没盆地は、グリーンタフ変動初期に陥没し、それともなう火山活動によってもたらされた火山砕屑物の分布する地域をさしている。この変動は、さきにも述べたように深部断裂を通過しての火山活動に始まるが、基盤岩分布地域と第三系分布地域との境界にはこの断裂が発達していることが多いと考えられている。なお、これらの陥没盆地は、さらに小さな単元の陥没構造から構成されている、と考えられている(藤田, 1970)。

小国地域

この地域は朝日・飯豊の両基盤地域にはさまれた地域で、グリーンタフおよびその相当層が主として分布している。

この地域の震源分布を第4図に示す。年代を追って地震活動をみてる。1927年に基盤地域である飯



第4図 小国地域の震源分布図

グリーンタフ分布地域の境界ないしその周辺地域に震央は分布し、その内部には分布しない

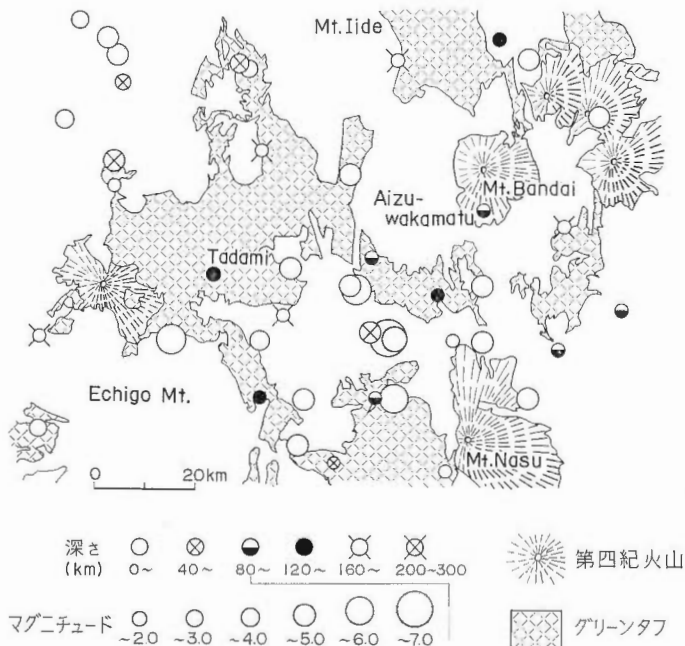
V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）

豊山地との境界部に深度 160 km の地震が記録されている。1933年に南東方に隣接する第四紀火山との間に深度20kmの地震が、1944年には北方に接する第四紀火山の周辺部に0ないし30kmの地震がそれぞれ記録されている。1957, 61年にグリーンタフと、他の第三系の砕屑岩上の境界部に深度 20, 120kmの地震が起きている。これらの地震は単発的で、あまり活発な地震活動はみられない。1964年以後、基盤との境界部に浅・中発地震の活動がみられる。これは先に述べたように新潟地震の影響と思われる。これらの地震は図からも明らかなように、グリーンタフ分布地域とその周辺地域との境界付近に多く分布し、グリーンタフ分布地域の内部には分布しない。

只見地域

この地域は飯豊・越後山地の両基盤岩地域にはさまれた、グリーンタフが広く分布する地域である。東方には、中・上部新第三系、中・後期新第三系の堆積物が分布し、さらにその東方に第四紀火山が位置する。西方には同様に第三系や、第四紀火山がある。

この地域の震源分布を第5図に示す。年代を追って地震活動をみてみると、1930年代に会津盆地の南方に分布するグリーンタフの南の周辺部に浅発地震がみられる。1940年代には、越後山地の北東方に分布するグリーンタフの周囲に地震活動が活発である。1950年代には、それまでの活動域は平静となり、南・北の基盤地域との境界部に、浅・中発地震が起きている。1960年代の初期は、ふたたび前述の活動域に、浅・中発地震が活動する。1963年頃から、これまで地震活動のみられなかった両方に地震が記録されるようになり1964年以後その活動が活発である。図から明らかなようにこの地域においてもグリーンタフ分布地域内には震央はほとんど分布せず、主としてその周辺に分布する



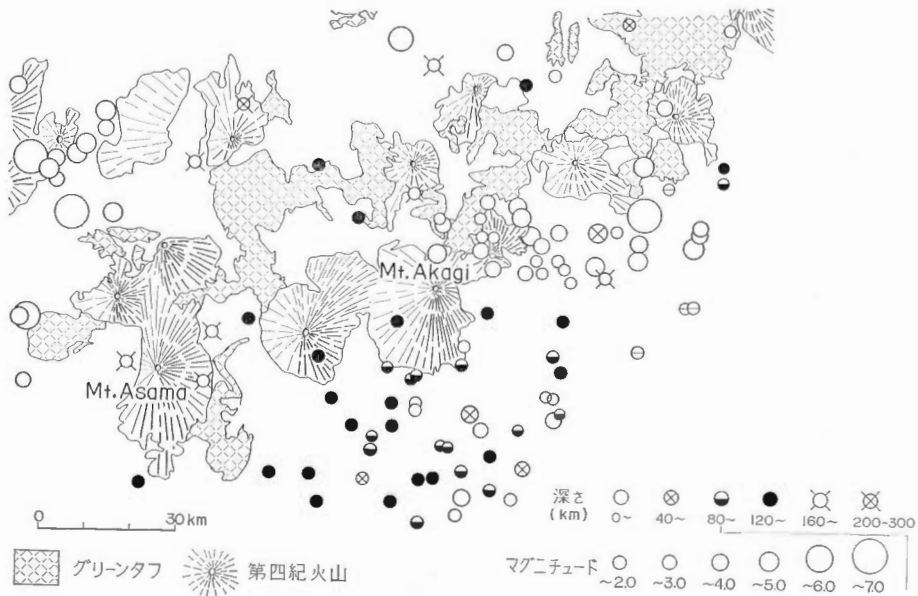
第5図 只見地域の震源分布図  
グリーンタフ分布地域内には震央は位置せず、主としてその周辺に分布する

に多く分布している。

**上州地域**

越後山地、足尾山地の両基盤地域の間、第四紀火山の比較的密集するグリーンタフ地域が分布する。この地域の震源分布を第6図に示す。1940年、41年に、第四紀火山の武尊岳、苗場山付近のグリーンタフ地域のへりに、深度130、180kmの地震が記録されている。その後、この地域では地震活動がみられない。1950年代に、足尾山地の北部、およびグリーンタフ地域との境界付近に活発な地震活動がみられる。これらの地震はほとんど浅発地震である。1960年代にも同一の地域に活発な地震活動がみられる。

この地域は、グリーンタフ分布地域に多くの第四紀火山が位置しているが、地震の震央は、これらの地域をさけて、その周辺部に多く分布している。



**佐渡地域**

佐渡には、グリーンタフおよびその相当層が分布する。島の北端および南東のへりには基盤岩の分布もみられる。佐渡周辺の日本海海底地形については、南東方に、深さ400m余のゆるやかな佐渡海盆が広がり、西方には、深さ1,500mほどの急な斜面が南北にのびている。

この地域の震源分布を第7図に示す。佐渡では、1964年、66年に、深度0、40、120kmの地震が起きている。これらは、グリーンタフ分布地域の縁辺部に起きている。日本海域についてみると、佐渡堆や、佐渡西方の比較的傾斜のゆるやかな所には震央があまり分布せず、傾斜の急峻な所に多く分布する傾向がみられる。



第7図 佐渡島とその周辺地域の震源分布図  
 グリーンタフの分布する佐渡島には、地震活動は行なわれず  
 その周辺の斜面に主として行なわれる

**まとめ**

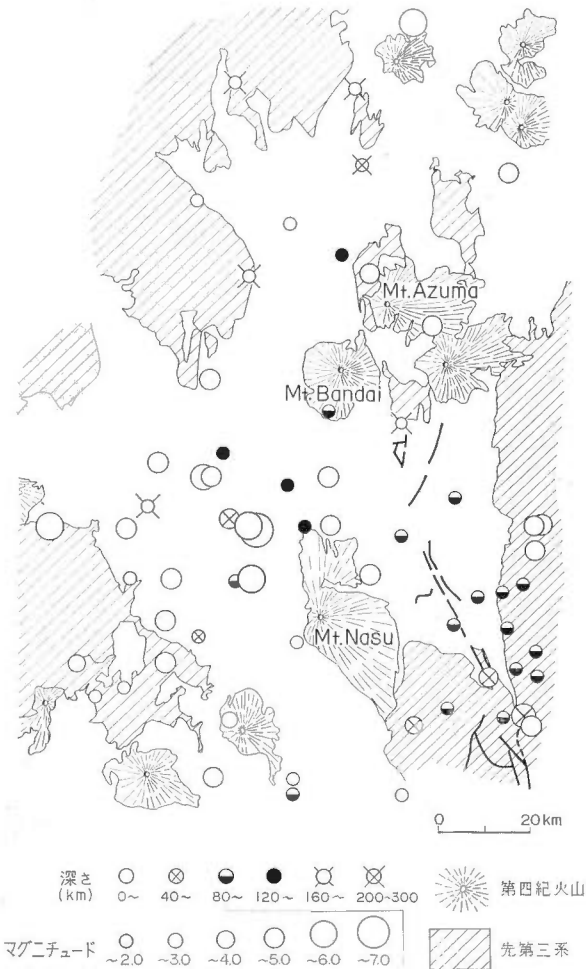
東北日本内帯のグリーンタフ分布地域では、概して地震活動は不活発であり、一般に、その内部には震央が分布しない傾向がある。震央は、周辺に位置する第四紀火山との境界部や、隣接する基盤との境にある断層に沿って分布するものが多い。

**4.3 第四紀火山およびその噴出岩分布地域**

**フロント付近の第四紀火山**

第8図に、東北日本火山列のフロント付近の第四紀火山および震源分布を示す。吾妻山・安達太良山・磐梯山・那須岳などの那須火山帯に属する諸火山においては、震央は、火山体の内部には位置せず、その周辺付近に分布する様子が読みとれる。後述するような火山性地震の存在については、気象庁の資料ではわからない。

吾妻山では、隣接する古生代花崗岩との境界付近と、安達太良山との中間のグリーンタフ分布地域付近に深度20kmの地震がみられる。磐梯山においては、深度90kmの地震が、第三系との境界付近に起きている。那須岳の周辺では、深度20, 120 kmといった深さの異なる地震が、隣接するグリーンタフとの境界もしくは、そのグリーンタフと他の第三系との境界付近に起きている。



第8図 東北日本南部の第四紀火山列のフロント付近の震源分布図

### 赤城・榛名・浅間火山とその周辺地域

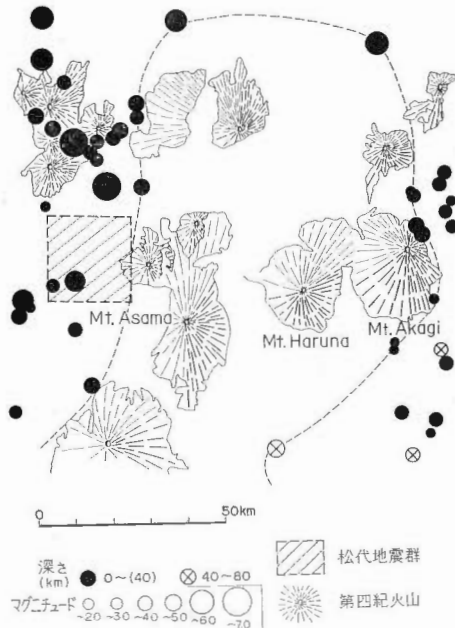
これらの第四紀火山は那須火山帯の南端に位置する。赤城の東方は足尾山地に接し、火山列の南は関東平野がひろがる。北方にはグリーンタフが分布している。

第9図はこの地域の地殻内地震の分布を示す。40 km 以浅のいわゆる地殻内地震だけを地質図上にプロットすると、かなり広い範囲にわたって震央の分布しない地域が指摘できる。北は苗場山から南は八ヶ岳、秩父山地にいたる100 km を越す範囲、東西には北部のせまいところでも 50 km、赤城から浅間の西方にいたる地点では 100 km の幅を持つ地域がそれである。火山地域の東西両側には深度 0 ないし 40 km の浅い地震の巣がみられる。

しかし第6図に示すように深度 100ないし 200 km の深さの地震は、他地域にくらべるとかなり多く分布している。これらの比較的深い地震は、第四紀火山の南方に起こっていることが読みとれるであろう。もう少し詳しくみると、赤城―榛名―浅間を結ぶ火山列の南側に特に多く発生していること、北



V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）



第9図 赤城・榛名・浅間火山とその周辺地域の浅発地震の震源分布図

側の火山地域をはなれて、いくつかの地震が記録されていることが読みとれる。

時間的な推移についてみてみると、1930年代初期には、赤城・榛名火山の南方の平野部に、深度0, 90, 120kmといった浅・中発地震が東西に帯状に活動している。1930年代後半になると、榛名火山の南方に深度120kmの地震が記録されているだけで、他の地域はまったく平静である。1940年代初期は再び1930年代初期の活動地域に、深度110, 120 kmの地震が活動し、同時期に火山列の北方に主に浅発地震と、深度160 kmの中発地震が帯状に起こっている。1950年頃には火山群の東方の基盤岩地域の東のへりに沿って地震活動がみられる。これらのうち北部のものは1949年の今市地震とその余震である。1950年代後半には、赤城山の北方に主として40 km以下で地震群がみられる。これらの地震との関連性は明らかでないが、この地震群の西方延長線上に深度120 kmの地震が記録されている。1960年代には、この地震活動域ともう一つ、火山列の南側に、浅・中発地震の活動がみられる。1960年代後半は前述の地震活動空間が北の方へ少し移動し、浅間山周辺の160 kmの深さに地震が起こっている。1970年前後は、浅間の西方と赤城のすぐ南に、地震活動空間は移っている。上述したように、一定の時期には、そこでだけ活発で、他の地域にはほとんど地震が起らないという活動の傾向が認められる。

まとめ

グリーンタフ分布地域に位置する第四紀火山では、火山地域には震央が分布せず、火山岩体の周辺部に分布する。火山岩体は、基盤岩体などに比較して小さく、地表で直径20km大きくても50kmの程度の大きさで分布するため、特に震央決定の精度が問題となるが、その誤差は前述したように、2, 3 kmであることが多いので、火山の周りに震央が分布し、内部には地震が起こりにくいことは確かであろう。

しかし、火山地震と呼ばれる、深度0ないし10 kmの浅い地震がしばしば発生することが知られてい

る。特にB型火山地震と呼ばれる火口付近の地下1km位までの深さの地震がしばしば発生する。これらの大部分は規模が小さく、上記の議論には入っていないものである。

第四紀火山周辺の震源の深さは、深度0ないし40kmの浅発地震と、深度80km以深の中発地震が多く、その中間の深さのものは少ない。これらの二つの空間的に異なる地震群は、別々の時期に活動するのではなく、同時期に活動している。

時に、火山の周辺の特定地域のみで地震活動がみられ、他の地域ではあまりみられない傾向がみられる。

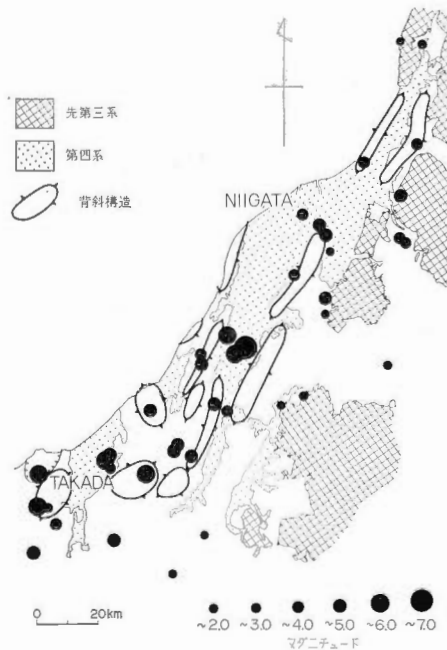
#### 4.4 第三系堆積盆地

新潟第三系堆積盆地には、基盤ブロックの隆起運動を直接反映するものと考えられている背斜構造が並んでいる。第10図にこの地域の震央分布を示す。

震央は、背斜構造地域に分布し、周辺の第四紀の堆積物分布地域には、ほとんどみられない。1927年に起きた関原地震の震源は箱型背斜の南東縁の急傾斜部付近に位置している(鈴木ほか, 1971)。震源の深さはいわゆる地殻内地震であり40km以内のものがほとんどである。深度200kmの地震も、1961、62年に関原の北西方10km付近に起こっている。

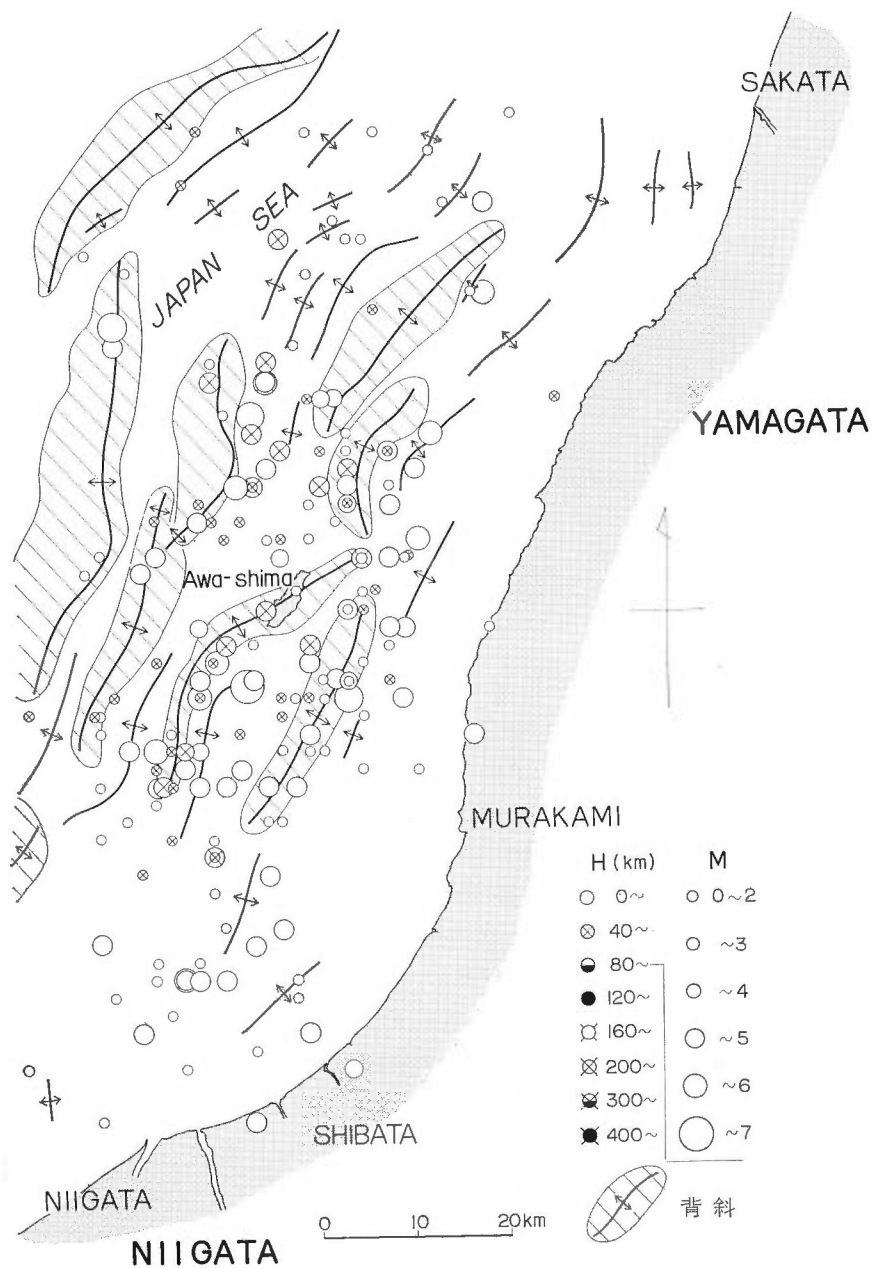
新潟付近の日本海縁辺の海底の地質構造は、新潟堆積盆地と同様に箱形背斜によって特徴づけられる。新潟地震(1964年6月)の余震群を用いて、日本海内部の背斜構造との関係を調べた結果を第11図に示す。

震源の深さは0ないし40kmまでの浅発地震がほとんどである、本震は粟島南方10kmの地点で深度40km、マグニチュード7.5である。余震群は、背斜構造の軸に沿って分布しているが、軸の東側に、マ

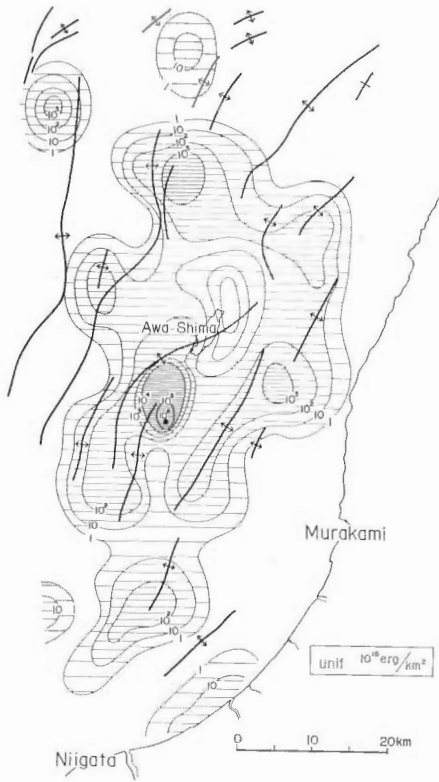


第10図 新潟第三系堆積盆地の浅発地震の震源分布図

V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）



第11図 新潟地震（1964年6月16日）とその余震群の震源と地質構造との関係を示す図  
地質構造は、海底地質構造図第6330号Sと海底地形図第6330号による



第12図 新潟地震とその余震群等エネルギー線図  
(単位は $10^{15}$ erg/ $\text{km}^2$ )

グニチュードの大きな地震が多く分布しているのがみられる。これらの地震のマグニチュードをエネルギーに換算<sup>注3)</sup>し、等エネルギー線を引いた(第12図)。この図から、本震の震央をほぼ中心とする余震域が明らかに読みとれる。最も高いエネルギー部は、本震付近の背斜軸の東側にある。他の背斜軸においても、高いエネルギー部が軸上または、軸の東側に位置しているのがみられる。

第四紀堆積物の分布する地域は、地形的には、平野・盆地などであることが多い。比較的広範な地震活動のみられない地域にはこれらの平野・盆地が多くあげられる。

新潟平野、山形盆地、米沢盆地、会津盆地などには震央はほとんど分布せず、周辺の第四紀火山、基盤、グリーンタフ分布地域、第三系堆積物地域などの境界付近に分布するだけである(第4, 8, 10図)。佐渡海盆も一種の第四紀堆積物の分布する地域と考えられるが、ここにも震央の分布はみられない(第7図)。

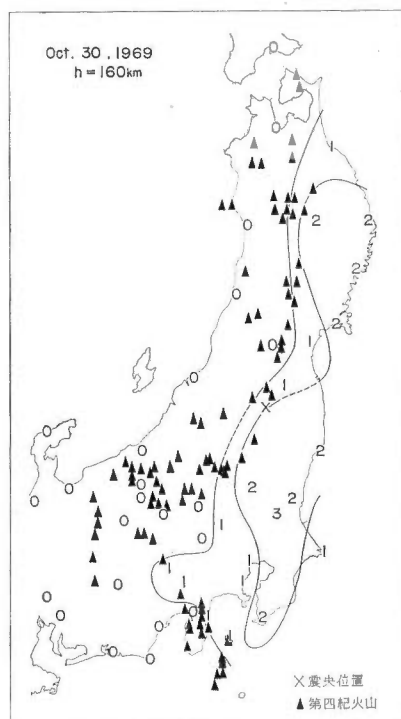
### 5. 上部マンツルの地域性

前節でみてきたように、浅発地震のみならず中発地震も、地表付近の地質構造に規制されて発生する。このことは、いわゆる地質構造単元は、地殻のみならず上部マンツルにまで根を下ろしていることを示す、と考えられる。とすると、各地質構造単元にみられる差違は、上部マンツルにまで及んでいる可能

注3)  $\log E = 11.8 + 1.5M$ を用いた。



第13図 1969年4月9日東北日本南部の第四紀火山帯フロント付近深度100kmに起つた地震の震度分布図



第14図 1969年10月30日東北日本南部の第四紀火山帯フロント付近深度160kmに起つた地震の震度分布図

性がある。これらの地域の深部の状態について、中・深発地震の震度の分布や、初動の偏りに関する資料を用いて検討してみることにする。

### 5.1 震度の異常分布

第13図と第14図は、東北日本の火山帯のフロント付近に起こった中発地震の震度分布を示したものである。これらの図から、東北日本火山帯のフロントの東側に位置する震央近くの観測所では、震度3ないし2の地震として感じられたのに対して、フロントの西側の観測所では、震度0、すなわち無感がほとんどであることが読みとれる。

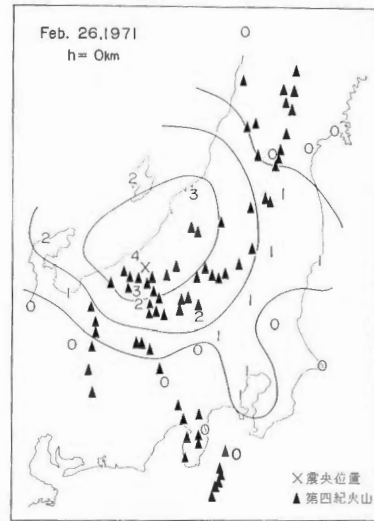
このように、これら東北日本火山帯のフロント付近に起こった中発地震では、震度はフロントをはさんで非対称的な分布を示し、フロント以西の地域では震度0となるのが一般的なように思われる。

このような震度の異常分布について、古くは大倉（1959）や勝又（1960）は、その原因を震波径路の異常性によるものであることを指摘した。大倉は、異常震域に入ってくる径路は、中・深発地震発生地域を通過することによると述べ、川畑・松岡および鷲坂・三浦のそのような地域ではP波が速いことと関係することを指摘した。

UTSU & OKADA（1968）はこのような震度分布の偏りのみられる場合に、一般に、有感の地域では短周期の地震波が卓越するのに対して、無感の地域では、この短周期の地震波は観測されないとし、無感の地域の深部には、短周期の地震波を吸収する物質の存在することを予想している。



第15図 1943年8月12日東北日本南部, 第四紀火山帯  
フロント付近深度15kmに起つた地震の震度分布図



第16図 1971年2月26日新潟県西部深度0 km  
に起つた地震の震度分布図

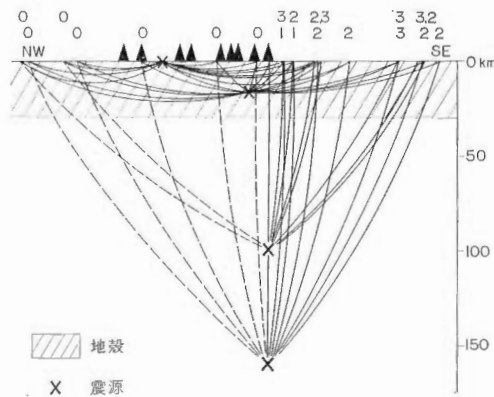
また, このような極端な震度分布の偏りは, フロントの内側の浅発地震では一般にみられない (Utsu & OKADA, 1968) .

第15図はそのような震度分布の例である. この地震は1943年8月12日福島県那須岳西方深度15 km に起きたものである. きれいな同心円ではないが, ほぼ震央を中心にして震度が広がって行って, フロント西方においても有感となっている.

第16図は1971年2月26日新潟県直江津付近深度0 km に起きた地震の震度分布である. フロント西方に震源は位置しているが, 震源を中心としてほぼ同心円状の震度分布がみられる.

これらの例から, 異常震域の原因は, 上部マントルに求めなくてはならないことがわかるであろう.

第17図は, 火山列を, 直交する方向に切った断面に, 上に述べた浅発地震と中発地震の各観測所への



第17図 上記の浅発地震と中発地震の震波線の模式断面図  
点線は, 地震波の吸収(特に短周期のもの)の大きい震波線を示す

V.6 東北日本西南部の深部地質構造について（鈴木・関口）

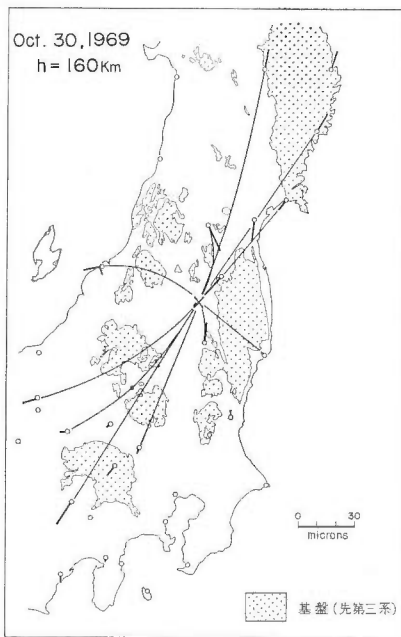
震波線を示した。斜線部は、地殻の大体の厚さを示す。この部分には、短周期の地震波を極端に吸収する物質の存在しないことは、上に述べた通りである。したがって、これらの図から、短周期の地震波を多く吸収する部分は火山帯のフロントより太平洋側には存在しないということがいえるであろう。そして地震波を多く吸収する部分は、フロントの西側に存在すると思われる。

5.2 初動の偏りと、上部マントルのより細かい構造について

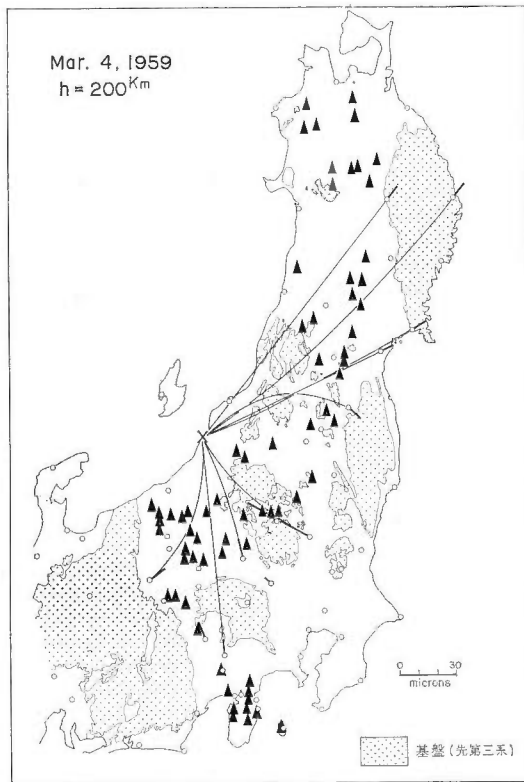
各地質単元の深部の構造や、物性についての情報を得るために、さらに各観測所のP波初動の偏りを検討した。

第18図は、前にあげた1969年10月猪苗代湖付近に起きた地震のP波の初動の水平成分を示す。この図によると、いわゆる火山帯のフロント以東の地域では、初動は、大体震央の方向を向くけれども、フロント以西の地域では、東に凸となる。このことから、火山列以西の地域は、相対的に火山列以東の地域に比較して地震波速度が遅いことが結論できるであろう。これら震波線の経路は、大部分上部マントル中にあることから、この偏りは、上部マントル中の速度差によるものと考えてよいであろう。

この火山列以西の地域の上部マントルの速度分布が一樣でないことは、新潟の初動が、かなり偏っていることから予想される。この偏る方向は、先新第三系の基盤岩の分布する方向であることが読みとれるであろう。



第18図 1969年10月30日東北日本南部、火山帯フロント付近深度 160 km に起った地震のP波初動の方向および震波線を概念的に示す



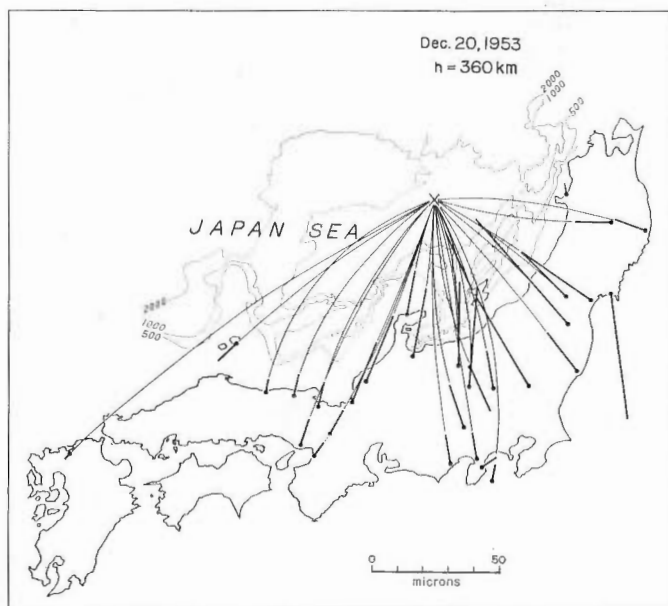
第19図 1959年3月4日新潟県中部の日本海岸沿岸の深度 200 km に起った地震のP波初動の方向および震波線を概念的に示す

第19図は、1959年3月4日に新潟県中部海岸の深度 200 km に起った地震の P 波初動の水平成分の方向を示したものである。この地震においても、初動が震央の方向から、かなり偏っていることがわかるであろう。そして、その偏りは、先の例と同様、先新第三系の基盤岩の分布する方向である。

これらの例からグリーンタフ地域の基盤岩分布地域は、その周辺地域に比較して、地震波速度が、相対的に早いことが予想される。これらの地震波の大部分は、上部マントルを通過してくる。したがって、このような地震波速度の対照は、上部マントル中に、その原因があるであろう。

さきに、グリーンタフ地域の上部マントル中に、地震波の吸収の大きい地域が存在することをのべたが、上の地震波の偏りの方向から、そこが相対的に速度の遅い地域であることがいえるであろう。このグリーンタフ地域の上部マントルが、さらに、相対的に、地震波速度の早い地域と遅い地域とからなり、前者が、基盤岩地域であろうことを述べた。

この相対的に地震波速度の遅い上部マントル層の存在する西の限界は、大和海盆との境界付近であろうと思われる。それは第 20 図からもわかるように、大和堆の南東方に起こった1953年12月深度 360 km の深発地震の地震波は、舞鶴・豊岡・鳥取などの若狭湾以西に位置する観測所では、一様に初動が、震央に対して北に偏って観測されることから予想される。すなわち、このことは能登半島から北にのびる七ツ島や、舩倉島などをのせている rigde よりも、大和海盆の方が、P 波の速度が早いとすれば説明できるからである。ちなみに、この rigde は、七ツ島や舩倉島の地質から推して、いわゆるグリーンタフ地域に属する構造单元である。このことから、グリーンタフ地域の上部マントルは、周辺地域のそれに較べて、相対的に低速度であることが予想される。



第20図 1953年12月20日大和海盆東部の深度 360 km に起った地震の P 波初動の方向および震波線を概念的に示す。若狭湾以西の3観測所で震央に向かって左に偏る



6. ま と め

以上のことから次のことがいえるであろう。

① 先新第三系の基盤岩とグリーンタフなどの分布地域の境界付近に震央の集中する傾向がある。これは、地殻内地震だけでなく、100ないし200 kmの中発地震にもあてはまる傾向である。なお中発地震は時間的にも浅発地震と関連をもって活動している。また、基盤内の断層に沿って震源が分布する場合もある。深度40ないし80 kmのものはほとんどみあたらない。

② 第四紀火山の直下には地震は起こりにくく、その周辺部に火山を囲むようにして、震央が分布する傾向がある。時間的・空間的な地震活動との関連もある。

③ 第三紀堆積盆地の背斜構造においては、比較的浅い地震の震源が、背斜軸周辺に分布する傾向がある。

④ 第四紀の堆積物分布地域内には、震央の分布があまりみられない。

以上の事実は次のような上部マントルと地殻構造を考えることによって説明できるであろう。

⑤ 基盤とグリーンタフを境する断層は垂直にかなり深くまで影響を与えている。地質学的に想定された深部断層や、裂カのあるものは、実際に上部マントルの120ないし200 kmぐらいまで続いている可能性が考えられる。

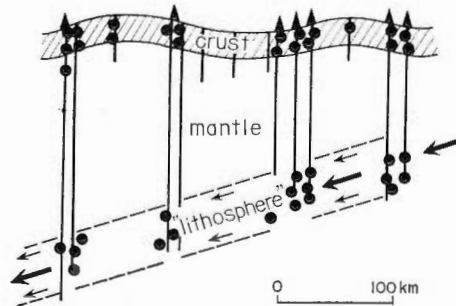
⑥ 背斜構造のような、さらに小さなオーダーの構造についても、深部に垂直に延びている断層との関係が考えられる。この場合、深さは小さく40 km程度までと思われる。

⑦ 第四紀火山やその周辺地域、グリーンタフ分布地域には、震央がほとんどみられない。この傾向は浅発地震において顕著である。これは、火山やグリーンタフ地域の地殻の地温勾配が大きいために、応力の集中しにくい状態のためであろう。

次に、このようなブロック化した地殻、上部マントルの各単元の物性を探ることを試みた。それは、震度分布や初動の偏りによる方法である。その結果次のことが考えられる。

① 火山のフロント以西のマントル上部には地震波を多く吸収するような状態の部分が存在する。

② 上記のフロント以西の地域の中でも上部マントルの速度分布が一様ではなく、基盤岩分布地域において相対的に地震波速度が早く、グリーンタフ分布地域や火山地域が相対的に遅いことなどが考えら



第21図 地殻から上部マントルにかけてのブロック構造は、プレート・テクトニクスの概念とは相いれないことを示す

れる。

東北日本は垂直の不連続によってブロック化した構造をもっていて、基盤岩地域の根は、100ないし200 km にまでのびている、と考えられる。また第三系堆積盆地の褶曲構造を規制する断裂は、地殻を垂直に切っている、と考えられる。島弧の構造がこのようなものであるとすると HOLMES (1965) の考えたような対流は存在しえない。また、中・深発地震面の周辺地域が、地表に対して横方向に移動するというプレート・モデル (ISACKS, et al., 1968) も成立しえない、と考える。

### 参考文献

- GUTENBERG, B. and RICHTER, C. F. (1949) : *Seismicity of the earth and associated phenomena*. Princeton Univ. Press.
- HOLMES, A. (1965) : *Principles of physical geology*. Nelson.
- 藤井陽一郎 (1967) : 日本の地震学. 紀伊国屋新書.
- 藤田至則 (1960) : 東北日本におけるグリーンタフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性. 地球科学, no. 55~51, p. 22~35.
- (1970) : 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 島弧と海洋 (星野・青木編), p. 1~30, 東海大出版.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫(編) (1970) : 日本列島地質構造発達史. p. 232, 築地書館.
- 市川政治 (1967) : 気象庁の震源決定の現状. 地震, 第2輯, vol.20, p. 100~102.
- ISACKS, B., OLIVER, J. and SYKES, L. (1968) : *Seismology and the new global tectonics*. *Jour. geophys. Res.*, vol. 73, p.5855~5895.
- 勝又 護 (1960) : 地震の分布と地震波伝播. 験震時報, vol. 25, p. 89~95
- (1966) : 日本付近の地震の分布と活動 (I) —日本付近の震央分布図—. 地震, 第2輯, vol. 19, p. 237~245.
- (1967) : 日本付近の地震の分布と活動 (II) —震源の垂直分布—. 地震, 第2輯, vol. 20, p. 1~11.
- 北村 信 (1963) : グリーンタフ地域における第三紀造構運動. 化石, vol. 5, p. 123~137.
- 久野 久 (1954) : 火山および火山岩. 岩波書店.
- 宮村撰三(編) (1968) : 地震・火山・岩石物性. 共立出版.
- 中村一明・松田時彦 (1968) : 北部フォッサ・マグナとその周辺地域の地質区と地震活動. 地質学論集, no. 2, p.63~69.
- 大倉達雄 (1959) : 異常震域. 験震時報, vol. 24, p.19~24.
- 杉村 新 (1959) : 火山岩の  $\theta$  値の地理的分布, 付: 日本の火山帯. 火山, 第2集, vol. 4, p.77~103.
- 鈴木尉元 (1968) : 日本列島とその周辺地域の震源分布についての試論. 地質調査所報告, no. 228, p. 1~33.
- (1970) : 日本列島とその周辺地域の地殻・上部マントルの基本的構造について. 島弧と海洋 (星野・青木編), p. 115~127, 東海大出版.
- ・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1971) : 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 301~315.
- 坪井忠二編 (1961) : 地球の構成. 岩波書店.
- 上田誠也 (1971) : 新しい地球観. 岩波新書.
- Ursu, T. (1967) : Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep seismic zone (I). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, vol. 3, p.1~25.
- and OKADA, H. (1968) : Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep seismic zone (II). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, vol. 3,

p.65~84.

WADATI, K. (1935) : On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan islands and neighbourhoods. *Geophys. Mag.*, vol. 8, p.305~325.

### Seismic Evidence for the Deep Structures of Northeast Japan

Yasumoto SUZUKI and Shizuka SEKIGUCHI

The spatial distribution of earthquake foci for the period from 1926 to 1971 is studied in order to throw light on the deep structures of the earth's crust and upper mantle in northeast Japan. It is said that the green tuff disturbance of Neogene age, a kind of orogenesis, is characterized by the block movements associated with volcanism. The tectogenesis must control the deep structures of the region.

Not only shallow earthquake foci but also intermediate ones are related to the faults bounding the large blocks. This fact shows that they spread their roots deeply into the upper mantle vertically.

The areas where the volcanic activities take place in early Miocene or Quaternary are calm in seismic activities. This phenomenon might be due to the high gradient of temperature in the earth's crust in the regions.

Shallow earthquake foci in the Tertiary sedimentary basins seem to be concentrated around the anticline axes, most of which belong to box folds. As those folds are explained as the direct reflection of upheaval of the basement blocks, the faults cutting them might be vertical in cross section.

Each tectonic unit has its own characteristics in properties of upper mantle as well as earth's crust, judging from the analyses of attenuation and wave velocities of seismic waves.

These block structures of Northeast Japan are not compatible with the plate tectonics.



## V.7 50万分の1新潟・東京地震地質構造図

鈴木尉元\*・藤田至則\*\*・三梨 昂\*・小玉喜三郎\*

### 要 旨

地質構造と地震発生との関係を示す地震地質構造図を編集した。その資料、表現法と解析結果をのべた。

### ま え が き

日本列島とその周辺地域の地震学的研究は、世界における先駆的な数々の業績によってきわだっている。震源の分布に関する研究についてみると、本多(1934)による日本列島付近の二つの深発地震帯の発見、和達(1935)による中・深発地震の震源深度の地理的分布の規則性の発見は、特に重要なものであろう。本多(1942)はそれらの発震機構の研究から、“中・深発地震面”を境に、大陸側の地塊が太平洋側の地塊上に衝上するというモデルを提出した。

BENIOFF(1955)は、環太平洋各地の中・深発地震の震源分布様式を研究し、それらがある傾斜面近くに分布することを見出し、形態的特徴によってそれらを二分した。すなわち、*marginal continental*型と*oceanic*型である。そして、それらの面は一種の衝上断層面である、として解釈した。一方、GUTENBERG & RICHTER(1954)は、島弧にそつ地学的諸現象の配列の規則性を指摘した。すなわち、太平洋側から、海溝、重力負異常帯、重力の正異常帯、等四紀火山帯、中発地震、縁海、深発地震、といった規則的な配列が、いずれの島弧にもみられる、という指摘である。このような規則性をもとに、島弧に関するいろいろなモデルが提出されている。

しかし、島弧はさらにこまかい構造単元に区分できる。それらと中・深発地震や浅発地震との関係については、従来比較的等閑に付されてきた分野のように思われる。それは、構造地質学と地球物理学との境界領域に属する問題であることに、その一因があるのであろう。筆者らが、地震地質構造図を編集した理由は、このような面で、多少の貢献をしたい、と考えたからである(地震地質構造図は巻末袋入り)。

### 地 震 資 料

1926~1956年、地震月報別冊1；1957~1961年、地震月報別冊2；1962~1967年、地震月報別冊3；1968~1970年、地震月報によつた。

なお、これらには、60 km 以浅の地震についてマグニチュードが決定されているので、それらは、おのおの円の大ききで区分し示した。60 km よりも深いものについては、マグニチュードが決定されてい

\* 燃料部

\*\* 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

ないので、全て同じ大きさの円で示した。

なお、松代付近の地震は数が多いために多少省略してある。また、海域の資料は多少不完全なところがあることを、おことわりしておく。

### 地質の表現法

古生代のいわゆる本州造山運動の過程で形成された地層や岩石は、茶色の系統で統一して示した。このうち、花崗岩質岩石は、これに赤の+印、変成岩類は、黒の~印を加えて、これを示した。なお、青色系統で中生代の地層や岩石を表示してあるが、中生代前期のそれらは、本州造山運動末期に形成されたものである。たとえば、関東山地の一部の地層、上越地方や会津地方の中生代の地層などがその例である。

中生代の後期から古第三紀にかけて、上記の本州造山帯の上位に、濃飛流紋岩とよばれている酸性の火山岩類や酸性の半深成岩や深成岩などが広く分布しているが、すべて青色系統で表示し、岩石種は赤印を加えて区別した。これら一連の火成岩体は、いわゆる広島変動による産物であって、本州地向斜が隆起し、台地化した部分に発生したものである。

同じ青色系統で示した中生代中期から古第三紀にかけての地層が、赤石山地から関東山地、あるいは、一部房総半島などに広く分布している。いわゆる四万十造山運動によって形成された海成層である。阿武隈山地の東縁部に分布する中生代後期の地層は、四万十地向斜期に生じた堆積盆地に形成された海成層である。

古第三紀末期、ないしは新第三紀の、いわゆるグリーンタフ造山運動によって形成された地層や岩石は、黄色系統で示した。また、これらは中新世の前半期、中新世の後半、そして鮮新世というように3分して色別した。また、火山碎屑岩からなる部分にあっては、場合により、岩種別の記号で表示しておいた。中新世の地層で火山碎屑岩の記号のついている部分が、いわゆるグリーンタフ層である。グリーンタフ層とその基盤岩との境界が、断層で表現されている場合が多い。この断層は、グリーンタフ層が堆積する直前に生じた陥没の一部を示すものとみられる。グリーンタフ盆地をもたらした上記の陥没盆地は、1辺が10~20 km程度の多角形を示すとみられる。したがって、図に示した陥没の断層線は、複数の陥没盆地の縁辺が連鎖してあらわれたものである。

本図に示したこれらの断層線のうちには、かつての陥没の断層部が、第四紀になって再活動して、新しい断層線になったような部分も多い。たとえば、フォッサマグナの西縁を示す、糸魚川-静岡構造線と称する断層線の部分は、もともと、グリーンタフの陥没盆地の縁辺を示す断層部が連鎖していたものと考えられるが、その後の第四紀になって、西上りの新しい衝上断層として再生したものである。関東山地と関東平野を境する八王子線についても全く同じことがいえる。

第四紀の火山は、すべて、円錐形の火山形態を示す模様によって表現した。

### 地震活動と地質との関係

1) 東北日本南部のグリーンタフ地域についていうと、浅発地震・中発地震ともに、いわゆる先新第三系の基盤岩中に発生せず、その周辺ないしはその外側に発生する。

#### V.7 50万分の1新潟・東京地震地質構造図(鈴木・藤田・三梨・小玉)

2) 関東山地, 伊豆半島とその周辺地域についてみると, 80 km を超す地震は, 東側のいわゆる八王子線と西側の糸魚川-静岡線に平行する地域にのみ発生し, その中間の地域には全く発生していない。ただし, 40 km 未満の浅発地震の震源は, 比較的一様に分布している。

3) これらの地震は, 基盤岩分布地域の現在の隆起運動にもなって, その周辺に発達する断層部に応力が集中し, それらが地震エネルギーとして開放されるもの, と考えられる。

4) 阿武隈山地についてみると, 南部では関東平野に連続して活発な地震活動が行なわれ, 北部に次第にその活動が衰える。この地域では, 地質構造との対応関係はあまり顕著ではない。

5) 関東平野は, この地域でも最も活発な地震活動地域である。ここでは, 下末吉面(約10万年前に海面付近で形成される)の等高線で示される, 最近の関東造盆地運動とよばれる沈降運動との関係が顕著である。すなわち, 東京湾の湾頭付近と埼玉県南東部の春日部付近の最大沈降部付近に, 地震活動も活発で, 周辺地域に比較して相対的に深い地震の活動が認められる。

6) 第四紀火山地域は, 比較的地震活動は不活発である。浅間, 榛名, 赤城火山周辺地域; 男体山, 燧岳, 上州武尊周辺地域; ハケ岳周辺地域; 富士山, 箱根山周辺地域は, その例である。

7) 新第三紀のグリーンタフの噴出地域も, 比較的地震活動は不活発である。朝日岳, 飯豊山, 越後山脈周辺地域は, そのような例である。ただし, 丹沢山地は例外的に活発である。

8) このような, 第三紀, 第四紀の火山活動の活発な地域に地震活動が不活発なのは, 地殻や上部マントルの物性が, 応力集中をさまたげるような条件下にあるためであろう。

謝 辞: 資料整理を精力的にやっていたいただいた, 元東京教育大学関口静嘉氏に感謝する。

### Seismotectonic Map of Niigata and Tokyo (1 : 500,000)

Yasumoto SUZUKI, Yukinori FUJITA,  
Takashi MITSUNASHI and Kisaburō KODAMA

The seismotectonic map was made in order to study the relation among the geologic structures, recent crustal movements and seismic activities. In the green tuff regions characterized by the Tertiary and Quaternary volcanic activities, not only shallow earthquakes but also intermediate and deep ones occur under some zones where the deep faults are expected. Intermediate and deep earthquakes are observed around Kwantō mountain and Izu peninsula where the deep faults are also expected. Seismic activities in these regions might reflect the uplift of the mountainous areas.

The subsiding movements called the Kwantō basin-forming one are now in progress in the Kwantō plain which are reflected on the iso-depth line of the base of Quaternary sediments and the Shimosueyoshi Formation supposed to be deposited near the sea level about 100,000 years ago. The most active seismic activities occur near the centers of those movements where the relatively deeper earthquakes are observed.

The seismic activities in the Tertiary and Quaternary volcanic areas are inactive except Tanzawa mountain and Izu peninsula.





## VI. 実験構造地質

### VI.1 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—

小玉喜三郎\*・鈴木 尉元\*・小川 銀三\*\*・丸田 美幸\*\*\*

#### 要 旨

新潟第三系堆積盆地に発達する主な褶曲は、基盤のブロック状昇降運動を反映した箱型褶曲であると推定される。このような褶曲機構を仮定すれば、背斜構造が主体的で向斜構造が従属的である性質や、背斜軸部を境にして地層の層厚に急激な変化がある現象、さらに軸部付近に噴出した火山岩の存在や現在の震源の分布などが、いずれも統一的に説明される。東山背斜はその代表的なもので、椎谷期頃に基盤の差別的運動が始って、最終的には先矢代田・後魚沼期の変動で現在のような箱型背斜を形成したと考えられる。

このような褶曲の形成機構をさらに検討するため、この研究では粘土を用いたスケール・モデル実験を行なった。実験では幅 10 cm の基盤ブロックを、垂直に一樣な速さで 2.5 cm まで上昇させて、上に載せた厚さ 5 cm のやわらかい粘土層に、どのような断層や褶曲が生じるかを解析した。実験に際して第 2 表のような物理的相似律を設定した。また、ブロックの上昇速度を 0.23 mm/min から 5.0 mm/min まで変化させて、結果の変化を検討した。

解析の結果、どの速度条件下でも次のような構造の特徴がみとめられた。①ブロックの上昇によって粘土層は、中央部がゆるやかなわん曲を呈し、ブロックの端の部分が急傾斜な箱型褶曲を形成した。②急傾斜翼部には、高角度の逆断層と、非常に低角度の逆断層（一部正断層）が共役な関係で発達する。③箱型背斜のヒンジ部には小規模な引張性正断層が発達した。

これらの断層を実際東山背斜の周辺で観察した小断層系と比較すると、その規模や転位の性格にみごとな対応関係が認められる。一方水平圧縮によって類似の箱型褶曲を生じる場合と比較したとき、上記のような内部構造に対照的な差異のある事が示された。

#### 1. はじめに

褶曲の形成機構に関する研究は、石油・天然ガスの探鉱における主要な研究課題の 1 つである。このような形成機構は、地下における褶曲構造の形態を解明する場合の、基本的な法則を明らかにする。とくに、形成の過程に関する研究は、石油やガスの移動・集積のプロセスとも関連する問題であるから、その詳細な研究が要請されている。その場合には、褶曲と同時に発達する各種の断層についても、プロ

\* 燃料部

\*\* 技術部

\*\*\* 元芝浦工業大学土木工学科

セスやメカニズムをくわしく解析する事が必要であろう。

新潟地域の油田第三系堆積盆地に発達する褶曲については、これまでにこのような形成機構に関するいくつかの研究がなされてきた。最近の研究によれば(鈴木ら, 1971), この地域の多数の褶曲は、背斜構造が主体であって、向斜は従属的な性格をもっている。そして軸長が30 km 以上におよぶ第1級規模の背斜は、形態的にはいずれも箱型褶曲(ペロウソフ, 1958)あるいはそれに類する構造をなしている。これらの構造は、基盤ブロックの隆起運動を、直接反映したものとすると、このような背斜の形態をはじめ、翼部付近における層厚のいちじるしい変化や火山岩および火山砕屑岩の分布、第2級あるいは第3級規模に属する局所的な褶曲の形成機構、さらに現在の震源分布と地質構造との関係などが、いずれも統一的に説明できる。

これに対し、横山(1949)は、長岡西方の中央油帯背斜をはじめ、これに平行する変形度の低いいくつかの褶曲は、地層全体が水平方向から圧縮された状態できると推定した。また小松・渡辺(1968)は、西山地域の箱型褶曲が、側方ブロックの水平移動による圧縮に伴って形成されたことを、小断層解析の結果から推定した。植村(1970)は小断層解析により、西山層や魚沼層の褶曲が、全般的な水平圧縮によって生じた座屈褶曲であると推定した。

これらの説明は、いずれも褶曲形成の原因が、水平方向からの圧縮力による全般的な地層の短縮だとしている点で、さきに述べた鈴木ら(1971)のモデルとは本質的に異なっている。このように、新潟地域の褶曲の形成機構については、主として地層に対する外力の作用のしかたの違いによって、異なった解釈がされてきた。

一般に、褶曲をもたらす外力については、上で述べたように、大きく2つの考え方がある。そして、それぞれのタイプは、野外において、その特徴的な形態や内部構造によって、識別できると考えられている(植村, 1970; 小松, 1969; 加藤, 1970; LOWELL, 1970 など)。ただし、実際にはこれらの特徴が明瞭でない場合があり、また露頭条件による制約も加わるため、厳密な識別が困難なことも多い。

以上のような問題点にもとづき、この研究では、褶曲形成の1つのタイプである箱型褶曲について、形成機構を明らかにするため、実験的方法によって、内部構造を細かく検討することを試みた。すなわち、粘土を用いたスケール・モデル実験を行なって、直接箱型褶曲の形成過程、特に翼部の変形過程を再現した。実際の条件は、新潟地域の代表的な箱型褶曲構造として指摘された、東山背斜を例にして設定した。また、実験より得られたいくつかの結果は、別に行なわれた東山背斜周辺の断層系解析(小玉・樋口, 1974)と合わせて検討した。さらに水平圧縮によって行なわれた他のいくつかの実験結果とも比較を試みた。これらの結果を以下に示す。

なお、この研究は「第三系堆積盆地形成機構に関する特別研究」の1つとして、すでに示された研究のプログラム(島田ら, 1967)にもとづいて行なわれたものである。

本研究に際して、東北大学北村 信教授、地質調査所垣見俊弘・平山次郎・衣笠善博・小出 仁・井波和夫・星野一男・藤井敬三の各技官には、実験について様々の御指導、御討論をいただいた。また神谷幸男氏や、東京教育大の加藤碩一・角田史雄・小室裕明・真野 彰の各氏には実験と結果の解析に協力していただいた。東京教育大学藤田至則助教授はじめ構造地質研究会の方々、ならびに東京大学地震研究所南雲昭三郎教授には結果について御批判をいただいた。この機会にこれらの方々へ厚く御礼申し上げる。

## 2. スケール・モデル実験

一般に外力と変形は直接対応させる事はできない。外力によって物体の内部には複雑な応力の分布が生じ、それに応じて内部に破断や流動などの変形が発生する。これが全体の変形を構成することになる。

褶曲変形を論ずる場合も同様で、まず外力の作用する境界条件を厳密に規定して、内部の応力分布の全体を検討することが必要である。部分的な変形から直接外力を推定する事が、多くの誤りをもたらす可能性のある事は、これまでもたびたび指摘されてきた (HAFNER, 1951)。

箱型褶曲、あるいは自重による曲げ褶曲について、上のような観点に立って行なわれた研究は数多い。HAFNER (1951) は地かく断面の二次元弾性モデルについて、基底面に各種の境界応力を加えた場合に、内部に生ずる応力分布と破壊領域の範囲を、数学的に解析した。SANFORD (1959) は、これと同様の二次元断面の基底部に、ブロック状あるいは正弦関数的な変位を与え、弾性方程式を解くことによって、内部の変位や応力分布および破壊領域を求めた。さらに彼は、砂を用いた実験でこれを検証した。

弾性モデルについては、自重により変形するゼラチンゲルを用いた光弾性実験も行なわれ、同様の応力解析がなされている (BELOUSSOV and GZOVSKY, 1965; 馬瑾・鐘嘉猷, 1965; 垣見・小玉, 1968; 衣笠, 1974など)。また最近では電子計算機を用いた有限要素法による構造解析の研究も行なわれるようになった (藤井, 1974)。

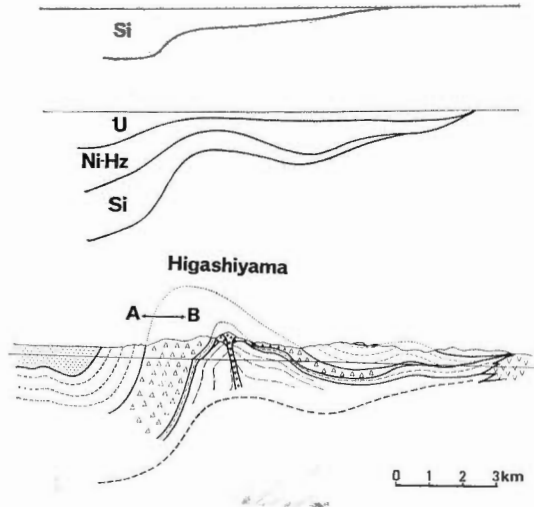
一方横曲げ褶曲の塑性変形や粘性流動に注目して行なわれた解析や実験も多い。とくに、1950年代からはソヴィエトにおいて、BELOUSSOV らの指導による一連のモデル実験が行なわれた (BELOUSSOV and GZOVSKY, 1965)。これら実験で、基盤ブロックの運動を反映する褶曲の形態や、その深度による変化、内部に発生する断層の種類と数などに関する多くの事が明らかにされた。GZOVSKY and MA-CHIN (1965) はさらに褶曲の成長速度を制御することによって、断裂の発生する頻度を検討した。また、LEVEDEVA (1965, 1969) は、基盤ブロックの昇降運動によって、複雑な完全褶曲のできる事を実験により示した。

このように、横曲げ褶曲の形成機構については、様々な方法で研究が行なわれてきた。しかし、褶曲の発達と同時に断裂が発達する全過程を検討するには、粘土などを用いたスケール・モデル実験を行なうのが、今のところ有効だと思われる。スケール・モデル実験については、モデル材料や境界条件の設定の点で、いくつかの問題点が指摘されている (島津, 1966)。しかし、これらの点を注意した上でならば、上でのべたような現象の過程を再現できるという点に、この方法の大きなメリットがあると考えられる。

## 3. 実験条件

### 3.1 東山背斜の運動像と実験モデル

新潟地域に発達する箱型背斜の中で最も代表的な東山背斜については、地層の層相と層厚の変化にもとづいて、次のような形成過程が明らかにされた (第1図, 鈴木ほか, 1971)。すなわち、すでに椎谷期には、この褶曲の形成が始まったと推定され、地層の厚さが向斜部から背斜の頂部に急激に薄くなっている。このような変化は背斜部基盤の相対的な上昇運動により引き起こされたと考えられる。そして、背斜の軸部にそって、多量の火山噴出物が存在することからして、おそらくこの基盤には断裂が生じていたのであろう。同様の運動は、その後の西山・灰爪・魚沼の各時期にも引きつがれたと推定される。



第1図 東山背斜の形成過程(鈴木ら, 1971). 上は推谷期, 中は魚沼期, 下は現在の構造断面, 中図の推谷層の基底を下图で示すと(点線), 後魚沼期の著しい東翼の隆起が読みとれる. 下图中のA—B間は第8図に示す

それは、いずれの時代においても、同様に向斜部と背斜部とでは、著しく地層の厚さが変化しているからである。そして、最終的には、魚沼期以後、矢代田期以前の変動によって、現在みられるような背斜が形成されたと考えた。

つぎに、このような形成過程を量的に検討してみよう。第1表には、このような基盤運動の量と速度を、絶対年数を基準に概算して示した。新第三紀および第四紀の絶対年代については、鎮西(1967)、山野井・新戸部(1970)ほかを参照した。まず推谷期についてみると、この時代には、基盤がおおよそ900~1,400m相対変位したことが、堆積物の厚さの差から推定される。この期間の長さを約7m.y.とすれば、その平均変位速度はおおよそ0.1~0.2mm/yrであるだろう。同様に西山・灰爪期には、おおよそ0.2mm/yrの速度で約800m変位したことが推定される。魚沼期については、ここで観察されるPk凝灰岩層(宮下ら, 1972)まででも、その変位量が約600~800mある。したがって変位速度は約0.3~0.4mm/yrと推定される。魚沼期の厚さについては、このPk層より上位に、さらに1,000mちかい地層の

第1表 東山背斜の基盤の運動

時 代	期 (m. y.) <sup>1)</sup>	差動運動量 (m)	相対変位速度 (mm/yr)	歪 速 度 <sup>2)</sup> (10 <sup>-8</sup> /yr)
後魚沼 先矢代田	0.1~0.3	約 1,700	1.7~0.6	0.3~0.9
魚 沼 <sup>3)</sup>	約 2.3	600~800	0.3~0.4	0.2
西 山・灰 爪	約 4	800	0.2	0.1
推 谷	約 7	900~1,400	0.1~0.2	0.05~0.1

1) 鎮西(1967), 山野井・新戸部(1970)ほかによる  
 2) 翼部の幅を2kmとして概算した値  
 3) 魚沼の基底よりPk凝灰岩層(宮下ら, 1972)まで

## V.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

堆積したことが知られている (宮下ら, 1972)。これらを考慮し, 後魚沼—先代田期の運動を推定すると, この期間には, およそ  $1.7 \sim 0.6 \text{ mm/yr}$  という早い速度で, 約  $1,700 \text{ m}$  ちかい差動運動のあったことが推定されよう。

このような変動速度の算定のしかたは非常に大ざっぱで, 厳密なさらに多くの検討が必要である。しかし, 東山背斜を形成する基盤ブロックの運動が, およそ  $0.1 \text{ mm/yr}$  から数  $\text{mm/yr}$  という速度で行なわれたことが, 第一次近似としては妥当な値であろう。

一方, この地域の第三系堆積岩の基盤については, 古生層や花崗岩質岩よりなることが知られている。このような基盤岩は, 上でのべたように断裂で境されたブロックとして運動すると考えられる。また, これをおおう被覆層は, 新第三系ないし第四系の堆積岩より構成されている。したがって, それは基盤岩にくらべるとはるかにやわらかく, 基盤岩のブロック運動にしたがって, 容易に褶曲や断裂変形を生じるものと考えられる。東山背斜の場合, 基盤岩類までの深度は知られていないが, 寺泊層などを含めれば, 被覆層としての地層の厚さは,  $3 \sim 5 \text{ km}$  以上あると推定される。

この背斜は, 形態的には片面箱型褶曲 (ペロウソフ, 1958) に属し, 背斜頂部はゆるく東に傾斜している。この頂部の幅はおよそ数  $\text{km}$  以内であると推定される。そして現在みられる箱型背斜の西翼は幅  $2 \sim 3 \text{ km}$  の急傾斜翼を形成している。

以上のような東山背斜の例で代表されるいくつかの特徴にもとづいて, この実験では箱型褶曲のモデルを次のように設定した。

- ① 剛体としての基盤ブロックが, 相対的に上昇運動することによって, 変形しやすい被覆層中に, 箱型の背斜褶曲や断層を形成する。
- ② 被覆層は, 均質・等方で, 厚さを  $5 \text{ km}$  とする。基盤は, 垂直な断層で境された幅  $10 \text{ km}$  のブロックで, 一樣な速度で垂直に上昇するものとする。
- ③ 基盤ブロックの上昇速度は  $0.1 \text{ mm/yr}$  から数  $\text{mm/yr}$  にわたり, それぞれの速度条件において, 基盤に  $1,000 \text{ m}$  ないし  $2,000 \text{ m}$  の落差が生じるものとする。

### 3.2 物理的相似律

上で述べたような, 褶曲の形成および断層の発生過程は, 物質中の応力分布の問題としてあつかうことができる。しかも, この過程は, 地球の重力場における長時間の連続的変形と, 応力が物質の強度をこえたときに発生する破断面の緩慢な成長である。

このような過程を示す運動方程式には, 2つの力があらわれる。1つは物質中の任意の面を対象に作用する面力である。他の1つは, 加速度によって, 物質の質量に直接比例して作用する体積力である。後者のうち, 変形運動によって生じる慣性力は, この場合運動の加速度が非常に小さいため, 無視できる。したがって, 体積力はほとんど重力加速度によるものとなる。

地質現象をスケール・モデル実験で再現する場合には, モデルと対象となる自然現象との間には, 対応するすべての物理量の間, 一定の相似関係が満たされていなければならない。HUBBERT (1937) は, すくなくとも現象の力学過程に参加している同次元の物理量間には同じ相似比が保たれていなければならないことを示した。また GZOVSKIY は, 造構造モデル化の過程に必要な諸方程式を無次元化するとき導かれる相似律の関係を, 相似条件として選択する方法を解説している (平山, 1966)。

第2表 物理的相似律と相似乗数

独立因子 (independent parameters)	計算される因子 (calculated parameters)
長さ ; $Cl=10^{-5}$	時間 ; $Ct=Cl/Cr=2 \times 10^{-2}$
速度 ; $Cr=5 \times 10^4$	粘性 ; $Cv=Cd \cdot Cg \cdot Cl \cdot Ct=10^{-15}$
密度 ; $Cd=0.5$	強度 ; $Cs=Cv/Ct=5 \times 10^{-6}$
重力加速度 ; $Cg=1.0$	

これらに従えば、この実験で相似性を満たすべき物理量は、運動方程式から、応力・長さ・密度・加速度が、状態方程式からは粘性係数・強度・時間が導びかれる。これらの物理量間には、次元解析にもとづき、第2表のような相似律がなりたつ。これにより、実験条件によりあらかじめ独立に選択される相似乗数から、他の乗数を求めることができる。

### 3.3 相似乗数と実験条件

つぎに具体的に各相似乗数を定め、実験条件を決めていく(第2表)。

**長さ：**すでに示したモデルでは、隆起ブロックの幅を10km、被覆層の厚さを5km、基盤の相対変位量を1~2kmとした。このような規模の変形は、実験上では数センチの大きさにすると観察しやすい。このため長さの相似乗数を  $Cl=10^{-5}$  とした。これは、天然の1kmがモデルの1.0cmに対応する比である。実際の実験では、ブロックの幅を10.0cm、モデルの厚さを5.0cm、ブロックの上昇量を25.0mmとした(第4表)。

**変位速度：**3.1で述べたように、東山背斜を形成した基盤ブロックの相対変位速度は0.1mm/yrから数mm/yrと推定された。この条件と、実験装置の条件とを考慮して、速度の相似乗数を  $Cr=5 \cdot 10^4$  とした。これは天然の1.0mm/yrがモデルの1.0mm/minに対応する比である。実験は、ブロックの上昇速度を0.23・0.5・1.0・2.0・5.0mm/minに設定して行なった(第4表)。

**密度：**この地域の中新世・鮮新世の砂岩や泥岩の自然密度は、およそ1.4~2.6g/cm<sup>3</sup>とされている(松沢, 1961; 星野ほか, 1970)。ここでは、地層の平均密度を2.0~2.1g/cm<sup>3</sup>と想定した。実験にもちいたベントナイト粘土の密度は1.05g/cm<sup>3</sup>であるから、密度の相似乗数は  $Cd=0.5$  となる。

**重力加速度：**変形する過程で作用する物体力は、天然の場合もモデルの場合も、ほとんどが重力加速度によるものだけである。実験は天然と同じ重力場で行なわれるから、相似乗数は  $Cg=1.0$  である。

以上の4つの独立な相似乗数から、つぎの各相似乗数は、第2表の相似律から求められる。

**時間：**長さの相似乗数と、変形速度の相似乗数から、時間の相似乗数は、 $Ct=Cl/Cr=2 \cdot 10^{-10}$  となる。これは、実験上の1分が天然の10万年に相当する比である。実験は一定の高さ(25.0mm)までを、5種類の速度で変形させることにしたので、実験の継続時間は5分から約110分までとなった(第4表)。

**粘性係数：**長さ、密度、重力加速度および時間の相似乗数から、この相似乗数は  $Cv=Cd \cdot Cg \cdot Cl \cdot Ct=10^{-15}$  となる。地かくの粘性は一般に  $10^{17} \sim 10^{22}$  poise といわれている(BIOT, 1961)。新第三系のやわらかい堆積岩の粘性については、あまり知られていないが、ここでは  $10^{17} \sim 10^{20}$  poise と想定した。したがって、実験でもちいる材料は  $10^2 \sim 10^5$  poise にする必要がある。ベントナイト粘土について、コーン・プレート型粘度計および簡易型平行板プラストメータ(中川・神戸, 1959)を用いて測定

### V.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

した粘度は、およそ  $10^4$  poise (歪速度  $10^{-3}\text{sec}^{-1}$  にて) である。これは、多少高い値であるが、およそ自然に対応するモデル条件とみなされよう。

**強度**：密度・重力加速度および長さの相似乗数から、この相似乗数は  $C_s=C_d \cdot C_g \cdot C_l=5 \cdot 10^{-6}$  となる。実験にもちいた粘土の降伏強度はおよそ  $2.5 \cdot 10^3 \text{ dyn/cm}^2$  である (平行板プラストメータによる)。上の相似乗数によれば、これは天然の  $5 \cdot 10^8 \text{ dyn/cm}^2$  あるいは約  $500 \text{ kg/cm}^2$  に相当する。新潟地域の第三系堆積岩の強度については、多くのデータが報告されている (星野ら, 1970など)。それによれば、この値は、サンプルの場所や時代、そして封圧などの実験条件によりかなり異なる。さしあたり問題となる椎谷層以上のサンプルについては、200気圧の封圧で、およそ  $300 \sim 1,200 \text{ kg/cm}^2$  の強度を示す。200気圧以上の封圧では塑性変形する場合が多い。これらと比較すれば、モデル材料はやや強度が低い、天然の物性を大体反映しているとみなされる。

#### 3.4 モデル材料

上で述べたような条件を満たすモデル材料として、ベントナイト (商品名クニゲルV1, V2) を重量比で  $84.0\% \pm 0.5\%$  の純水と粘り合わせたものをもちいた。この各物性は第3表のようである。粘土は大型ミキサーで約1時間ねり合わせたあと、実験台上で、湿ったヘラをもちいて所定の大きさに整形した。

第3表 ベントナイト粘土の物性

粒 度	: 90%以上-250mesh
密 度	: $1.05 \pm 0.005 \text{ g/cm}^3$
含 水 比	: $550 \pm 5\%$
水 分	: $84 \pm 0.5\%$
液性限界	: 480%
塑性限界	: 23.3%
塑性指数	: 457%
粘 性	: $10^4$ poise
降伏強度	: $2.5 \times 10^3 \text{ dyn/cm}^2$

#### 3.5 実験装置と方法

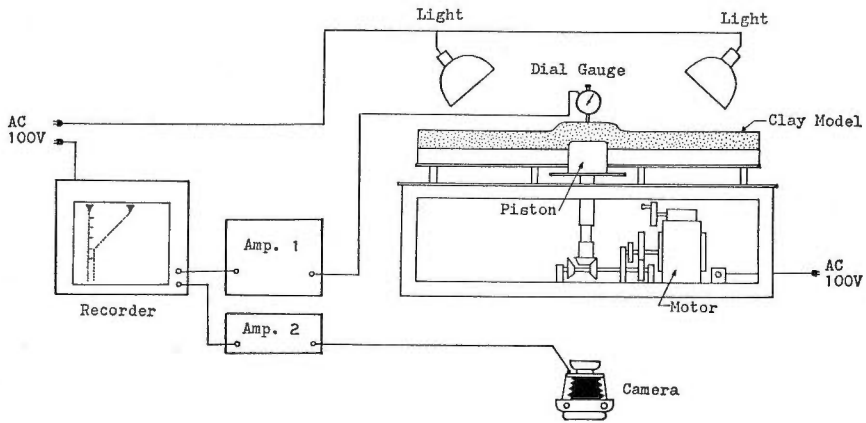
上にのべた諸条件を満たす実験装置を、筆者らの一人の小川が設計・製作した。装置は第2図に示すように、実験台・照明系・写真および変位記録系より構成されている。

実験台は、モデルを載せる台と、ピストンを上下動させる駆動部よりなる。モデル台は横  $100 \text{ cm} \times$  奥行  $20 \text{ cm}$  で、この上に、目的に応じた任意の形状の石膏製ブロックがのせられる。この実験では、中央に幅  $10 \text{ cm}$  のブロックをのせ、これを上昇させた。

駆動部は、無段変速モーターと減速ギヤ、および切換ギヤよりなる。これにより、シャフトを毎分  $0.23 \text{ mm}$  から  $20.0 \text{ mm}$  まで連続的に上昇・停止・下降する事ができる。

記録は、シャフトの運動をダイヤルゲージで読みながら、X-Tレコーダに記録する。また、これにはカメラのシャッターも連動しており、記録時間を自動的にチェックする。これらの装置により、実験の省力化と精度の向上に役立てる事ができた。

実験結果は、モデルの前・後面について、スケッチを行ない写真を拡大して解析した。この表面には、



第2図 実験装置

あらかじめ器具で真円を刻んでおき、歪解析や断層の解析にもちいた。なお、実験中、これらの表面はいずれも自由面にしてある。結果は各速度条件について12サンプル行なったものから、平均的な値を得て検討した。

#### 4. 実験結果と解釈

##### 4.1 箱型褶曲の形態

ブロックの高さが25.0mmまで上昇したとき、モデル上面はゆるやかな箱型背斜を呈する(第3図)。この上面にそって、つぎのような形態がみられる。上昇ブロックの中央部には背斜の頂部注1)が形成されるが、この部分の曲率はわずかである。背斜のヒンジ注1)はブロックのへりの直上より、わずかに中央寄り、約1.0~1.5cmに位置する。向斜のヒンジ注1)はブロックのへりの直上よりおよそ1.5~2.0cm外側に位置する。向斜のヒンジの曲率は一般に背斜のそれより大きい。背斜のヒンジと向斜のヒンジの間の幅2.5~3.5cmが箱型背斜の翼部注1)を形成する。さらに、この外側には傾斜の急変する向斜のヒンジ部に続くゆるやかな向斜注1)が形成される。上にのべた形態は速度条件の異なる実験においてもほとんど同様である。翼部の高さの差はおよそ1.5cmである。翼部の歪速度は速度条件の違いにより $1.7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$  から  $7.7 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$  になる。これは時間についての相似乗数で換算すると、 $5.5 \times 10^{-3} / \text{yr}$  ないし  $2.5 \times 10^{-4} / \text{yr}$  の歪速度に相当する(第4表)。

##### 4.2 断層の種類と性質

ブロックの上昇が25.0mmに達し停止した段階までに、3種類の断層が発達した(第3図)。

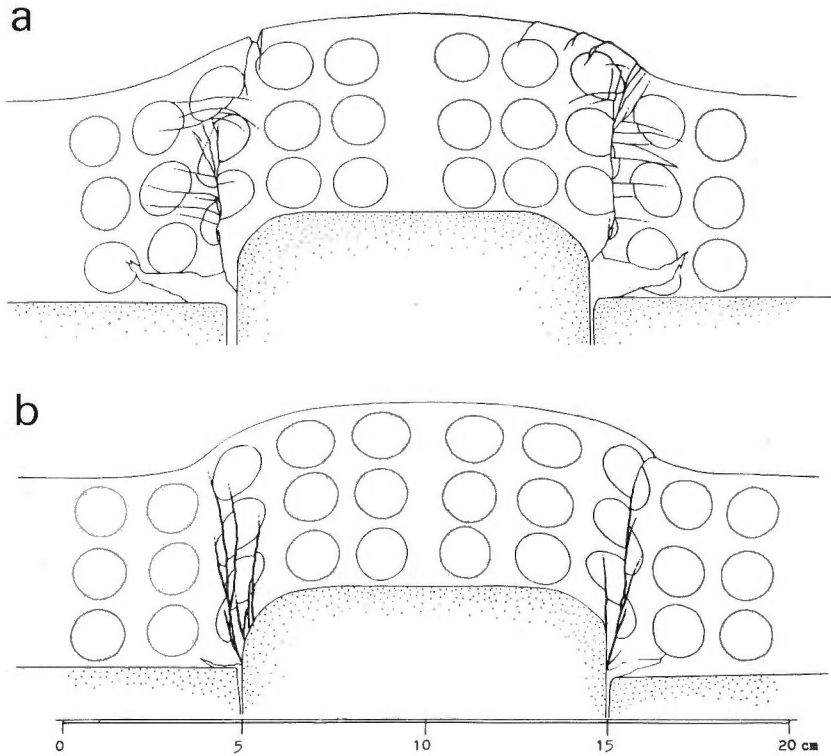
第1は、ブロックが上昇しはじめたのち、しばらくたってから発生する高角度の逆断層、または正断層である。第2は、これと時間的にあい前後して発生しはじめる、ほとんど水平な正または逆断層である。第3は、上面の背斜のヒンジの周辺に限って発達する、引張性裂かまたは正断層である。

第1の高角断層は、ブロックのへりから、ほとんど垂直にちかいかい傾斜で上方へ発達する。複数本が平行または枝分れして発達する場合もある。全体の幅は翼部の中央の1~2cmに限られる。断層の上端

注1) MA CHING-CHIN, et al. (1965) はこれらを順に top, shoulder, elbow, limb, bottom とよんでいる。



Ⅵ.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)



東3図 実験結果, a: 隆起速度 0.23mm/min で 25.0mm 上昇  
b: 隆起速度 5.0mm/min で 25.0mm 上昇

は上面ちかくで急激にわん曲し、一部は逆断層として向斜のヒンジ部 (elbow) に達する。この逆断層の傾斜は  $60^\circ$  から水平にまで及ぶ。断層はいずれも向斜側へ、階段状にずれ落ちるセンスで生じている。これと逆のセンスのものはない。転位は下部ほど大きく上方に向かって減少する。

第2のタイプの低角断層は、高角断層を中心として、ほぼ翼部の全域に発達する。断層は、ブロックの上昇につれて下部から上部へと、互いに並行して発達する。個々の断層はほぼ翼部の幅に近い長さを有する (1~3 cm)。これらは互いに分散的で枝分れすることもない。断層の転位はいずれも上盤が背斜側へずれるセンスを示す。これと逆のセンスのものは存在しない。断層はほとんど水平だがわずかにうねっているため、その傾斜により、低角度の逆断層または低角度の正断層となる。一般に高角断層より背斜側では、低角度の正断層となる。一方向斜側では低角度逆断層となる場合が多い。なおこの断層は、あとでのべるように、変形速度によってその出現頻度がいちじるしく変化する。第3図bにはまったく現われない例を示した。

第3の断層は、上面の背斜のヒンジ (shoulder) を中心に、その周辺に発達する。この断層の長さは、実験が終了した段階でも最大1~2 cmである。断層は、モデルの上面に対しほとんど垂直な場合と傾斜する場合がある。前者は、その面に沿ってほとんど転位がなく、開いた引張性裂カの形態をなす。後者は、その面に沿って正断層的に転位する。この正断層には、背斜側へ傾斜するものと向斜側へ傾斜す

るものがある。実験によっては、これらが両方現われる場合も、片方のみ現われる場合もある。しかし、全体を見るとその出現頻度はほとんど同じである。ただし、ブロックをさらに上昇させれば、向斜側に傾斜する正断層のみ発達し、ついには、下部から発達する高角断層と結合する。正断層の転位量は、最大1~2mmで、断層の長さにはほぼ比例する。

#### 4.3 歪の進行とその分布

モデル断面の各部における歪状態を調べるため、歪楕円による解析を行なった。実験のはじめに、モデルの表面に器具で円を刻しておき、変形後の楕円を写真上でスケッチし、計算により主歪軸を求めた(RAMSAY, 1967)。

解析結果を第4図に示す。それによれば、歪が集中するのは、次の部分であることがわかる。

1つは、ブロックの隅から、垂直に上方へのびる、幅2~3cmの褶曲翼部である。ブロックの上昇につれて、歪の程度が徐々に上方へ進行していくことが示されている。高角断層や低角断層は、この歪帯中に多数発達する。各段階での歪分布をみると、この部分は一定の単純剪断変形(simple shear)をしているとみなすことができる。

歪の集中するもう1つの場所は、隆起部の上面に沿った部分である。特に背斜のヒンジ(shoulder)周辺に、大きく水平引張歪が集中し、正断層や引張性裂カが発達する。ブロックの上昇につれて、歪の程度は背斜ヒンジの周辺から、隆起の中央部(top)の方へ広がってゆき、中央部の下方にも進行していく。最終的には、隆起部全域が、水平方向の引張歪によりおおわれることが示される。

また、上面近くの向斜部(bottom)には、変形の各段階に、一定した水平圧縮域が形成される。ただし、この圧縮歪の程度は、変形の進んだ段階でも非常にわずかであって、逆断層などを発生するにはいたっていない。

なお、これらの歪の分布を、弾性モデルについて解析した主応力分布(SANFORD, 1959; 衣笠, 1974)と比較すると、次のような類似性が指摘される。すなわち、この実験では、変形の少ない段階に、すでに背斜部の水平な伸長歪や向斜部の水平短縮歪、翼部の45°に傾斜する歪の分布が観察されたが注2)、これらは微小変形をあつかう弾性モデルの主応力軸分布とよく対応する。

向斜部の水平圧縮応力の規模が小さい事は、衣笠(1974)が指摘しているが、この実験でも歪量の小さい事が示された。この歪は、変形量を十分大きくした段階でも増大しない事が実験の結果から明らかにされた。水平引張歪の最も集中するのは、上表面の背斜のヒンジ部(shoulder)であるが、SANFORD(1959)の解析でも、この部分に大きな引張応力が集中する事が指摘されている。

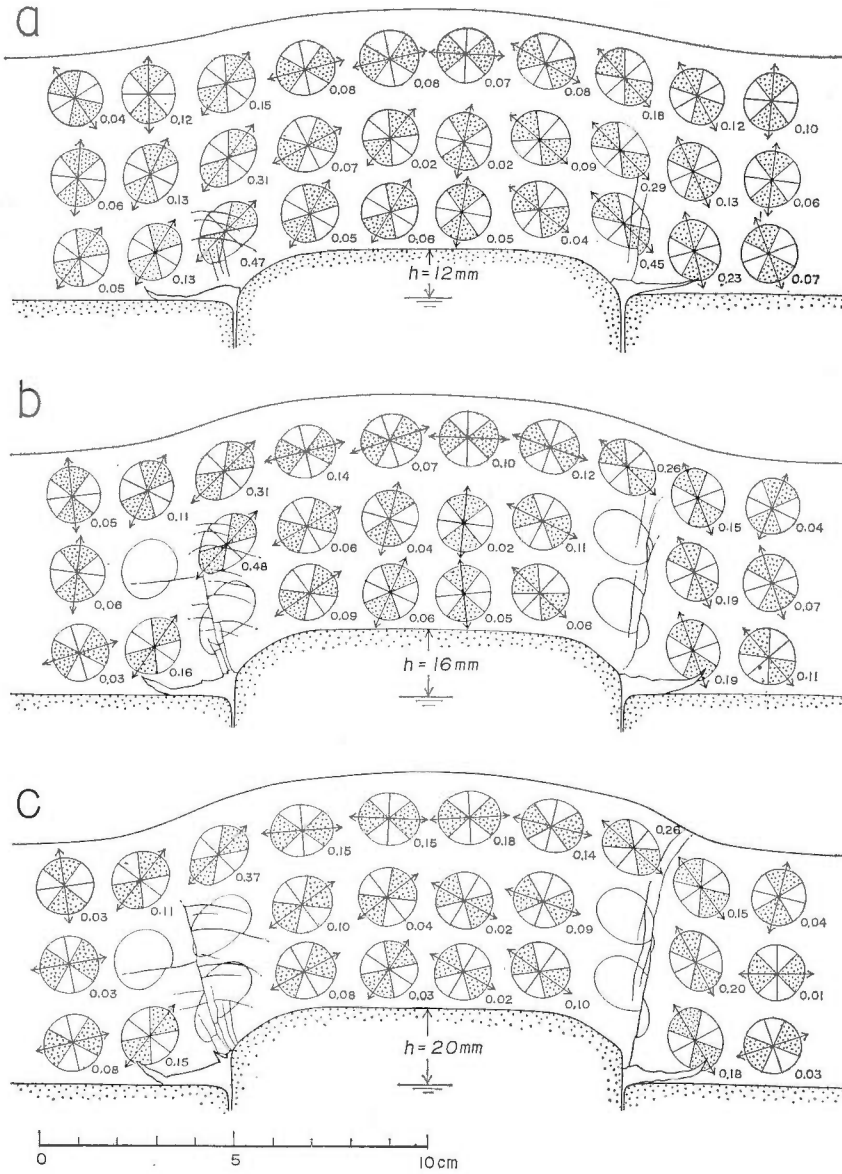
粘土モデル実験の場合には、さらに変形が進む事によって、翼部など特定な部分への著しい歪の集中や、形態の大きな変化が生ずる。したがって、その段階では弾性モデルの応力分布と、厳密な比較をすることはできない。しかし主応力軌跡と主歪の方向についてみれば、この段階においてもおよそ類似したパターンを示す事が明らかにされた(第4図C)。

#### 4.4 断層の発生と成長過程

断層の発生のしかたは、褶曲変形の状態と密接に関連しているように思われる。それは、断層が変形速度条件の違いにかかわらず、ほぼ一定の変形段階から発生しはじめることから推定される。

注2) 褶曲翼部ではブロックの隆起が  $h=4.0\text{mm}$  の段階ですでに水平とほぼ45°で傾く  $\lambda_1, \lambda_2$  軸が解析される。

VI.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

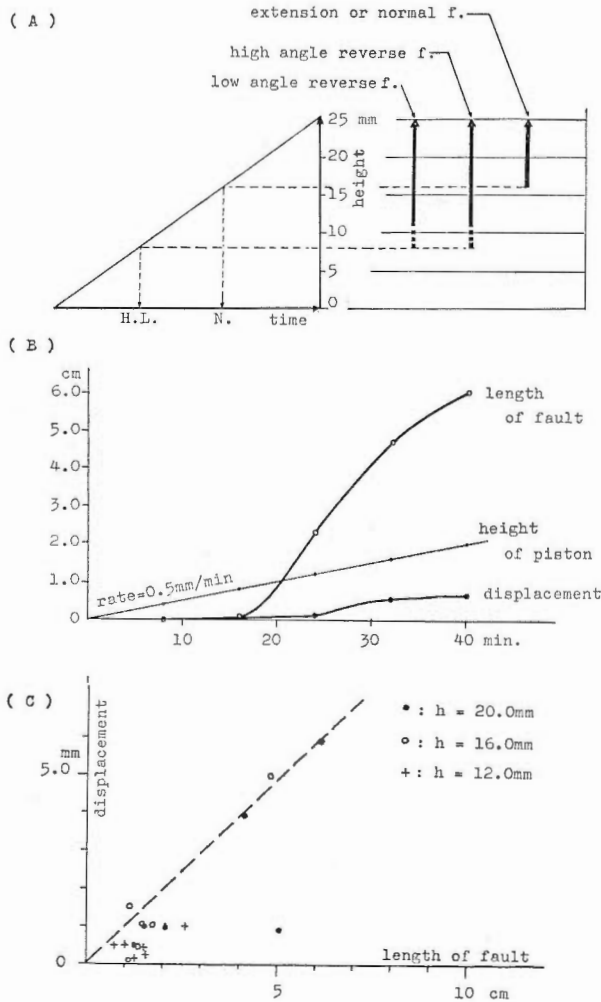


第4図 歪解析結果，隆起速度  $0.5\text{ mm/min}$ ，a :  $12\text{ mm}$  上昇時，b :  $16\text{ mm}$  上昇時，c :  $20\text{ mm}$  上昇時，矢印は最大引張歪 ( $\lambda_1$ ) 軸，数字は最大剪断歪

第4図および第5図の例に示されるように、高角断層は、ブロックがある高さまで上昇した段階ではじめて現われる。これとほぼ同じ段階で、翼部の中下部には低角断層が発生しはじめる。多くの実験結果でも、この2つの断層はほぼ同時に発生する事が多い。

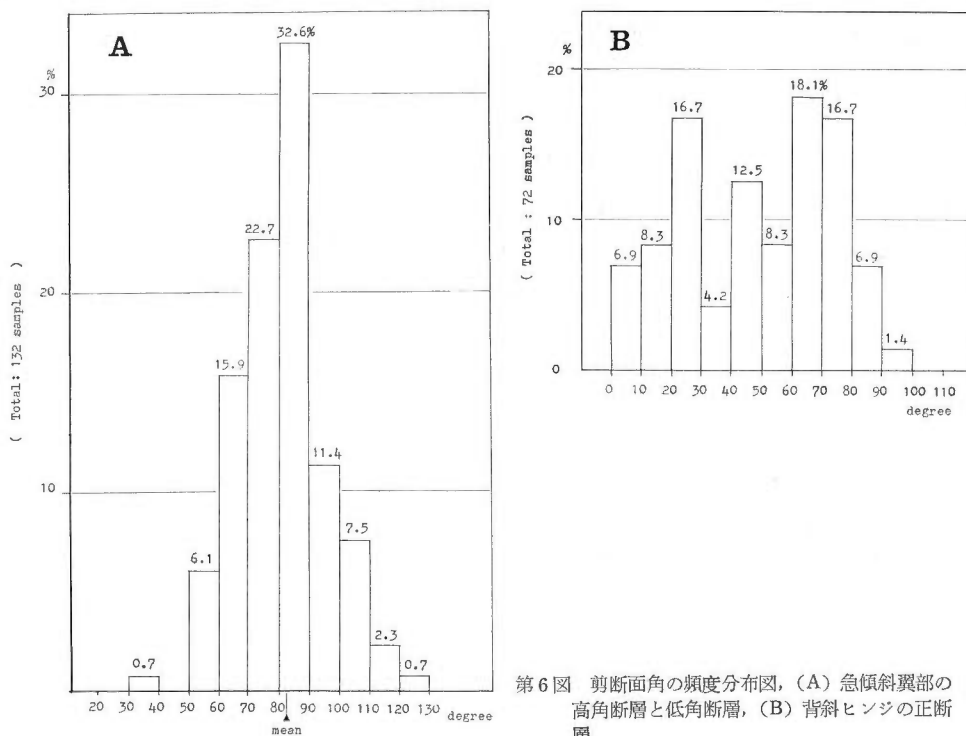
ブロックの上昇につれて、低角断層は、上方に向って並行して発達する。一方高角断層は、先端を上方へ伸ばしつつ、やや雁行しながら発達していく。そして最終的には後者の断層が前者を切断する場合が多い。

しかし、上昇の過程で、高角断層の先端部をみると、両者の断層は互いに切りつ切られつる場合が認められる(第3図a)。また、第4図b、cに示すように、高角断層と低角断層がなす鋭角の2等分線は、歪楕円の短縮軸( $\lambda_2$ )に一致する。断層の転位は、互いに軸に対称で、 $\lambda_2$ 軸方向の短縮を示



第5図 断層の発生と成長過程(隆起速度0.5mm/minの一例)  
 (A)断層発生の時期, (B)高角断層の長さと言位の成長過程, (C)断層の長さと言位量の比例関係

V.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)



第6図 剪断面角の頻度分布図, (A) 急傾斜翼部の高角断層と低角断層, (B) 背斜ヒンジの正断層

している。

以上のような性質は、両者の断層が共役剪断面であることを示しているだろう。これらの断層面のなす面角をすべての実験結果について測定すると、第6図Aのようになる。全体の平均は約82°で、全体の約80%が短縮方向に鋭角を示している。これらの結果から、内部摩擦角は約8°とみなされる。

なお、これらの共役断層は、今井・小出(1963)の行なった、水平面内での単純剪断モデルで発生する2つの2重のエシュロン断層に相当する。ただし、それと同時に発達した剪断帯と45°で斜交する顕著な引張性裂カは、筆者らの実験ではみられなかった注3)。

上面の背斜ヒンジ部(shoulder)に発達する正断層は、ブロックが、かなり上昇した段階からはじめて発生しはじめる(第5図A)。さきへのべたように、この正断層には背斜側に傾斜するものと、向斜側に傾斜するものがあり、その転位のセンスの違いと発生の同時性から、これらも、共役関係にあると考えられる。上と同様に剪断面角を測定すると、第6図Bのようになった。このうち、0°~30°付近のピークは引張性裂カに対するもので、60°~70°付近のピークが正断層に対するものと推定される。したがって後者の内部摩擦角は30°~20°となる。

このように、同じモデルの中でも剪断面角が異なる値をとることは注目される。これは、主として、応力場の違いによって、内部摩擦係数に相対的な差ができるためと考えられる。

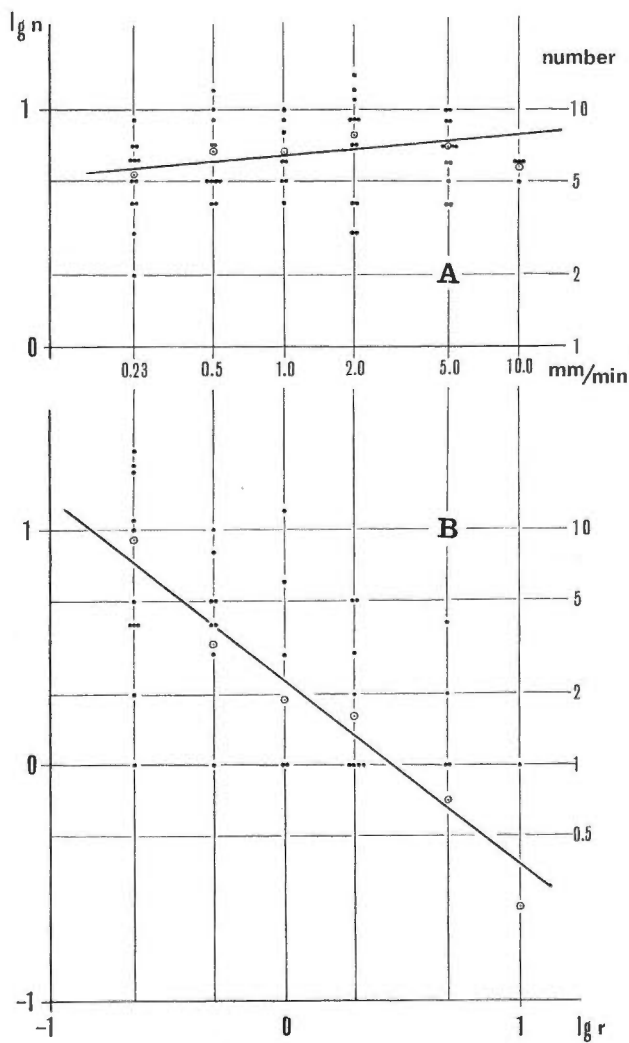
注3) 今井・小出(1963)では、単純剪断変形による共役剪断面の角度は60°としている。また Cloos(1955)も類似の実験を行なっている。

4.5 断層の数と変形速度との関係

第3図に示したように、モデルの変形速度の違いによって断層の発達に変化がみとめられた。さらに速度条件を制御することにより、この変化を検討した。

実験の速度条件は、ブロックの上昇速度を 0.23mm/min から 5.0mm/min まで変えることで与えている。これにより、翼部では  $7.7 \times 10^{-8} \text{sec}^{-1}$  から  $1.7 \times 10^{-8} \text{sec}^{-1}$  の歪速度が生じた。各速度条件下で一定の変形量 (25.0mm) を与えることによって得られた結果は次のようである (第7図, 第4表)。

実験終了段階で測定した高角断層 (長さ 1.5 cm 以上のもの) の数には、速度の違いによるわずかな差異がみとめられる (第7図A)。結果のパラツキにくらべ、その変化はあまり顕著でないが、わずかに、高速度で、断層の数の増す傾向がみとめられる。また、この断層は、各速度条件ごとにくり返して



第7図 断層の数 (n) と変位速度 (r) の関係, (A) 高角断層, (B) 低角断層

M.1 箱型褶曲の内部構造について（小玉・鈴木・小川・丸田）

第4表 実験条件と断層発達の変化. カッコ内は相似乗数で換算した自然の条件

Exp. No.		1	2	3	4	5	
Conditions	Model material	Bentonite clay with 84% water					
	Width of block	10.0cm (10.0km)					
	Height of uplift	25.0mm ( 2.5km)					
	Thickness of model	5.0cm ( 5.0km)					
	Rate of uplift movement	0.23 mm/min (0.23mm/yr)	0.5mm/min (0.5mm/yr)	1.0mm/min (1.0mm/yr)	2.0mm/min (2.0mm/yr)	5.0mm/min (5.0mm/yr)	
	Duration of experiment	6522sec (10.7mys)	3000sec (5mys)	1500sec (2.5mys)	750sec (1.25mys)	300sec (0.5mys)	
	Results	Number of experiments	12	12	8	12	12
Strain rate on the wing of fold		$7.7 \times 10^{-9}/\text{sec}$ ( $2.5 \times 10^{-4}/\text{yr}$ )	$1.7 \times 10^{-4}/\text{sec}$ ( $7 \times 10^{-4}/\text{yr}$ )	$3.4 \times 10^{-4}/\text{sec}$ ( $1.4 \times 10^{-3}/\text{yr}$ )	$0.7 \times 10^{-3}/\text{sec}$ ( $2.8 \times 10^{-3}/\text{yr}$ )	$1.7 \times 10^{-3}/\text{sec}$ ( $5.5 \times 10^{-3}/\text{yr}$ )	
% of exp. which formed faults		steep f.	100 (%)	100 (%)	100 (%)	100 (%)	100 (%)
		gentle f.	100	100	67	62	33
		normal f.	42	42	33	38	8
Average number of faults	steep f.	5.3	6.6	6.6	7.7	7.0	
	gentle f.	9.1	3.3	1.9	1.6	0.7	
	normal f.	2.3	1.2	0.8	1.5	0.08	

行なったすべての実験で発達のみられた（第4表）。

低角断層の本数（長さ 1.0~2.5 cm）は、低速度になるにつれいちじるしく増す傾向にある（第7図 B）。すなわち、平均断層数の対数とブロックの速度の対数をプロットすると、図のような負の相関が認められる。なお、この断層の各速度条件に対する出現頻度は、第4表のように、高速度で急速に減少する傾向がある。

上表面部に発達する引張性裂かないし正断層は、高速条件下で発達頻度が減少する（第4表）。

このように、翼部に発達する高角断層を除くと、そのほかの断層は、断層の数や出現頻度が、高速変形下で減少する傾向がみとめられた。

## 5. 考 察

以上の実験結果を整理し、その結果と野外の事実を比較し、いくつかの考察を加えてみよう。

### 5.1 表面付近の変形の特徴

野外における地質構造の解析は、地表付近の構造要素の平面的な分布にもとづくことが多い。したがって、モデル実験で得られた結果についても、とくに上表面付近の変形に注目することは、興味ある問題である。

第4図の歪分布にも示されるように、上面部における変形は、モデル中央の隆起部から左右の沈降部へ行くにしたがい、次のようになる。①ほとんど平坦な背斜頂部(top)。この部分は全般的な水平伸長の領域となる。②箱型背斜のヒンジ部(shoulder)。この部分にはいちじるしい水平伸長による小規模な正断層あるいは引張性裂カが形成される。③箱型背斜の急傾斜翼部(steep limb)。この部分には、背斜方向に急傾斜する高角逆断層が発達する。これは、上方で向斜側に凹面を向けてわん曲して、背斜側からつき上げた低角逆断層となる場合がある。また、この部分の深部には、この高角断層と共役な、水平にちかい傾斜をもつ逆断層または正断層が、まれに形成される。この断層は、つねに上盤が背斜側へ転位することが特徴。④曲率のもっとも大きい向斜ヒンジ部(elbow)。ほとんど直角に地層が折れまがる形態を示す場合がある。⑤平坦な向斜部(bottom)。この部分には非常にわずかな水平短縮歪が形成される。

このように、箱型褶曲の表面付近の歪分布と断層のパターンについて、定性的な特徴が明らかにされる。これらを野外の観察結果と比較することによって、地質構造の形成機構の推定をすることができる。

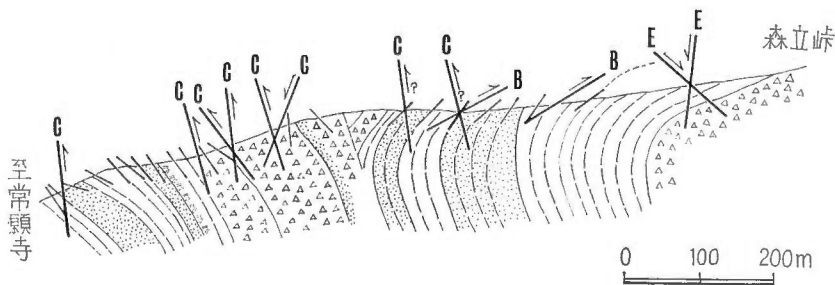
## 5.2 野外で観察される断層系との比較

筆者らは、この実験に先だって、東山背斜の翼部を中心に、小断層の解析を行なった(小玉・樋口, 1974)。この結果を、上でのべた翼部付近の特徴と比較してみよう。

野外での断層解析によると、この翼部には時期の異なる4~5の断層系統が認められる。それらは、古い方から、①褶曲構造に平行な(longitudinal)面なし性の断層系、②褶曲構造に平行、またはやや斜交する、断層面の開いた小規模の逆断層、③褶曲構造に平行か、やや斜交する、断層面の開いた大規模な高角正断層ないし高角逆断層、④褶曲構造を胴切り(transverse)にする、断層面の開いた正断層、⑤褶曲構造に平行な、面の開いた正断層、である。

これらのうち、褶曲構造にほぼ平行(longitudinal)、すなわち構造横断面に垂直で、比較的新しい時期に発達したと思われる、①、②、③の断層系は、実験結果と、次のような類似性のあることが注目される(第8図)。

まず③の断層は高角断層で、その転位は、向斜側に落ちている場合が多い。また、断層の規模は全般



第8図 東山背斜翼部に発達する小断層(①,②,③の系統のみ、本文参照)

第1図のAB間に位置する



## V.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

に大きい。野外で観察される限りでは、とくに背斜の急傾斜翼部で発達がいちじるしい。これらは、実験において、褶曲の翼部に多数形成された高角断層と非常に類似している。また、野外の断層の中には、岩脈や鉱物脈によって充てんされているものがある。これは、断層がかなり深部にまで達していることを暗示している事実と思われる、実験で基盤に相当するブロックの隅から発達した断層の形成過程と類似している。

⑤の逆断層は、一般に低角度で、上盤が背斜側へつき上げているものが非常に多い。これは、実験で、翼部に形成された低角断層に対比される。野外におけるこの断層は、さきの③の断層にくらべると、頻度や転位の規模ははるかに小さい。これも、実験結果と類似した特徴である。

⑥の正断層は、分布が背斜頂部付近に限られること、発達の規模が小さいこと、共役関係が顕著であること、破断性裂カの形態を示すことなどが特徴で、実験でやはりこの部分にあらわれた共役正断層に対応すると考えられる。

このように、実験の結果と、野外観察の結果の一部は、かなり類似した特徴を示すが、これは、東山背斜の構造形成が、主として基盤の差別的上昇によるものだと推定する上に、有利な根拠になるものと思われる。なお、野外においては、このほかに褶曲構造と交叉する胴切り断層も多数発達している。また、翼部の高角断層と低角断層が共役な同一断層系統である証拠も不十分である。これらについては、さらに詳細な野外観察と、モデルについての三次元的な解析によって、検討してみなければならぬだろう。

### 5.3 水平圧縮により形成される褶曲との内部構造の比較検討

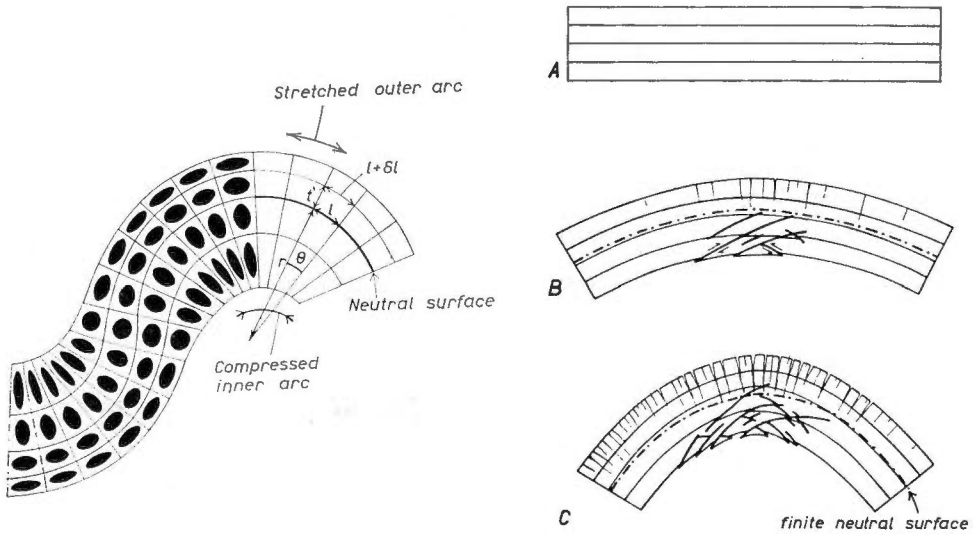
はじめにも述べたように、褶曲の形成機構には、大きく2つのタイプがある。第1は、地層がそれと平行な方向からの圧縮によって変形する座屈褶曲である。第2は、この実験で行なったように、地層に垂直な方向からの力によって形成される横曲げ褶曲である。今のべたように、東山背斜周辺でみられる褶曲の内部構造は、この第2の実験に示された結果と類似するものであった。それではこれらが第1のタイプの内部構造とどのような差異があり、互いに識別できるだろうか。

つぎに座屈褶曲の内部構造について、すでに得られている解析結果を検討し、筆者らの行なった実験結果と比較してみる。

多層系をなす地層が、地層に平行な方向から圧縮されると、個々の地層は座屈褶曲をする。このときの1つの地層をとり出してその内部構造を示すと、第9図左のようになる。すなわち歪の主軸は、つねに褶曲する地層に平行および垂直となる。また地層の厚さの中心線付近には、歪のない中立面 (neutral surface) が生じる。これより外側の弧では引張歪、内側では圧縮歪が生ずる。したがって、外側には引張性裂カが、内側には逆断層ができる (第9図右)。

これらを、筆者らの実験結果と比較すると、わん曲した地層の上面部の歪分布には、若干類似している部分も認められる。しかし翼部の歪分布については全く類似性が認められないことは明らかであるだろう。

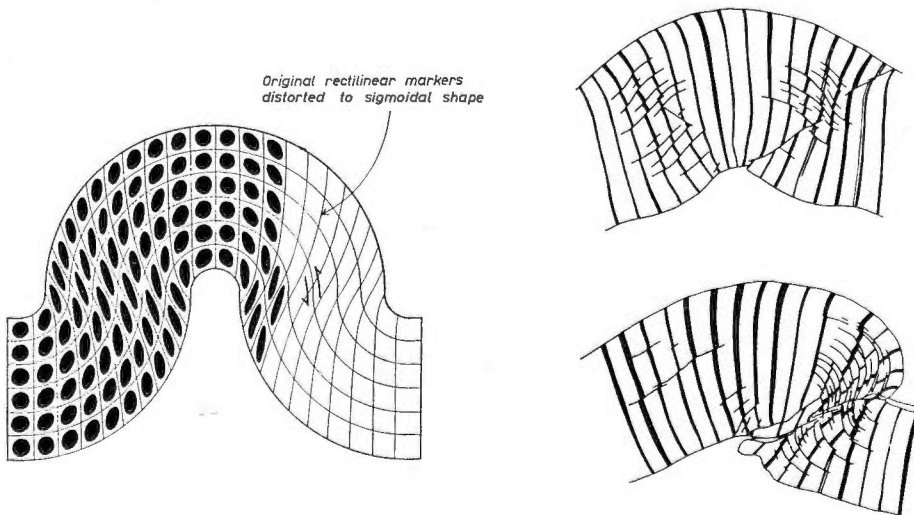
多層系で、隣り合った地層間で迂りが生じる場合には、全体として flexural fold を形成する。地層間の迂りがいちじるしければ、flexural-slip fold を形成し、少なければ、flexural-flow fold を作る (RAMSAY, 1967)。



第9図 座屈褶曲の内部歪分布(左)と断層の発達(右)  
(RAMSAY, 1967)

flexural-flow fold の内部歪の分布を示すと第10図左のようになる。第10図右は、はじめ層状構造をもたない均質な粘土層に、flexural-slip fold が生じた結果である (KUENEN and de SITTER, 1938)。

これらの図から分るように、flexural fold においては、2つの剪断面が形成される。1つは、地層にほぼ平行で、他の1つはこれと斜交する。変形のはじめの段階では、両者は圧縮力の方向に鋭角をなす。褶曲がいちじるしく進んだ段階では、前者が地層の傾斜とともに傾いてゆき、水平圧縮の方向とは大き



第10図 flexural fold の内部歪分布(左) (RAMSAY, 1967) と、モデル実験による断層の形態(右) (KUENEN and de SITTER, 1938)。

## VI.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

な角度で交叉する。一方、後者は、その段階でもほとんど向きが変わらない。前者が、地層全体に分散して発達し、規模が小さいのにくらべると、後者は、連続性がいちじるしく、転位の規模も大きい。

このような剪断面の発達様式を、筆者らの行なった実験結果とくらべてみると、つぎのような顕著な差異のあることが指摘される。

すなわち、箱型褶曲の翼部には顕著な高角正（または逆）断層が形成されるが、flexural fold の翼部に形成される主要な断層は、低角衝上断層である。非常に低角度の正または逆断層は、箱型褶曲の翼部にも発達する。しかし、flexural fold の低角衝上断層とくらべると、これらは規模が小さく、転位のセンスもまったく逆である。同様に、flexural fold の翼部には、高角度の断層も多数形成されるが、箱型褶曲の大規模な高角断層とくらべると、規模が小さい。また転位のセンスも逆（向斜側が背斜側に対し上方へずれるから）になる。このように、これらはまったく対照的な性質を有していることがわかるだろう。

実際の自然条件では、断層の規模や数については多少異なったあらわれかたを示すと予想されるが、上で指摘したような、たとえば断層の転位に関する特徴などは、野外で褶曲のタイプを識別する上で、重要な目安とする事ができるだろう。

ちなみに、先に示した東山背斜翼部の断層系について以上のような点を検討してみると、それらが横曲げ褶曲の特徴を示している事が認められる。それはこの地域の主要な断層が急傾斜翼部に発達する高角度の正または逆断層（転位は背斜側ブロックが相対的に向斜側ブロックより上昇している場合が多い）であるからである。そして座屈褶曲の翼部で最も特徴的である背斜側からつき上げた衝上断層はこの場合ほとんどみとめられない。わずかに発達する低角逆断層については、その多くが向斜側から背斜側へつき上げた転位を示し、これらは、箱型褶曲の翼部にしばしば副次的に発達する断層とみなされる。

## 6. あとがき

筆者らは、この実験において、箱型褶曲の形成に伴う地層内部の構造変化、とくに褶曲の翼部における変形過程を解析した。実験のための諸条件は、新潟地域に発達する箱型褶曲のモデルより設定した。

主な実験結果を示すと以下のようになる。

1) 基盤ブロックが上昇することにより、このブロックの隅からほぼ垂直にのびた幅のせまい急傾斜翼部が形成される。その結果、地層は箱型背斜の構造を示す。翼部は、単純剪断 (simple shear) の変形様式を示し、ここが褶曲の内部で最も変形が集中する部分となる。

2) この翼部の中央には、基盤ブロックの隅から発生した高角の正または逆断層が発達する。この断層は連続性がいちじるしく、集中的で大規模に発達するもので、箱型背斜の翼部の構造として最も特徴的なものである。上表面付近では、向斜側に凹面を向けたわん曲した低角度の逆断層となる。

3) 上記の断層の周辺には、これと共役な剪断面も発達する。これはほとんど水平な傾斜を有しゆるやかな弧状をえがいて発達するため、背斜側では低角正断層、向斜側では低角逆断層となる。しかしつねに上盤が背斜方向へ転位することがこの断層の特徴である。高角断層にくらべると、規模は小さい。

4) 上面部の背斜のヒンジの周辺には、いちじるしい水平伸長領域が形成される。この部分には、引張性裂カや正断層が発達する。一方、向斜のヒンジの外側には、小規模な水平圧縮領域が形成されるが、

逆断層は生じなかった。

5) 上記3), 4)の断層は, 変形速度の異なる条件下では発達の頻度がかなり変化した。これに対し, 2)の高角断層には, そのような変化がほとんどみとめられなかった。

6) 変形の小さな段階での歪解析の結果は, 同様の弾性モデルに対して得られている応力解析の結果と, 対応する関係のあることがみとめられた。

これらの実験結果を, 東山背斜の周辺において実験観察した野外の断層系のパターンと比較したところ, 顕著な類似性のあることが指摘された。

また, 水平圧縮で生じる褶曲の内部構造について, すでに知られている解析結果を検討し, この実験と比較したところ, とくに褶曲の翼部においては, 断層の発達のしかたに対照的な差異のあることが指摘された(第11図)。この差異に注目すれば, 東山背斜にみられる地層中の内部構造は, この実験で行なったような, 基盤ブロックの隆起に伴うものと説明する方がより妥当であり, 水平圧縮による構造と説明することは困難であると結論される。

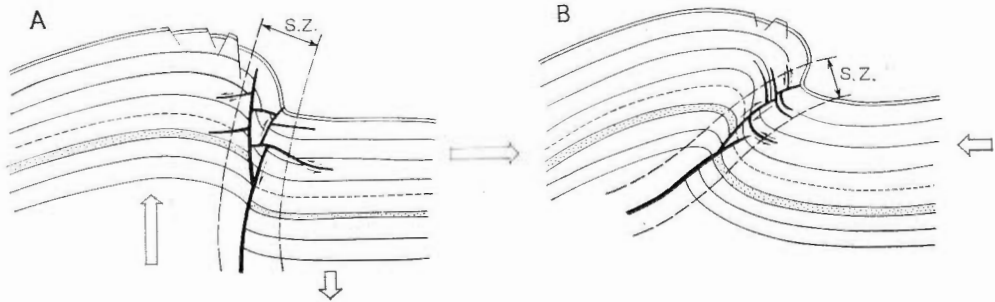
東山背斜は, 新潟地域でも有数な油田構造として知られているが, 上のような背斜の形成過程と同時に, 背斜の翼部にみられる著しい内部変形の存在も, 直接石油・ガス鉱床の存在と関連していると考えられる。とくに地表では識別しにくい水平な断層が背斜翼部を中心に垂直方向に重なって多数発達する事は, 石油・ガスの移動, 集積のプロセスと関連して注目すべき現象と思われる。これらの形成過程は, さらに他のさまざまな地下資源(たとえば, 地下水蒸気・鉱脈鉱床など)の探査を行なううえでも, 重要な研究課題の1つであると思われるが, それらについての検討は別稿にあらためることにしたい。

このように変形の内部構造に関するさまざまな特徴は, さまざまな地質構造を解析するうえで, また鉱床探査の指針として非常に有効な手段を提供する。そして, これらをもとに, 野外で構造の各部分の異なった応力場に対応する内部構造に注目していけば, 褶曲などさまざまな構造の形成機構を, 一層明らかにすることができるだろう。

最後に, その2, 3の具体的な例を示し, 今後の問題としたい。

1) 逆断層形成に関する造構的応力場と地質構造との関係について, とくに, 非常に広域に分布する逆断層形成のメカニズムについては, ここで示したモデルとは別のモデルで説明しなければならないかどうか。

2) 断層のずれのセンスの特定な傾向について, 統計的に解析を行ない, 地質構造との対応関係を検討



第11図 まとめ. 基盤の垂直運動による箱型褶曲(A)と, 水平圧縮による褶曲(B)を対比した模式図. 翼部に発達する断層は対照的な違いがある

する必要がある。

3) 剪断面角と断層の破断の形態との間には、一定の関係のあることが知られているが、これらのタイプを野外で識別し、造構的応力場におけるその位置を検討することなどである。

#### 引用文献

- ベロウソフ, V. V. (湊 正雄・井尻正二監修) (1958) : 構造地質学. 築地書館, 東京
- BELOUSOV, V. V. and GZOVSKY, M. V. (1965) : Experimental tectonics. *Phys. and Chem. of the Earth*. vol. 6, p. 409~498, Pergamon.
- BIOT, M. A. (1961) : Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 72, p.1595~1620.
- 鎮西清高 (1967) : 日本新第三系対比表に“絶対年代”目盛を入れる試み. 地質学雑誌, vol. 73, p. 220~221.
- CLOOS, E. (1955) : Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 66, p. 241~256.
- 藤井敬三 (1974) : 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察. 地質調査所報告, no. 250-2, p.145~157.
- GZOVSKII, M. V. and MA-CHIN (1965) : The relationship between the structure of folds of transverse bending and the rate and history of their growth (Results of experiments with scale models), *Folded deformations in the earth's crust, their types and origin* (BELOUSOV V. V. and SORSKII, A. A. (ed.)), p.332~353, Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem.
- HAFNER, W. (1951) : Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.62, p. 373~398.
- 平山次郎 (1966) : 造構的応力場の解析法とそのモデル化について. 地質学雑誌, vol. 72, p.91~104.
- 星野一男・井波和夫・小出 仁・岩村茂男・三井 忍 (1970) : 本邦産第三系堆積岩の高封圧下における変形挙動. 地質ニュース, no. 192, p. 2~12.
- HUBBERT, M. K. (1937) : Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.48, p.1459~1520.
- 今井秀喜・小出 仁 (1963) : 割れ目の構造解析. 日本鉱業会誌, vol.79, p.11~18.
- 加藤碩一 (1970) : 最野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について——褶曲構造の解析. 地質学雑誌, vol. 76, p. 579~590.
- 垣見俊弘・小玉喜三郎 (1968) : 地質構造の光弾性モデル. 地質ニュース, no. 161, p.15~21.
- 衣笠善博 (1974) : 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について. 地質調査所報告, no. 250-2, p.159~174.
- 小玉喜三郎・樋口茂生 (1974) : 東山背斜翼部の断層系. 地質調査所報告, no. 250-2, p.23~36.
- 小松直幹 (1969) : 東日本油田褶曲の波長について. 「グリーンタフに関する諸問題」. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料, p. 267~273.
- ・渡辺 亨 (1968) : 小断層より解析した西山油田の地質構造 (予報). 石油技術協会誌, vol. 33, p. 157~162.
- LEVEDEVA, N. B. (1965) : Some results of scale modeling of folding of the holomorphic type. *Folded deformations in the earth's crust, their types and origin* (V. V. BELOUSOV and SORSKII A. A. (ed.)), p. 307~312, Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem.
- (1969) : A model of a folded zone. *Tectonophysics*, vol. 7, p. 339~351.
- LOWELL, J. D. (1970) : Antithetic faults in upthrusting. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*,

- vol.54, p. 1946~1950.
- 馬瑾・鐘嘉猷(1965):或種の構造変形体の光弾性模擬実験研究. 構造地質問題(中国科学院地質研究所編). p. 31~46(中国語).
- MA CHING-CHIN, et al. (1965): Disharmonious boxtype folds in Yehsi district of Hsishan, Peking. *Inter. Geol. Rev.*, vol. 11, p. 1320~1330.
- 榎山次郎(1949):岩石変形学. 216 p., 星野書店, 京都.
- 松沢 明(1961):堆積岩の密度と地質構造. 物理探鉱, vol. 14, p. 36~45.
- 宮下美智夫・三梨 昂・針木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生(1972):魚沼地質説明書. 地質調査所.
- 中川鶴太郎・神戸博太郎(1959):レオロジー. みずず書房, 東京.
- 山野井 徹・新戸部 隆(1970):魚沼層群の花粉層序学的考究—そのII. 十日町市西部地域—第四紀研究, vol. 9, p. 53~64.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Co., 568 p.
- SANFORD, A. R. (1959): Analytical and experimental Study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, p. 19~52.
- 島田忠夫・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・鈴木尉元(1967):第三系堆積盆地の形成機構に関する研究—新潟堆積盆地. 地質ニュース, no. 156, p. 1~9.
- 島津康男(1966):地球内部物理学. 394 p., 裳華房.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎(1971):新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 301~315.
- 植村 武(1970):褶曲の中立面について(演旨). 地質学雑誌, vol. 76, p. 105.

## On the Internal Structure of Box-shaped Folds

Kisaburō KODAMA, Yasumoto SUZUKI, Ginzō OGAWA  
and Yoshiyuki MARUTA

The strain field and hence fracturing for two dimensional box-shaped folding of a plastic layer have been determined by a series of clay model experiments. The model considered to be the most representative of natural folds has the following properties: T (thickness of layer) = 5 km (5 cm), W (width of box fold) = 10 km (10 cm), h (height of upheaval of basement block) = 2 km (2 cm), r (rate of deformation) = 0.23 mm/yr to 20.0 mm/yr (0.23 mm/min to 20.0 mm/min),  $\rho$  (density of rock) = 2.0 g/cm<sup>3</sup> (1.0 g/cm<sup>3</sup>),  $\eta$  (viscosity) = 10<sup>20</sup> poise (10<sup>4</sup> poise) and  $\theta$  (yield strength) = 10<sup>9</sup> dyn/cm<sup>2</sup> (10<sup>3</sup> dyn/cm<sup>2</sup>). The figures in the parentheses noted above show corresponding properties of model clay.

When the central part of basement block has been raised up to a given height, three types of faults have been developed along the vertical shear zone of steep flank of box-shaped fold.

Fractures of the first group are steep normal or reverse faults. At the early stage of deformation they occur on the edges of rising block, then they gradually grow upward, and ultimately penetrate the layer. At the surface of the model, they show slight thrusting along nearly horizontal fault planes.

Fractures of the second group are gently inclined reverse or normal faults. They develop in echelon pattern along the vertical shear zone. Magnitude of displacement along each plane is slight, and its sense always shows that the hanging wall slips toward the axis of box-shaped fold.

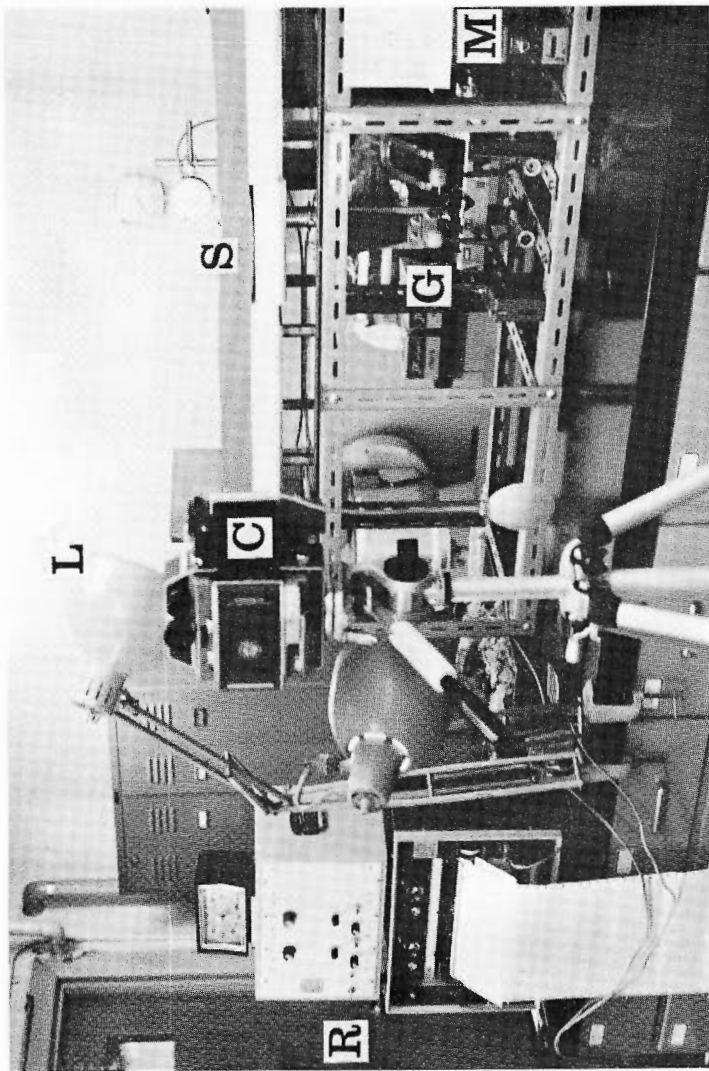
VI.1 箱型褶曲の内部構造について (小玉・鈴木・小川・丸田)

Fractures of the third group consist of small normal faults and extension fractures. They develop at the shoulder part of the upper surface of the fold.

The present authors analyzed a lot of minor faults corresponding to the three types of fracturing mentioned above on the steep flank of Higashiyama Anticline, which is the most representative box-shaped fold in Niigata Oil Tertiary Field (SUZUKI, et al., 1971). Consequently it is concluded that this anticline was formed during the vertical upheaval movement of basement blocks which are bounded by major faults.

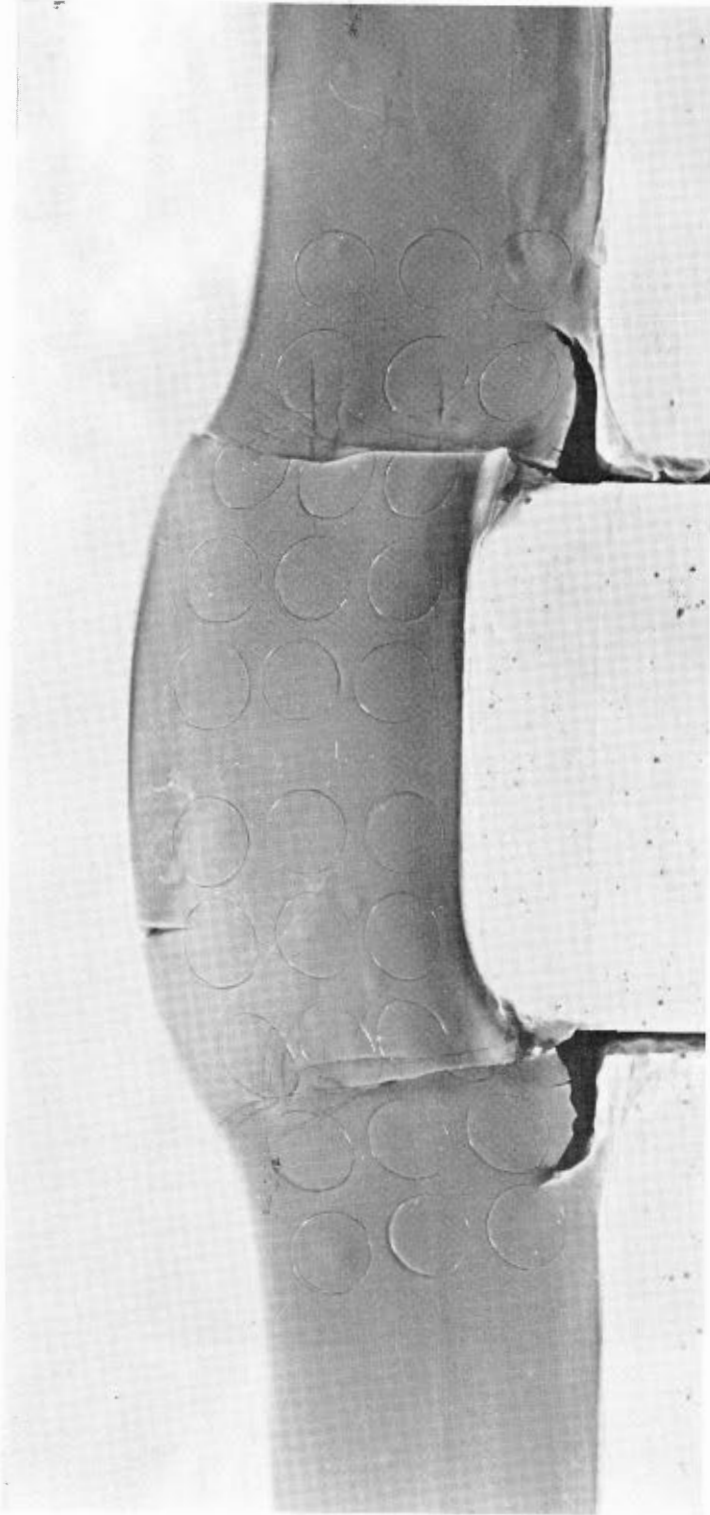






実験台と記録装置

R; レコーダ, L; 照明, C; カメラ, S; モデル・ポンプ, G; 減速ギヤ部, M; 変速モータ (小川暎三作)



実験結果の1例、ブロック上昇速度  
0.23mm/minで25.0mm上昇させた段階、ブロックの寸法は幅10cm

## VI.2 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の 応力分布に関する二、三の考察

藤井 敬三\*

### 要 旨

さきに北秋田において筆者も例を示したように、東北グリーンタフ地域の地質構造には、地塊化運動が特徴的に示されている（大森，1954；北村，1963；藤田ら，1966；藤井ら，1967，1968，1969など）。このような地塊化運動は、層厚・層相の変化、重力異常や火成活動などに重要な影響を与えており、鉱床学的観点からも基本的な構造要素として注目されている。本論では、これらの運動のメカニズムを知るために、地塊化した基盤の上昇運動に伴う上層部中の応力分布・変位量などを考察した。構造解析の手法としては、最近急速に発達しつつある有限要素法を適用した。

地塊化運動のモデルとして次のような条件を仮定した。地殻断面を均質な二次元平面応力場の弾性板（30km×96km）とし、この基底中央部に基盤の地塊化垂直昇降運動を想定した一様分布荷重を加えた。板の両端は固定され、上端は自由表面である。下底部の両端からある幅の範囲は上下方向変位を拘束し、水平方向は自由とする。大きく分けて3つのさまざまな条件について考察した。①分布荷重域を変えた場合、②分布荷重量を変えた場合、③下底の拘束部と荷重作用部間の幅を変えた場合。

解析の結果次のような結論が得られた。①応力場は分布荷重範囲により主として支配され、荷重作用部の上方で水平引張りが、非荷重作用部上方で水平圧縮が生じる。応力場は拘束条件が変わってもあまり変化せず、分布荷重の大きさとも無関係である。②最大剪断応力値は分布荷重範囲または荷重量が増大するにつれて増す。荷重作用範囲の中心部の上方付近と、拘束範囲の上方付近に比較的值の大きい部分が存在する。③地表面の変位はゆるやかな山型をなし、傾斜変換点は存在しない。荷重作用範囲の増大とともに変位量は増大し、また拘束条件によって変位曲線の勾配もかわる。

### 1. ま え が き

構造地質学の主要な目的の一つとして、構造運動を規制している応力と応力が働いた結果生ずる応力分布、変位などとの関係を理論的に解明していくことがあげられる。

さて、東北のグリーンタフ地域における構造運動の特徴として、地塊化運動の存在がよく指摘されている。すなわち、特定の組合わせからなる方向の大小さまざまな断裂によって切断された地塊で特徴づけられる。この地塊化運動は、層厚・層相の変化、重力異常や火成活動などに重要な影響を与えている（大森，1954；生出ら，1960；FUNAYAMA，1961；田口，1960；北村，1963；藤田ら，1966；ほか多数）。

筆者も、北秋田における新第三紀の造構運動を、等層厚線図、重力異常図をもとにして考察した結果、南北ないし北北西方向と東西ないし西北西方向の断裂により地殻はブロック化され、これらのブロック

\* 燃料部

の構造運動が、層厚、層相、重力異常などの変化に重要な役割を果たしていると考えた(藤井ら, 1967, 1968, 1969)。

また、この地塊化運動は鉱床胚胎位置とも重要な関係をもってくる(藤井ら, 1968)ので、鉱床学的観点からも地塊化運動のメカニズムを知ることは重要である。地塊化運動の原因として、種々の見解がのべられているが、一般には、垂直方向の差別的沈降運動によるものと考えられている。しかし、このようなメカニズムは、野外観察からのみでは解析され難く、野外から結論されることは非常に定性的であることが多い。

つぎに、野外観察の結果から帰納された推論が妥当であるかどうかを検討しなければならない。そのために、対象とする岩石系に、推論された諸条件を与えて、自然現象を再現してみる実験的手法および数値実験の手法が必要となり、その結果、野外調査から帰納された推論がはじめてチェックされる。

一般に、地質現象は色々の要素がからみ合っていて、その現象を物理的に解釈することは非常に困難である。地塊化運動のメカニズムに関しても同様のことがいえるが、近年、数値物理的に明らかにしようとする動きが強まっている。

V. В. Белоусов и М. В. Гзовский (1964) は、バイジャンサイ複背斜を詳しく研究し、同複背斜を地層面に直交する外力の作用による横曲げ(Поперечный изгиб)に起因する地塊化運動と考えた。ついで、野外調査結果から想定された応力場、物性条件などから、ゼラチン、ベンジンなどを用いて光弾性実験を行なった。実験条件中、隆起板の幅、材質の強度などを変えたり、単層または多層モデルを用いて、それぞれの場合の応力場を検討し、野外調査結果と比較検討を行なっている。

また衣笠ら(1969)は、同様の運動に着目し、光弾性モデル実験を行なった。すなわち、地下5 kmのところにある幅3 kmのブロックの上昇による上部層中の応力状態を知るために10%ゼラチンゲルを用いて実験を行なった。

しかし、実験的手法は、複雑な形態をとる自然現象を比較的よく再現できるが、物理的条件を正確に設定することは困難であるし、また物性定数にしても相似条件を常に満足する材質のものが得られるとはかぎらないという難点がある。

一方、数値解析では、境界条件および物性定数を比較的任意にとることができる。しかし、理論式をたてて、解を求めようとする大変な困難を伴うのが普通である。特に地質学において、ごく普通にみかける構造にしても物理的にはきわめて難解な問題であり、かなり大胆なモデル化をしても、解をうるのが困難である。微分方程式をたてて解くとすれば、円、楕円、長方形とかのごく単純な形状のものしか解くことができず、しかも境界条件は現実に即したものでないことが多い。

しかし、ここ10年間に急激に発達してきた電子計算機とともに、有限要素法という新しい構造解析法が開発されてきている。この手法によると、境界条件の処理が比較的容易であり、任意の形状、任意の物性の構造解析が可能となりつつある。

この小論においては、この有限要素法によって、地殻の地塊化運動のさいに生ずる内部応力、変位状態などについて考察した。

2. 有限要素法について

有限要素法 (Finite Element Method, 略して FEM 法という) の基本的概念は、一般のマトリックスと同様に、すべての構造物は個々の独立した構造要素 (element) の集合であり、それらの要素は各節点 (nodal point) で結合されていると考えることである。すなわち、無限の自由度をもつ構造物を、有限の自由度しかもたない要素に分割するのが基本的考え方である。この各要素はそれぞれ剛性、形状などで表わされる特性をもち、これらは後述するように節点の力と変位との関係からうることができる。この特性を剛性マトリックス (stiffness matrix) とよんでいる。

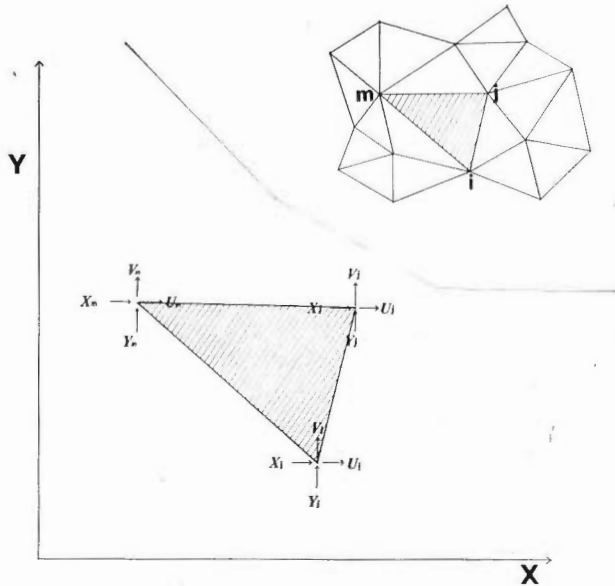
地層のような連続体媒質の場合、実際には要素の数は無限であるが、つぎのような近似を行なうことで、よい精度をうることができる。

- (a) 連続体媒質を仮定の境界線または面によって有限個の要素に分割すること。
- (b) 各要素は、その境界上にある有限個の節点において連続されているものとする。
- (c) 各要素内の変位状態が節点変位の関数として一義的に決定されるように、一つないしいくつかの関数を選んで変位関数とする。
- (d) 上のように変位関数を選ぶと、各要素内のひずみ状態は節点変位の関係として一義的に決定される。
- (e) 境界上の応力および任意の分布荷重につぎに節点に集中する節点力を定め、stiffness matrix を用いて、荷重と変位との間の式を求める。

つぎに、具体的に変位関数の決め方、剛性マトリックスの作り方についてみてみる。

まず、変位関数を仮定するさいに、つぎの条件を満足しなければならない。

- (1) 要素内の変位は連続であること。



第1図 三角形構造要素。

- (2) 隣接する要素の変位は連続であること, すなわち, 適合条件を満足するものでなければならない.
- (3) 変位関数は, 変位の線型関数であること.
- (4) 変位関数は, 独立の変形状態として, 剛体の変位を含まねばならない.

本論文においては, 二次元平面応力問題として解き, 要素としては最も基本的な三角形要素を選び, 三角形三節点法により解を求めた.

つぎに剛性マトリックスの求め方を説明しよう. 第1図のように一つの三角形要素をとりだす. その節点を  $i, j, m$  とし, 各節点において,  $X, Y$  方向に2自由度の変位に, 同様に  $X, Y$  方向に内力を分割する. すなわち,  $i$  節点においては,  $X, Y$  方向の変位を, それぞれ  $u_i, v_i$  とし,  $X, Y$  方向の内力を  $X_i, Y_i$  とし, 一つの要素内における変位を  $[U]$ , 応力を  $[F]$  で表わすと:

$$\begin{aligned} [U] &= [u_i, v_i, u_j, v_j, u_m, v_m] \\ [F] &= [X_i, Y_i, X_j, Y_j, X_m, Y_m] \end{aligned} \quad (1)$$

この要素の剛性マトリックスを  $[K]$  とすると

$[F] = [K] [U]$  となる. したがって  $[K]$  マトリックスは  $6 \times 6$  次の行列であることがわかる. このように応力と変位とを関係づけられる  $[K]$  マトリックスを求めることが重要な問題となる (第2図参照).

さて, ここで, 変位関数をつぎのように選べば, 前述の条件を満足することがわかる.

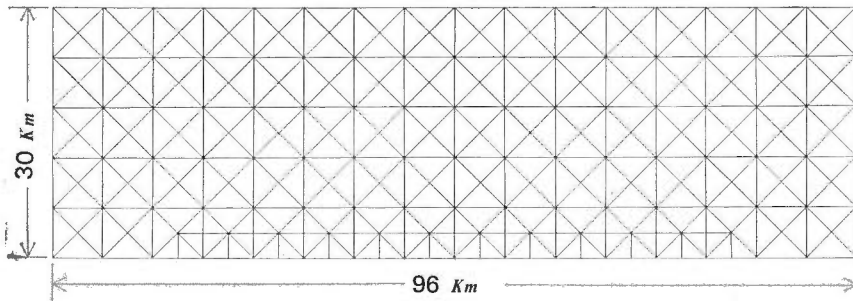
$$\left. \begin{aligned} u &= \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y \\ v &= \alpha_4 + \alpha_5 x + \alpha_6 y \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

(2)式を用いて, さきの要素内における  $[U]$  を求めると:

$$[U] = \begin{pmatrix} 1 & x_i & y_i & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_m & y_m & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & x_m & y_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \alpha_3 \\ \alpha_4 \\ \alpha_5 \\ \alpha_6 \end{pmatrix} = [A] \cdot \{\alpha\} \quad (3)$$

となり,  $[A]$  という定数と  $\{\alpha\}$  という未定係数との積で表わせる.

一方, ひずみは,  $\epsilon_x = \partial u / \partial x$ ,  $\epsilon_y = \partial v / \partial y$ ,  $\gamma_{xy} = \partial u / \partial y + \partial v / \partial x$  のように変位と関係づけられるの



第2図 要素分割図

V.2 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察 (藤井)

で, (2)式を用いて;

$$\begin{Bmatrix} \epsilon_x \\ \epsilon_y \\ \gamma_{xy} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \alpha_3 \\ \alpha_4 \\ \alpha_5 \\ \alpha_6 \end{Bmatrix} = [B] \{\alpha\} \quad (4)$$

となり, やはり, ひずみも定数と未定係数との積とで表わせる.

また, 応力  $\sigma$  とひずみ  $\epsilon$  との関係は, 平面応力の場合;

$$\{\sigma\} = \begin{Bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \tau_{xy} \end{Bmatrix} = \frac{E}{1-\nu^2} \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-\nu}{2} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \epsilon_x \\ \epsilon_y \\ \gamma_{xy} \end{Bmatrix} = [D] \cdot \{\epsilon\} \quad (5)$$

(ここで,  $E$  はヤング率,  $\nu$  はポアソン比,  $\tau$  は剪断応力,  $\gamma$  は剪断歪み) となる.

以上の式を用いて, 応力と変位との関係式を求めると;

$$\{\sigma\} = [D] \cdot \{\epsilon\} = [D] \cdot ([B] \cdot \{\alpha\}) = [D] \cdot [B] \cdot [A^{-1}] \cdot [U] \quad (6)$$

つぎに仮想変位の原理を用いる.

要素体積について, 応力  $\sigma$  と仮想変位  $\bar{u}$  による内部の仮想仕事を計算する. 仮想ひずみを  $\bar{\epsilon}$  で表わすと, 仮想変位によってなされる仕事量は,

$$W_i = \int_V \bar{\epsilon} \{\sigma\} dV = \{\bar{u}\}^T \int_V ([B] \cdot [A^{-1}])^T \cdot [D] \cdot [B] \cdot [A^{-1}] dV \cdot [U] \quad (7)$$

(ただし,  $[A^{-1}]$  は逆行列,  $T$  は転置行列の記号)

一方, 外力  $[F]$  による仕事量は,

$$W_e = \{\bar{u}\}^T \cdot [F] \quad (8)$$

ここで, 仮想変位によってなされる仕事量は歪エネルギーに等しいことから,

$W_i = W_e$  となる. したがって, 外力と変形との関係は,

$$[F] = \left[ \int_V ([B] \cdot [A^{-1}])^T \cdot [D] \cdot [B] \cdot [A^{-1}] dV \right] \cdot [U] \quad (9)$$

と表わせる.

ここで,  $\left[ \int_V ([B] \cdot [A^{-1}])^T \cdot [D] \cdot [B] \cdot [A^{-1}] dV \right] = [K]$  とおくと, 前述した剛性マトリックスとなるわけである. 一つの要素における剛性マトリックスが得られれば, 各要素の剛性マトリックスを重ね合わせるにより, 全体の剛性マトリックスを求めることができ, 構造物全体の剛性方程式が得られる. これを  $F = K \cdot U$  と表わす. この式に, 拘束条件, 荷重条件を導入することにより, 変位を求めることができ, 変位が求まれば, (4)式, (5)式を用いて, 各要素内のひずみおよび応力を求めることができる.

なお, 使用した電子計算機は FACOM 260-20/30 である.

3. 地殻モデルについて

地塊化運動のモデルとして、一様分布荷重による地殻の垂直昇降運動を想定し、数種の数値解析を行なった。

地殻を均質な二次元平面応力場の弾性板(30km×96km)と仮定し、その直下にあるマントル上部に相転移などの原因により垂直力(MATUZAWA, 1964)が発生し、そのため地殻が変形すると考えた。板の両端は固定されていて、板の上端は自由表面とする。下底部は、中央部に一様分布荷重が垂直方向、上方に作用し、両端からある幅の部分は、Y方向のみ拘束され、x方向には自由に流れる。この拘束部(以下この同じ境界条件の場合、拘束部という)と一様分布荷重作用部との間は自由面をなす。

大きく分けて3つの場合について考察した。第1は分布荷重域を変えた場合、第2は分布荷重量を変えた場合、第3は、拘束部と分布荷重作用部間の幅を変えた場合であり、それぞれの条件が、主応力線、最大剪断応力値、変位量にどのような影響を及ぼすかを考察した。

第1の分布荷重域を変えた場合：

1) 地殻下底部の中央部36kmにわたり、一様分布荷重 20kg/cm<sup>2</sup>が垂直方向、上方に作用するものとし、下底部の両端からそれぞれ18kmにわたり垂直方向の変位のみが拘束され、荷重作用域と拘束部12kmは自由面とする(第3図参照)。

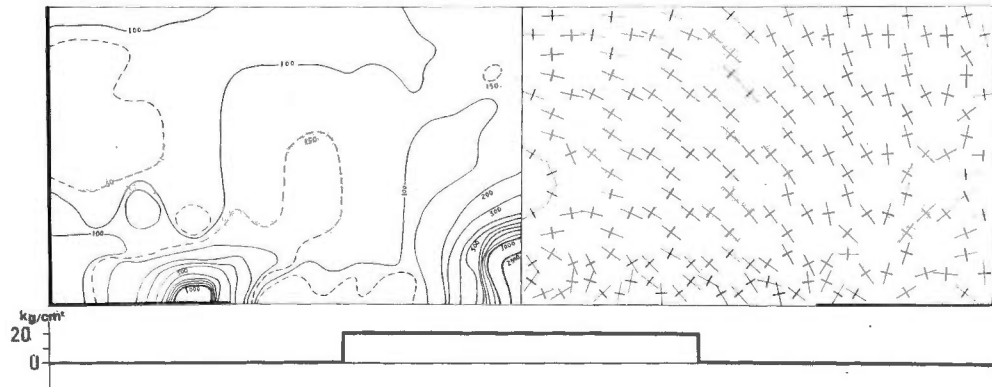
2) 地殻下底部の中央部、48kmにわたり、一様分布荷重 20kg/cm<sup>2</sup>が垂直方向、上方に作用するものとし、下底部の両端からそれぞれ12kmにわたり垂直変位のみが拘束され、荷重作用域と拘束部間12kmは自由面とする(第4、5図参照)。

3) 地殻下底部の中央部60kmにわたり、一様分布荷重 20kg/cm<sup>2</sup>が垂直方向、上方に作用するものとし、下底部の両端からそれぞれ6kmにわたり垂直変位のみが拘束され、荷重作用域と拘束部間12kmは自由面とする(第6図参照)。

第2の分布荷重量を変えた場合：

4) 2)の場合と境界条件はまったく同じであるが、荷重量を半分の10kg/cm<sup>2</sup>にした場合である(第7図参照)。

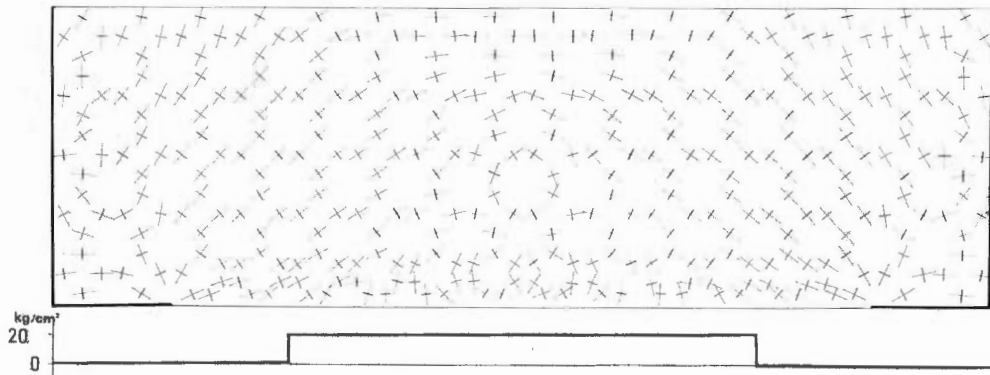
第3の拘束部と荷重作用部との幅を変えた場合：



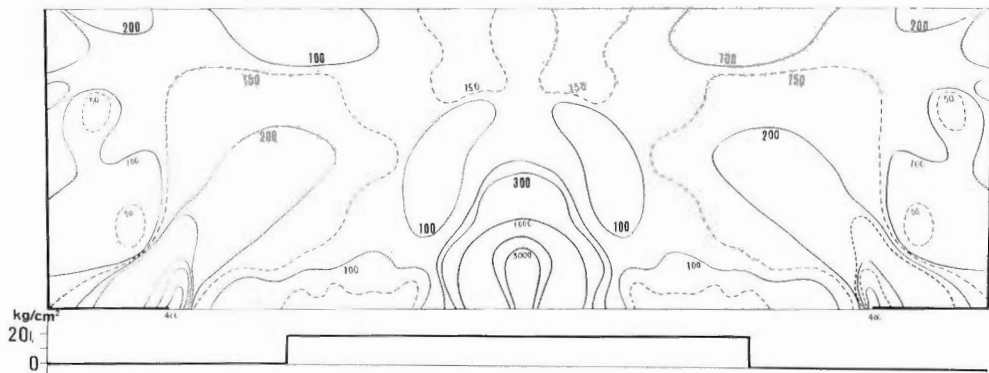
第3図 主応力線および最大剪断応力線図 (CASE1) (単位, 100g/cm<sup>2</sup>)



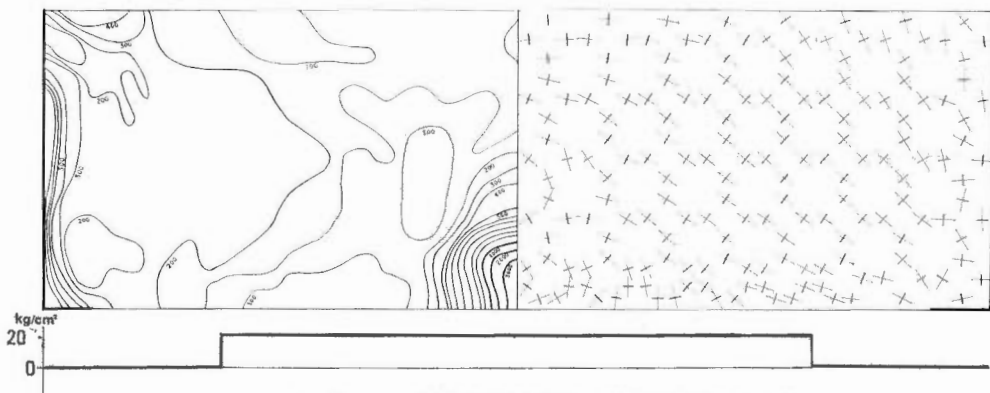
Ⅵ.2 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察（藤井）



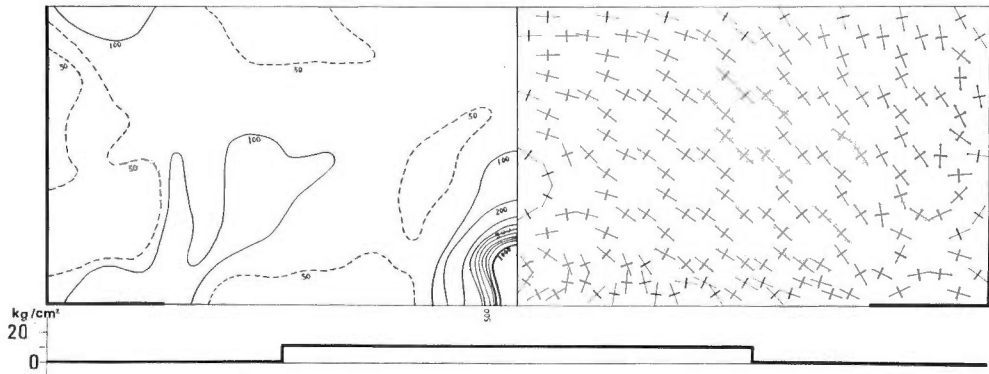
第4図 主応力線図 (CASE2)



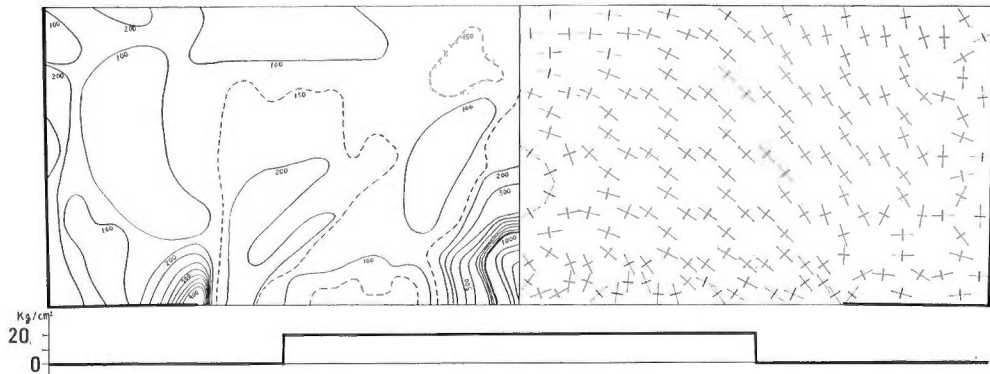
第5図 最大剪断応力線図 (CASE2) (単位, 100g/cm<sup>2</sup>)



第6図 主応力線図および最大剪断応力線図 (CASE3) (単位, 100g/cm<sup>2</sup>)



第7図 主応力線図および最大剪断応力線図 (CASE4) (単位, 100g/cm<sup>2</sup>)



第8図 主応力線図および最大剪断応力線図 (CASE5) (単位, 100g/cm<sup>2</sup>)

5) 2) の場合と類似しているが、荷重作用域と拘束部間を12kmから15kmへと広げた場合に相当する。したがって、地殻下部の中央部48kmにわたり一様分布荷重20kg/cm<sup>2</sup>が垂直方向、上方に作用するものとし、下底部の両端からそれぞれ9kmにわたり垂直変位が拘束され、荷重作用域と拘束部間15kmは自由面とする(第8図参照)。

なお、ここでは弾性定数Eとポアソン比 $\nu$ とをそれぞれ、 $1.25 \times 10^{12}$ ダイン/cm<sup>2</sup>、0.25と仮定した(BIRCH et al., 1942; KASAHARA, 1957)。板の厚さを30km、幅を96kmとした理由として、変形の大部分は、地殻中での応力変化の結果生ずる地震発生の瞬間に生ずることが一般に信じられている(KASAHARA, 1957)。そこで、爆破地震動、重力異常および表面波位相速度の組合せから第2層(地殻下部層)底部までの東北地方における平均の厚さは32~35km(MIKUMO, 1966)であることを考慮して、板の厚さを30kmとした。また、荷重作用域と非荷重作用域との比をほぼ2対1~1対2としたのは、自然の状態では水平的にみて、荷重作用部はいくつも発生すると考えられ、当然荷重作用部は背斜部または隆起部、拘束部は向斜部または沈降部にそれぞれ相当する。北秋田の例などでは(藤井, 1969)隆起部と沈降部との幅はほぼ2対1ないし1対2の比で存在する。

しかし、ここで問題としているのは、30km、96kmという絶対的長さではなく、相対比を問題とし、

## VI.2 基礎の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察(藤井)

主応力線, 剪断応力値の変化, 変位量の変化について考察しようとするものである. こうした意味では, 厚さを30km, 幅を96kmとしたのはあまり意味があることではない.

### 4. 解析結果について

#### 4.1 主応力線について

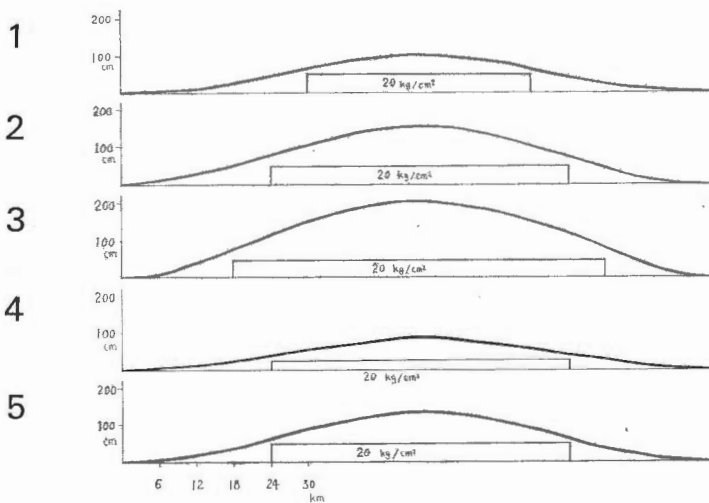
まず, 荷重の作用範囲の差異が主応力値に及ぼす影響を考察するために, 前項の1), 2), 3)の場合を比較してみよう. 地表付近における主応力線の水平的変化をみると, 最大主応力方向のパターンは, 水平ないし緩傾斜をなす地域と急傾斜ないし垂直をなす地域とに分かれ, 漸移する地域が非常に狭いことがわかる. この漸移する地域が丁度, 荷重作用部の端部の上方に位置していることは注目に値する(第3, 4, 5, 6図参照).

つぎに, 拘束条件の差異が主応力値に及ぼす影響を考えてみよう. 2)と5)との場合, すなわち, 荷重作用部の端部と拘束部の間隔が狭くなった場合には, 地表面における主応力線のパターンをみると, 最大主応力方向の水平ないし緩傾斜をなす地域と急傾斜ないし垂直をなす地域との漸移部が上述の場合と較べてより狭くなっている(第4, 5, 8図参照).

最後に, 荷重量の差異が主応力値に及ぼす影響を考えてみよう. 2)と4)の場合を比較してみると, この場合, 主応力線図のパターンには, 当然のことではあるが変化がみられない. 少なくとも地殻を弾性体とみなすときには, 働いた応力値の大きさは主応力線の配置に影響を与えない(第4, 5, 8図参照).

#### 4.2 最大剪断応力について

荷重分布範囲の差異による最大剪断応力値への影響を調べるため, 1), 2), 3)の場合を比較してみよう. 荷重分布地域が, 1), 2), 3)の順で広がるので, 当然, 最大剪断応力値はそれに応じて大きくなる. しかし, 個々の場合について検討してみると, 地表付近における最大剪断応力値は荷重作用部の端部の上方付近で小さくなっている. 一方, 拘束部の上方においては, 地表付近の浅い所に最大剪



第9図 変位曲線

断応力値の大きい区域があり、荷重作用部の中心付近に比較的大きい値の区域が分布する。

つぎに、荷重量に相違がある場合、すなわち2)と4)との場合を比較してみると、最大剪断応力値が半減している。

最後に、拘束条件が異なる2)と5)との場合を比較してみると、地表に表われる影響として、5)の場合における最大剪断応力値は1)の場合よりも10%位小さくなる。

結局、最大剪断応力値に対しては、荷重領域の相違による影響が非常に大きいことがわかる。

#### 4.3 変位置について

5つの場合とも、地表面の変位はゆるやかな山型をなし、傾斜変換点は存在しないようである(第9図参照)。

まず、荷重の分布範囲が変位置に及ぼす影響を調べるために、1)、2)、3)の場合を比較してみると、ほぼ荷重分布範囲の拡がりの変位置とは比例している。

つぎに、荷重量の相違、すなわち、2)と4)との場合を比較してみると、荷重量が半減した場合には、変位置も半減している。

最後に、拘束条件の相違、すなわち、2)と5)との場合を比較してみると、荷重作用部の端部と拘束部との間隔が狭い場合の方が、変位曲線の勾配はやや急となることがわかる。

### 5. 解析結果の検討

岩石の破壊に関しては、種々の破壊の条件が提起されている。たとえば、内部摩擦角説(COULOMBの理論)、最大剪断応力説(TRESCAの理論)、剪断ひずみエネルギー説、GRIFFITHの理論などがある(山口ほか、1967など)。ここでは光弾性結果と比較しうる内部摩擦角説と最大剪断応力説にもとづいて考察してみることにする。

内部摩擦角説によると、岩石破壊に関しては、剪断応力( $\tau$ )のほかに、その面に働く垂直応力( $\sigma_n$ )に比例した付加応力( $\mu \cdot \sigma_n$ )が作用するためであると考えられる。ただし、 $\mu$ は内部摩擦係数とよばれる定数である。すなわち、 $\tau \pm \mu \cdot \sigma_n$ の最大値が一定の値に達したときに破壊が起るとしている。したがって、 $\tau = \tau_0 + \mu \cdot \sigma_n$  ( $\tau_0$ は剪断強度または粘着力とよばれる)と表わされる。ここで、 $\mu = \tan \phi$ と表わされ、圧縮方向に対して $45^\circ$ より $\phi/2$ だけ小さな傾斜面にそって破壊する。岩石の場合、 $\phi$ の値は実験および野外観察から $30^\circ$ 前後であるから、剪断破壊面すなわち断層面は最小主応力 $\sigma_3$ の方向から約 $30^\circ$ 傾いた方向をとる。

また、最大剪断応力説によれば、1870年頃 TRESCA は、金属の塑性変形を研究して、最大剪断応力が一定値に達すると降伏が起ると考えた。物体中のある点における応力を $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ とすれば、その点の最大剪断応力は $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$ で与えられる(TRESCAの理論)。したがって最大剪断応力説では $\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_0 = \text{const.}$ のとき降伏または破壊が起るのである。

これらの説にもとづいて、前述の解析結果を検討してみよう。

主応力線図の配置から、地表面付近で予想される断層の種類を考察してみると、荷重作用部の上方には、正断層が発達することがわかる。荷重作用部の端部の直上付近より拘束部上方にかけては、傾斜のゆるい逆断層と急傾斜した正断層の存在が予想されるが、こうした区域はごく限られており、拘束部の

## Ⅴ.2 基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察(藤井)

上方に近づくと、逆断層の発達した区域となることがわかる。この傾向は、荷重の強さ、拘束条件によってあまり変化せず、荷重作用部の配置が、主応力線図の配置に大きい影響を与えているといえる。

つぎに、最大剪断応力線図について検討してみよう。

TRESCA の理論に従うとすると、変位状態から考えて、荷重作用部(背斜部)もしくは拘束部(向斜部)において破壊が生じやすいことがわかる。

以上のべた一様分布荷重条件下における、主応力線図と最大剪断応力線図との配置および Белоусов et al. (1964) による等変位を与えた条件下における主応力線図と最大剪断応力線図との配置を比較してみよう。板の下部においては、両線図とも配置はかなり異なっているが、上部、すなわち表面付近においては両線図の配置は非常によく似ている。このことは、力が加えられているごく近傍において応力値 ( $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\tau_{xy}$ ) の比は異なるが、異なる荷重条件下でも荷重部を離れるにしたがって、その比は等しくなってくることによる。丁度、サン・ブナンの原理のように、棒の一端に力を加える場合、力の作用点付近においては複雑な応力配置をとるが、力の作用点を離れるにしたがって応力は均一化されてくると似ている。

したがって、地表部付近を問題にするときには、外力条件として等変位を与えた場合と一様分布荷重を与える場合とで応力配置に著しい差異は認められないことがいえる。

つぎに、野外において解析されている地塊運動によって生ずる主応力線図の配置例として有名なバイジャンサイ複背斜(Белоусов et al., 1964) や阿武隈山地東縁(恒石, 1966, 1971) がある。これらの例を説明してみると、隆起地塊の上部、つまり背斜軸部に相当する部分では、全体として、最大圧縮応力が垂直に作用して正断層群が生じ、翼部になると最大圧縮応力軸は次第に水平方向となり逆断層の発達する地域となる。漸移部は比較的狭く、正断層区域と逆断層区域とに分かれる。

以上、横曲げ褶曲の生じている地域では、正断層の発達する地域と逆断層の発達する地域とが平面的に明瞭に識別でき、前者は隆起部に、後者は沈降部にそれぞれ対応していることがいえるのではあるまいか。

つぎに、こうした弾性変形の結果生ずる断層群は、本解析結果による背斜の軸部付近もしくは向斜の軸部付近にまず発達することが考えられるが、等変位と考えるモデル実験結果によると、こうした現象は、モデル板の厚さが、弾性板の幅に近いもしくは大きくなると、背斜軸部付近に正断層が発達することが報告されている(Белоусов et al., 1964)。

## 6. ま と め

以上、一様分布荷重によって生ずる隆起地塊化運動について、応力場、最大剪断応力値、変位量などを考察した。なお、地殻を両端固定の二次元弾性板と仮定し、これらの解析手段として有限要素法を用いた。

1) 応力場は、分布荷重範囲に大きく支配され、分布荷重範囲の上方では、引張りの場であり、隣接する非荷重作用部の上方に向かって圧縮の場となる。拘束条件の違いによっては応力場はあまり影響されない。また分布荷重の大きさに応力場は無関係である。

2) 最大剪断応力値は、当然のことであるが、荷重の分布範囲または荷重量が増大するにつれ、最大

剪断応力値が増大する。荷重作用範囲の中心部の上方付近と、拘束範囲の上方付近に比較的大きい最大剪断応力値が存在する。

3) 地表面の変位量は、ゆるやかな山型をなし、傾斜変換点は存在しないようである。この場合も当然のことであるが、荷重作用範囲の増大とともに変化量は増大する。拘束部の変化によって、変位曲線の勾配が変わる。

以上のべたことが結論される。

なお、この研究を進めるにあたって、地質調査所のTectonophysics談話会の垣見俊弘・鈴木尉元・衣笠善博・小玉喜三郎および小出 仁の諸氏には種々の助言や討議をわずらわした。また東京大学の吉田鎮男博士には有益な助言や批判をうけた。最後に、論文作成にあたり地質調査所の石油課の方々、とくに島田忠夫博士、三梨 昂博士には懇切なご助言、ご指導をいただき深甚の謝意をあらわす次第である。

#### 参考文献

- Белоусов, В. В. и Гзовский, М. В. (1964) : Экспериментальная тектоника. 118 стр., изд., ИЕДРА.
- BIRCH, F. et al. (1942) : Handbook of physical constants. *Geol. Soc. America, Special Paper* 36, 325 p.
- FUNAYAMA, Y. (1961) : The Geology and Geological Structure in the Marginal Areas of the Yamagata Basin, with Special Reference to the Ore Deposits, Yamagata Prefecture. *Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, vol. 7, p. 199~291.
- 藤田至則・他6名(1966) : 背稜地域の新第三紀における造構運動。地団研専報, 第12号, 東北日本のグリーン・タフ変動。p.42~57.
- 藤井敬三・平山次郎(1967) : 秋田県大館一花輪盆地間山地の地質構造について。地質学雑誌, vol.73, p. 555~561.
- ・吉田国夫(1968) : 秋田県北鹿地域中央部の地質構造と鉱床生成の場について。鉱山地質, vol.18, p.46~57.
- ・他3名(1969) : 北秋田地域における新第三紀の造構運動。日本地質学会第76年学術大会「グリーン・タフに関する諸問題」, p.85~94.
- 生出慶司・大沼晃助(1960) : 東北地方を中心とした“グリーンタフ時代”の火成活動。地球科学, no.50~51, p.36~55.
- KASAHARA, K. (1957) : The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observation (I). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol.35, p. 473~532.
- 笠原慶一(1968) : 地殻変動と発震機構。地質学論集, no. 2, p. 3~8.
- 衣笠善博・垣見俊弘(1969) : 光弾性実験—理論・実験装置・実例—。地質ニュース, no. 178, p. 22~28.
- 北村 信(1963) : グリーン・タフ地域における第三紀造構運動。地質学会第70年総会討論会資料, p.43~63.
- MATUZAWA, T. (1964) : *Study of earthquakes*. 231 p., Uno Shoten.
- MIKUMO, T. (1966) : A study of crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol.44, p.965~1007.
- 大森昌衛(1954) : 東北日本の第三紀の構造の特性—とくに石巻一鳥海山構造線について。地球科学, no.68, p. 1~8.
- 田口一雄(1960) : 出羽丘陵新第三系下部層について。地質学雑誌, vol.66, p. 102~112.
- 恒石幸正(1966) : 阿武隈山地広野地域の地質構造。地震研究所彙報, vol.44, p. 749~764.
- (1971) : 地塊の境界にみられる主断層の性質および小断層との関係。地質学雑誌, vol.

## Consideration of the Stress Distributions in the Upper Crust Caused by the Block Movement

Keizō FUJII

The writer considered that the block movement of the earth crust was caused by the uniform vertical compressive force exerted under the earth crust.

In order to account for the mechanism of the block movement, the writer analysed the elastic response of a homogeneous rock layer to two-dimensional distribution of uniform vertical compressive force applied along its lower boundary by finite element method.

Stress distribution, maximum shearing stress distribution and displacement fields are presented for five types of different boundary conditions.

The elastic model used is as follows, elastic rectangular plate (96 km in length and 30 km in thickness) with average crustal rock properties and both ends of the elastic plate are fixed.

The five types of different boundary conditions are :

- (1) Central 36 km exposed to uniform vertical compressive force ( $20 \text{ kg/cm}^2$ ) and 18 km of both ends vertically restrained at the lower boundary.
- (2) Central 48 km exposed to uniform vertical compressive force ( $20 \text{ kg/cm}^2$ ) and 12 km of both ends vertically restrained at the lower boundary.
- (3) Uniform vertical compressive force ( $20 \text{ kg/cm}^2$ ) is extending over 60 km at the central part of the lower boundary.
- (4) The boundary conditions are similar to the first case except the amount of compressive force, in this case compressive force is  $10 \text{ kg/cm}^2$ .
- (5) Boundary conditions of compressive force are similar to the first case, but the restraint parts extend over 15 km from the both ends of the lower boundary.

As a result, it is concluded that stress distribution is mainly controlled by the distribution of compressive force. Near the upper parts of the distribution areas of compressive force, the fracture pattern is normal fault, but at other parts, the fracture pattern is reverse fault.

Concerning the distribution of maximum shearing stress, large strength area is distributed near the central and the end parts of the upper portion of the model.





### VI. 3 基盤ブロックの昇降運動による 被覆層内の応力分布について\*

衣笠 善博\*\*

#### 要 旨

基盤が昇降運動をする事による褶曲構造の形成は、造構運動の基本的メカニズムの一つである。新潟堆積盆地においても、最も優勢な褶曲構造の形成のメカニズムも、この基盤の昇降運動が考えられる。

基盤が昇降運動をする際の被覆層内の応力場を求めるために、光弾性モデル実験を行なった。実験の結果は被覆層内の主応力と最大剪断応力の方向とその大きさとして示された。さらに、主応力値と岩石の破壊の条件から破壊領域が検討された。

これらの実験結果によって、新潟堆積盆地をはじめ、いくつかの地域の地質構造が検討された。

#### 1. はじめに

新潟第三系堆積盆地に関する最近の研究において、地質構造、特に褶曲形成のメカニズムに関してモデルが提出された(鈴木・他, 1971)。それによると新潟堆積盆地の構造は背斜構造が主体的であり、軸の延長が30 kmをこえる背斜構造(第1級の背斜)は基本的には基盤の昇降運動によるブロック褶曲であり、形態的には箱型褶曲である。延長が数km~10数kmの背斜構造(第2, 3級の背斜)は第1級の背斜にともなう二次的な横圧力によって形成されたと考えられる。

基盤が昇降運動をすることによる褶曲構造の形成は全般的横圧力下での褶曲構造の形成とともに造構運動の基本的なメカニズムであり、いくつかの重要な解析的、実験的研究がなされている。SANFORD (1959)は基盤が階段状の変位をした場合の被覆層中の応力分布を弾性論の問題として解いた。これに先だって、被覆層の下底にそって垂直方向の応力が加えられた場合についてはHAFNER (1951)が解いている。

光弾性による実験的研究はBELOUSSOV, GZOVSKYらによって先鞭がつけられ(BELOUSSOV・GZOVSKY 1965)馬瑾らも同様の実験を行なった(馬瑾・鐘嘉猷, 1965)。

小論では今までに行なわれたそれらの研究成果の上に立ち、さらにいくつかの新しい実験を行なった結果についてのべる。

実験にあたっては地質部垣見俊弘技官から終始御指導と御援助を受け、執筆にあたっては粗稿から検討していただいた。三梨 昂技官、鈴木尉元技官、小玉喜三郎技官ほか燃料部石油課の諸氏からは実験をすすめる上で多くの助言をいただいた。実験装置については技術部竹内三郎技官の手をわずらわした。東京教育大学藤田至助教授はじめ構造地質研究会の諸氏には暖かいはげましとご討論をいただいた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

\* 1972年1月15日稿

\*\* 地質部

## 2. 新潟堆積盆地の褶曲構造

新潟堆積盆地は古生層およびそれを貫く花崗岩質岩類を基盤とし、中新世グリーンタフの堆積から始まる一大堆積盆地である。堆積の場としての性格は魚沼層の堆積をもって終わり、上位の矢代田層堆積前に受けた造構運動により大部分の構造が形成された。その基本的な骨格は NNW—SSE 方向の褶曲構造によって構成されている。

新潟堆積盆地の褶曲構造のうち背斜軸の長さを基準に整理すればそれらは不連続な分布をなす3つのグループに分ける事が出来る(第1図)。

背斜軸が最も長く延長する第1級の背斜は基本的には箱型褶曲としての特徴をそなえている。すなわち平坦な頂部と両側(時として片側のみ)に急傾斜の翼部をもち、きわめて緩傾斜の広い盆状構造に移行する。また急傾斜翼部には火山岩や火山碎屑岩をともなう。

最も規模の小さい第3級の背斜は傾斜がゆるく、背斜と向斜は同等に発達する。第1級の背斜の急傾斜翼部に火成活動が見られるのに比較して、この場合は造構運動にともなう火成活動は存在しない。またこのグループの褶曲は第1級の背斜の急傾斜部から広い盆状構造部への境界部に限って見られる。軸の延長方向は全体としては第1級の背斜の延長方向と調和的ではあるが不安定に屈曲する。

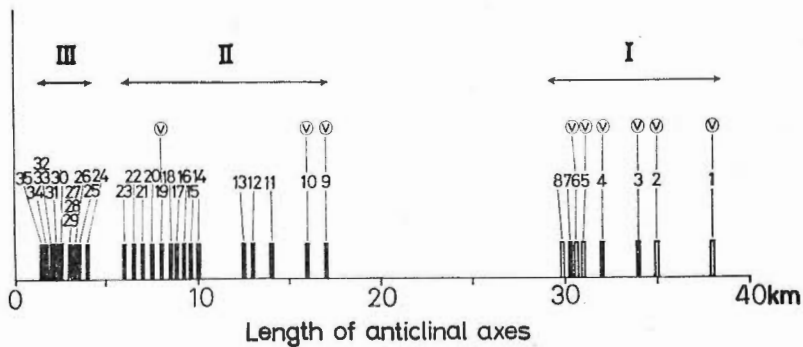
第2級の背斜は中間的な規模で、いくつかは第1級に、いくつかは第3級に分けられるべきであろう。

これらの褶曲の形成機構は次のように考えられる。第1級の背斜は規模の大きさ、箱型の形状、そして急傾斜翼部に火成作用をともなう事から基盤の差別的昇降運動によるブロック褶曲である。第3級の背斜および向斜は第1級の背斜構造の形成による副次的な横圧力による褶曲である。

第1級の背斜の頂部の幅は5km程度で、隣接する背斜部との間かくは5~10km程度である。

## 3. モデル化

このように新潟堆積盆の造構運動の基本は基盤ブロックの昇降運動であると考えられ、より小さなオーダーの構造の形成をも規制していると考えられた。このような推論は実験的な研究によってたしかめられる必要がある。またそれによって野外で観察される現象のうち、より本質的なものと、そうでない



第1図 新潟堆積盆地の背斜の軸長による第1級(I), 第2・3級(II・III)褶曲の区分

⊙印は火成活動を伴うもの(鈴木・他, 1971)

### Ⅴ.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)

ものの区別がなされるようになる。

実験的研究のうち、被覆層内の応力場を求める事により、被覆層内での変形の様式、破壊の範囲が求められる。この目的のために光弾性モデル実験を行なった。実験にあたって上述のような野外のデータにもとづき、実験モデルの原型を次のように設定した。

基盤は剛体で、「深部断裂」によってブロック化し、おのおのブロックは差別的に昇降する。新潟堆積盆の基盤は前述のように先新第三紀に主要な造構運動を受けた古生層やそれを貫く花崗岩質岩類であり、新第三紀以降の被覆層と比較すれば十分に“固く”、新第三紀以降の運動は被覆層のような褶曲変形運動ではなく、剛体のブロック運動であったと考えられる。

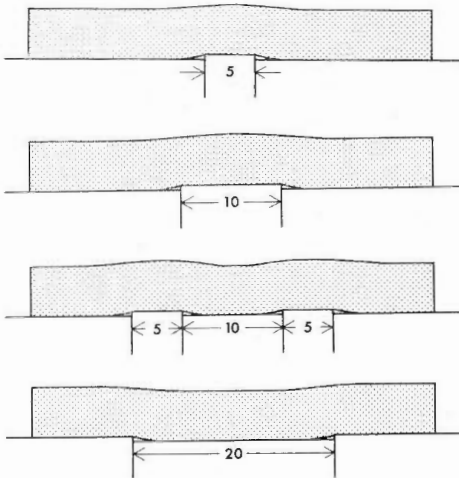
新第三系～第四系の主として堆積岩からなる被覆層の物理的な性質は、現在までのところ十分には知られていないため、第一次近似として、等方・均質でその変形は弾性的であると考えた。被覆層の層厚、密度およびヤング率をそれぞれ5 km, 2.0gr/cm<sup>3</sup>, 10<sup>7</sup>~10<sup>8</sup>gr/cm<sup>2</sup>程度と見積った。

1つの基盤ブロックの幅は、背斜の頂部の幅、隣接する背斜部との間かくから5~10 km程度と考えられる。実験は(1) 幅5 km, (2) 幅10 kmのブロックが上昇した場合, (3) 幅5 kmの2つのブロックが10 kmの間かくをおいて同等に上昇した場合, (4) 幅20 kmにわたって一様に沈降した場合について行なった(第2図)。

隣接するブロックの相対的な昇降の量が100m, 300m, 500mである場合について実験を行なった。

#### 4. 光弾性モデル実験

実験は二次元光弾性法で行なった。この方法は光がある種の弾性体を透過すると複屈折をする性質を利用するものである。複屈折の量は弾性体の内部に作用している差応力(主応力差)の大きさに比例する。また、弾性体を透過した光は弾性体内の主応力軸に直交する2つの平面偏光に分かれて進行する。これらの関係から弾性体内部に働いている応力の大きさや、主応力の方向を求める事ができる(辻・他1965; 鶴戸口, 1955)。



第2図 基盤ブロックの昇降様式 単位はkm

実験は原型に対応するスケールモデルについて行なった。相似条件の決定は平山によって紹介された Gzovsky の方法によった(平山, 1966)。弾性領域での実験であるので次の物理量が考慮された。

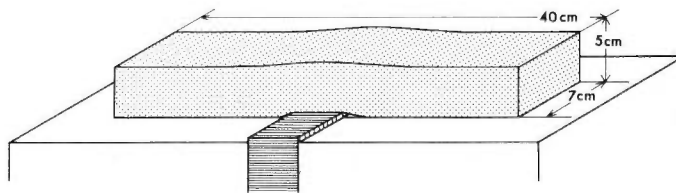
まず重力の加速度。これはスケールモデルに作用するそれも、原型に作用するそれと同じである。したがって重力の加速度に関する相似乗数  $C_g$  は1となる。密度に関しては、通常光弾性実験に用いられる材料は  $1 \text{ gr/cm}^3$  程度であり、岩石の密度の約  $1/2$  である。したがって密度に関する相似乗数  $C_\rho$  は  $0.5$  となる。幅  $5 \text{ km}$  の基盤ブロックに対してスケールモデルで  $5 \text{ cm}$  程度のブロックを使って実験を行なう場合、長さの相似乗数  $C_l$  は  $10^{-5}$  となる。ヤング率に関する相似乗数  $C_E$  はこれらの相似乗数から導かれる。すなわち  $C_E = C_g \cdot C_\rho \cdot C_l$  を満たさなければならない。上述のように  $C_g=1$ ,  $C_\rho=0.5$ ,  $C_l=10^{-5}$  とすれば、 $C_E=0.5 \times 10^{-5}$  となる。被覆層のヤング率を  $10^7 \sim 10^8 \text{ gr/cm}^2$  と見積ったので、スケールモデルの材料のヤング率は  $5 \times 10^{1 \sim 2} \text{ gr/cm}^2$  である事が要求される。

応力の相似乗数  $C_\sigma$  はヤング率の相似乗数と同じである。したがってスケールモデルの実験で求められた応力に  $C_\sigma$  の逆数を乗じる事によって原型に作用する応力の値を得る。

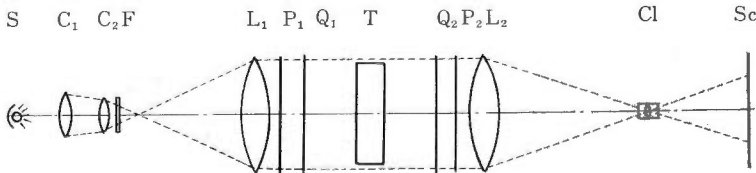
スケールモデルは10%ゼラチンゲルを成型して用いた。乾燥したゼラチンを重量で9倍の水に膨潤させた後湯煎するとゾル化する。これをふたたび冷却すれば均一で透明なゼラチンゲルとなる。こうして得られる10%ゼラチンゲルは密度  $1.02 \text{ gr/cm}^3$ 、ヤング率  $300 \text{ gr/cm}^2$  で相似条件を満たし、光弾性感度も  $0.0607 \text{ cm/g}$  と十分に高い。

実験に用いたスケールモデルは、被覆層の厚さに相当する高さを  $5 \text{ cm}$ 、幅を  $40 \text{ cm}$  に成型された(第3図)。長さ(光軸方向の長さ)は  $7 \text{ cm}$  と  $2 \text{ cm}$  の2つにした。高さとは相似乗数によりそれぞれ原型の  $5 \text{ km}$ ,  $40 \text{ km}$  に相当する。長さは最終的な実験結果には関係しないので、差応力の値を求める実験では  $7 \text{ cm}$ 、主応力の方向を求める実験では  $2 \text{ cm}$  のものを用いた。

この寸法に成型されたゼラチンゲルを実験台にのせる。ゼラチンゲルの両端、上面は拘束しないため自由境界となる。下底面も実験台には固定させないで実験を行なった。



第3図 実験台とスケールモデルの概要



第4図 光弾性実験装置の光学系

S: 光源,  $C_1, C_2$ : コンデンサーレンズ, F: フィルター,  $L_1, L_2$ : 視野レンズ  
 $P_1, P_2$ : 第1, 第2偏光子,  $Q_1, Q_2$ :  $1/4$ 波長板, Cl: カメラレンズ, Sc: スクリーン  
 T: 試験片

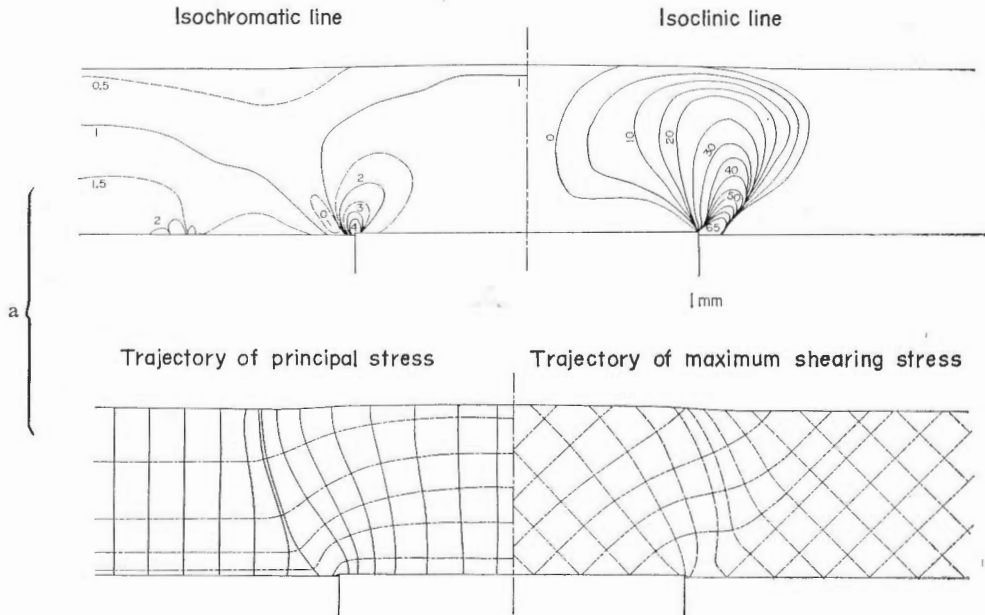
### VI.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)

実験台は幅 5 cm のブロックの集合からなっており、おのおののブロックはネジにより垂直に上下する。実験台にのせられたゼラチンゲルを第 4 図の光学系に入れる事によって差応力の大きさを示す等色線、主応力の傾きを示す等傾線がスクリーンの上に得られる。

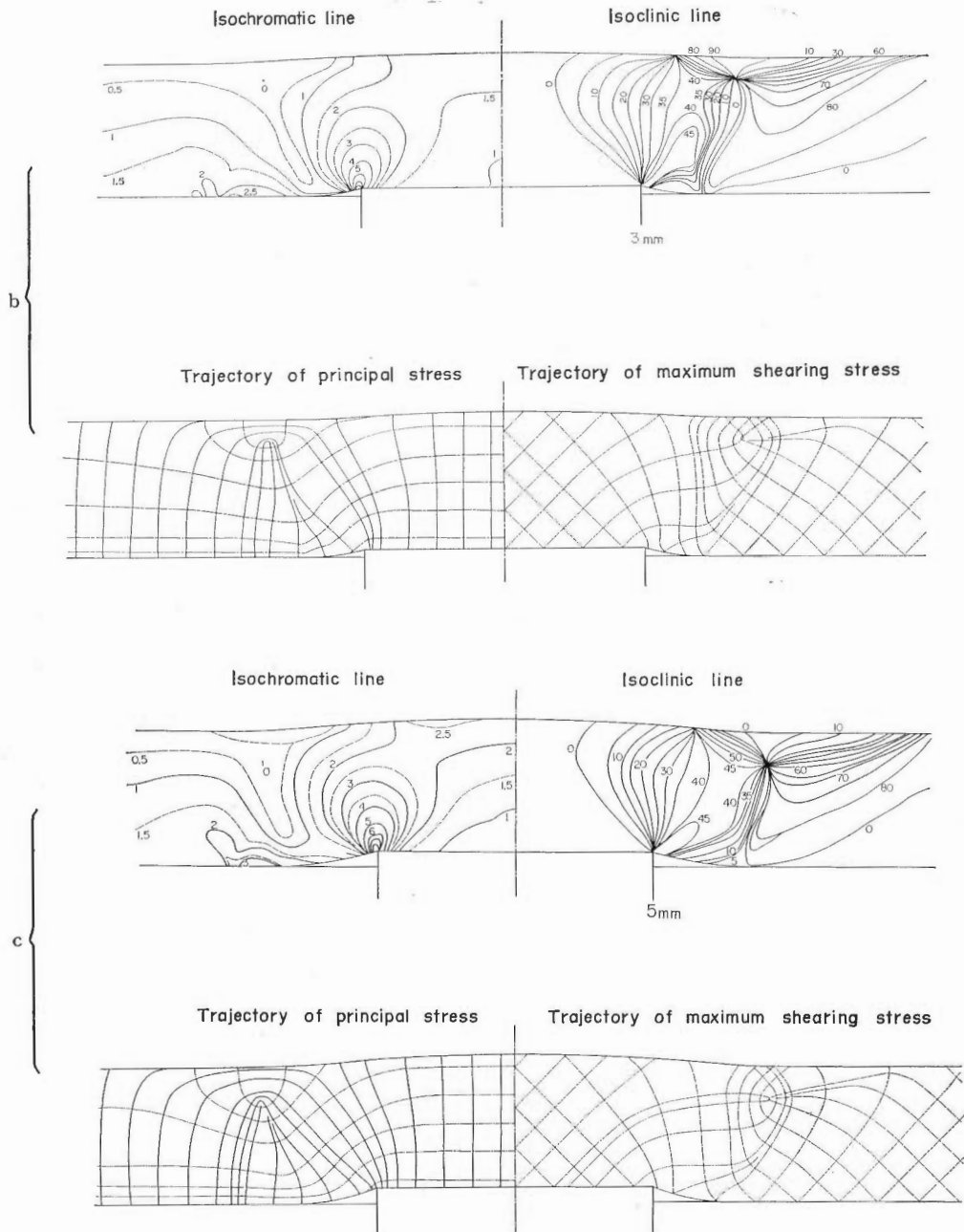
#### 5. 実験結果

実験結果を第 5 図から第 7 図に示す。等色線 (Isochromatic line) は差応力の大きさとその分布をあらわす。この図では差応力の大きさが等しい所が線で結ばれ、その相対的な大きさが次数で示される。次数が高くなるに従って差応力が大きくなる。また  $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_2) / 2$  の関係から次数の高い部分は剪断応力が強く作用している事が示される。一次あたりの差応力は 2.35 gr/cm<sup>2</sup> であり、 $\tau_{max}$  にすれば 1.18 gr/cm<sup>2</sup> である。

等傾線 (Isoclinic line) は主応力軸の傾斜の等しい所を線で結んだものであり、曲線に記した数は、その曲線上での主応力軸の傾斜の角度を示す。主応力線 (Trajectory of principal stress), 最大剪断応力線 (Trajectory of maximum shearing stress) はこの図から作図される。主応力のうちどちらが  $\sigma_1$  注1) でどちらが  $\sigma_2$  であるかは実験から一義的には決まらない。しかし、この実験の場合、上昇するブロックから十分はなれて、その影響のほとんどない部分では鉛直方向には自荷重が働き、水平方向の主応力はゼロである。したがってそこでは鉛直方向が  $\sigma_1$ 、水平方向が  $\sigma_2$  である。そのような部分からブロックの上昇の影響を受ける部分へと連続的に追跡することによって、主応力の大小関係をモデルの全域で明らかにすることができる。



注1) 圧縮をプラスとし最大主応力を  $\sigma_1$ 、最小主応力を  $\sigma_2$  とする。



第5図 実験結果

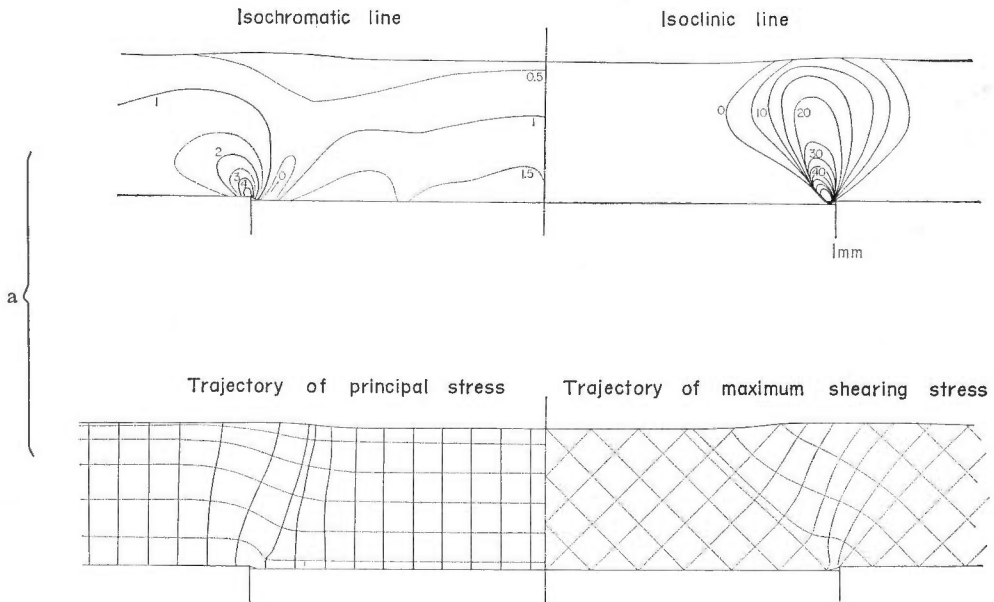
a, b, c はそれぞれ 1 mm, 3 mm, 5 mm の変位量, 本文参照

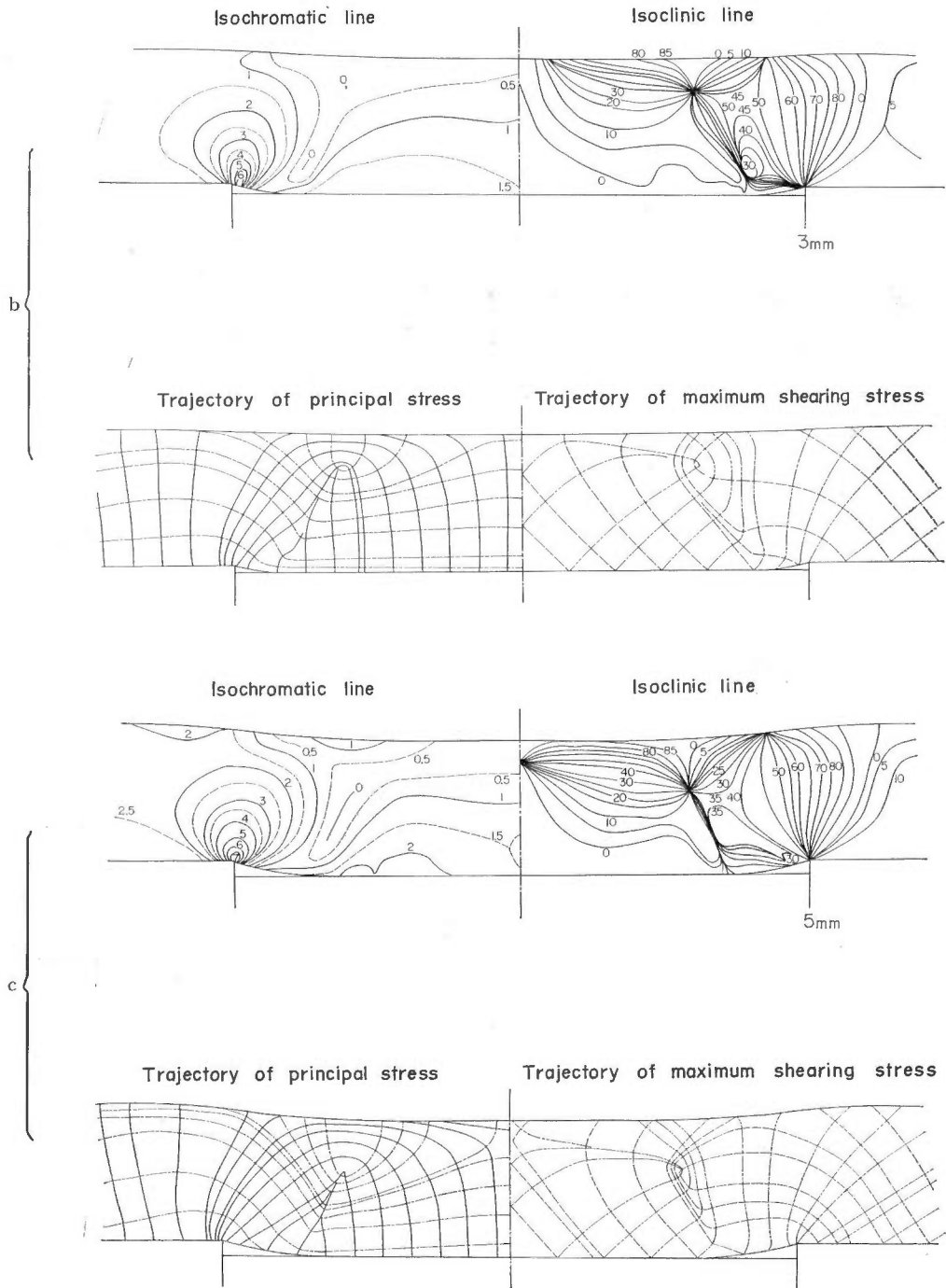
VI.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣裳)

第5図は幅10cmのブロックが1mm, 3mm, 5mm上昇した場合の実験の結果である。等色線図からはブロックとブロックの境界に近接する被覆層内(以下ブロックの境界部と呼ぶ)には1mmの上昇の時からすでに大きな差応力が作用している事が読みとれる。この部分は上昇量が大きくなるに従ってさらに大きな差応力が働くようになる。上昇するブロックの上の部分の被覆層(以下隆起部と呼ぶ)では上面に近いほど大きな差応力が働いている。これは上昇するブロックから十分にはなれ、その影響の少ない被覆層内の様子とは逆である。またその大きさもブロックの上昇量と共に増加する。3mmと5mmの場合、隆起部のやや外側(以下肩の部分と呼ぶ)に差応力がゼロの点が生じている。この点は3mmから5mmへと上昇量が大きくなると、より外側へ、そして深さもより深くなる。

等傾線図では、この差応力ゼロの点に等傾線が集中している。このような点は特異点と呼ばれる(辻他, 1965; 鶴戸口, 1955)。主応力線、最大剪断応力線はこの特異点を中心に大きくその向きをかえる。そして、その特異点から上は $\sigma_1$ が水平に作用する様になる。この事は、基盤ブロックの上昇により、水平圧縮の領域が生じる事を示すものである。この水平圧縮の領域は3mmより5mmの方がより広くより深くまで及ぶ。

第6図は中央部が幅20cmにわたって1~5mm沈降した場合の実験結果である。両端のブロックは中央のブロックに対し相対的に上昇しており、1mm, 3mmの沈降量の場合、ブロックの境界部から肩の部分周辺の様子は、前述の中央部が1mm, 3mm上昇した場合の様子に類似する。5mmの沈降量の場合、中心部に新しい特異点が生じる。これは両端のブロックの相対的上昇量が増加する事により、その影響が上昇ブロックの近傍だけにとどまらず、中央までおよび互いに干渉した結果によるものである。この特異点から上では水平方向には圧縮であり、特異点から下は水平方向に引張である。





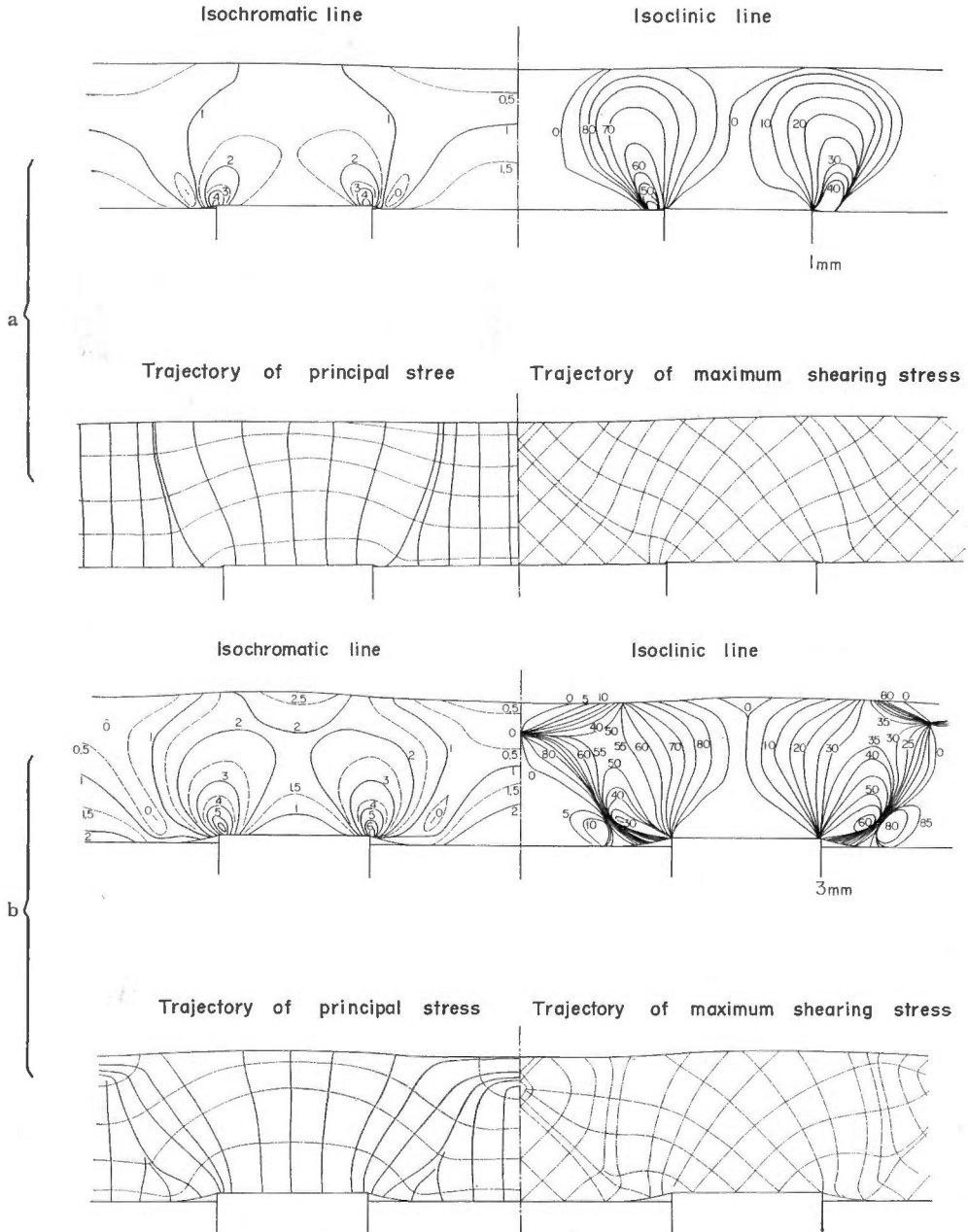
第6図 実験結果

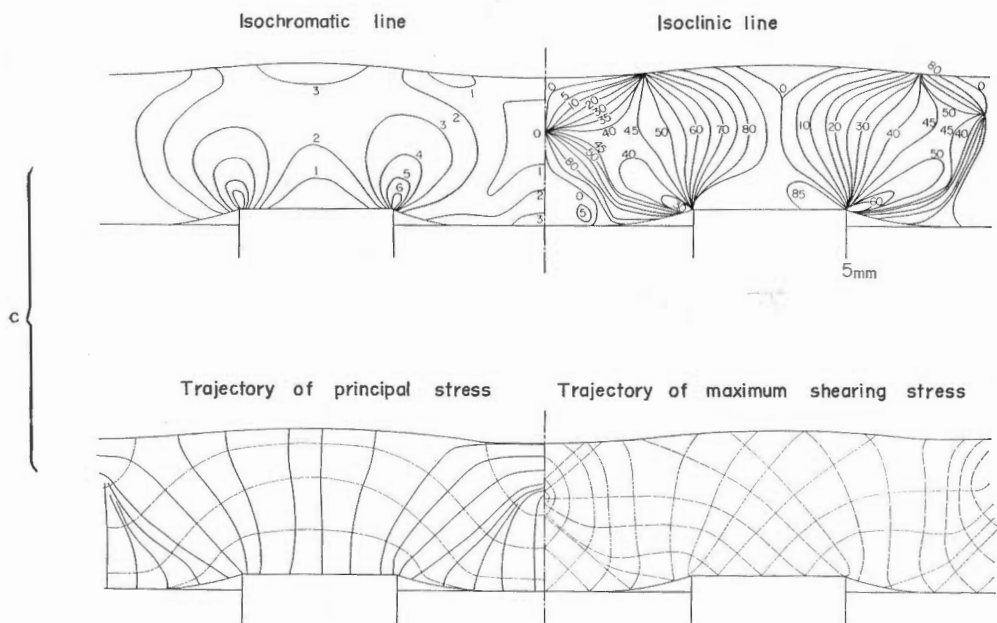
a, b, c はそれぞれ 1 mm, 3 mm, 5 mm の変位量, 本文参照



VI.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)

第7図は幅5cmのブロックが10cmの間かくをおいて同等に上昇した場合の実験結果である。1mmの上昇量では前述の2つの実験結果と同等の様子を示している。3mmになると上昇する2つのブロックの影響は互いに干渉し、肩の部分の特異点のうち、中央の相対的に沈降するブロック側の特異点は1つに合致する。第6図で両端のブロックの相対的上昇の影響が干渉し、特異点の出現に影響を与える現象は3mmでは見られなかったのに比して、少ない上昇量で干渉を生じている。5mmの上昇量では、





第7図 実験結果

a, b, c はそれぞれ 1 mm, 3 mm, 5 mm の変位量, 本文参照

特異点のうち中央部のものはより深く, 両外側の肩の部分のものはより外側に, より深くなる. その結果水平圧縮の領域はより広くなる.

### 6. 主応力単独値と破壊領域の予測

以上の実験結果のようにモデルの各部における差応力の値と, 主応力の方向が求まった. しかし, より詳細な地質構造の検討のためにはおのおのの主応力の単独値の決定が必要である. 主応力単独値の決定は等色線, 等傾線に得られた差応力の値, 主応力の方向から計算される (辻・他1965, 鷗戸口, 1955).

すなわち, 応力の平衡方程式

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} = \rho g \end{cases}$$

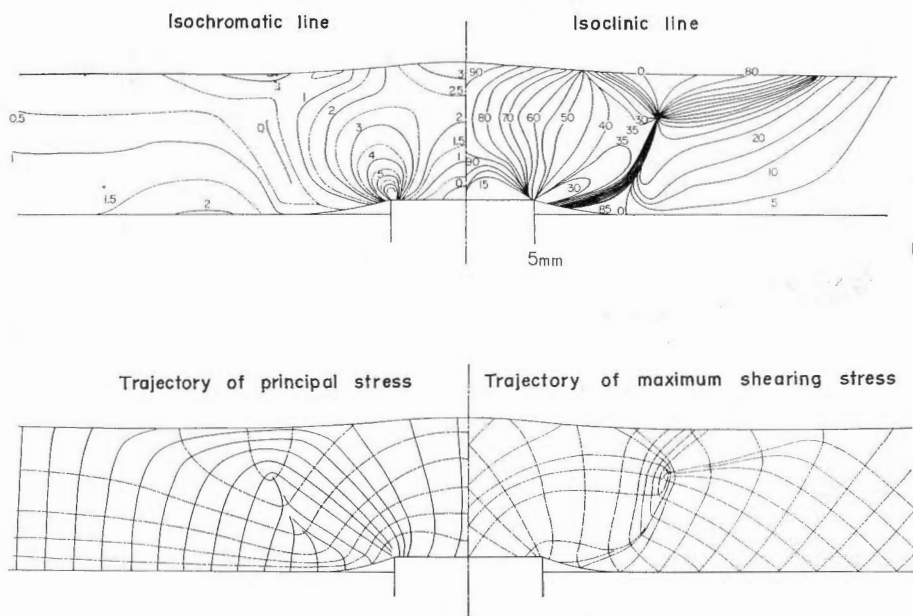
は積分する事により

$$\begin{cases} \sigma_x = \sigma_{x0} - \int_{x_0}^x \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} dx \\ \sigma_y = \sigma_{y0} - \int_{y_0}^y \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} dy + \int_{y_0}^y \rho g dy \end{cases}$$

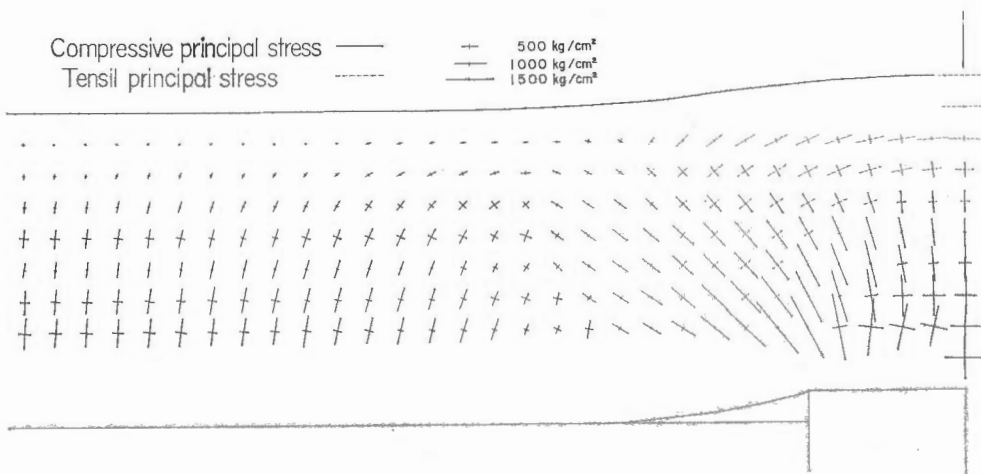
となる.

ここで  $\sigma_{x0}$ ,  $\sigma_{y0}$  はそれぞれ  $x=x_0$ ,  $y=y_0$  での  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  値であり, 自由表面では直接実験から得られる.  $\tau_{xy}$  は  $\tau_{xy} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\phi$  の関係を利用して求められる.  $\sigma_1 - \sigma_2$  は等色線に,  $\phi$  は等傾線

VI.3 基礎ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)



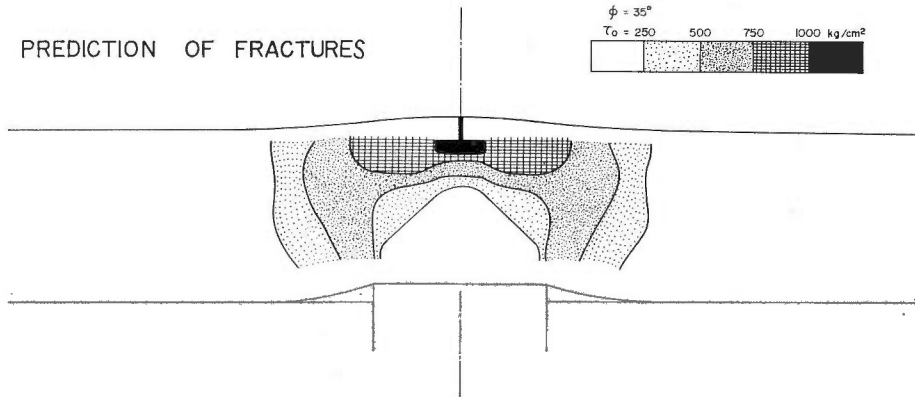
第8図 実験結果 変位量は5mm



第9図 主応力単独値 実線は圧縮、点線は引張応力

に示される値である。  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  が決まれば、  $\sigma_1 + \sigma_2 = \sigma_x + \sigma_y$  の関係と等色線から得られる  $\sigma_1 - \sigma_2$  の値により、  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  が決定される。この方法は剪断応力差積分法と言われる。

主応力単独値の決定は幅5cmのブロックが5mm上昇した場合について行なった(第8図、口絵写真1参照)。これは前述の3つの実験が、2つのブロックの上昇、沈降、幅の広いブロックの上昇であるのに対し、最も単純で基本的な昇降様式とみなされる。計算の結果を第9図に示す。主応力の値は相似



第10図 破壊領域の予測

乗数により、原型に作用する値を示した。

ブロックの境界部には大きな圧縮応力が作用しており、その値は  $2000 \text{ kg/cm}^2$  におよぶ。隆起部では上面に近くなるにしたがって  $\sigma_2$  が正から負になり、圧縮の場から引張の場になる。上面では  $1600 \text{ kg/cm}^2$  の引張応力が働く。これは通常の岩石の引張強度より大きい。

肩の部分は水平圧縮の応力場ではあるが、 $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$  ともにその値は小さい。

おのおのの主応力の値を破壊の基準を示す式に代入する事により、破壊の領域の予測がなされる(注2)。ここでは破壊の基準を示す式として、Coulomb-Navier の破壊条件式を用いた。内部摩擦角  $\phi$  は  $35^\circ$ 、剪断強度  $\tau_0$  は  $250 \text{ kg/cm}^2$  から  $1000 \text{ kg/cm}^2$  まで変化させて検討した。各々の剪断強度での破壊の領域を第10図に示す。これによると隆起部の表層に近い中心部では、剪断強度が  $1000 \text{ kg/cm}^2$  であっても破壊を生じる。剪断強度を  $750 \text{ kg/cm}^2$  とすると破壊領域は広がり、隆起部の表層に近い部分全体に及ぶ。 $500 \text{ kg/cm}^2$  の剪断強度では破壊領域はさらに広がり、ブロックの境界から隆起部をつなぐ部分にまで広がる。 $250 \text{ kg/cm}^2$  の剪断強度ではこの範囲はさらに広がる。

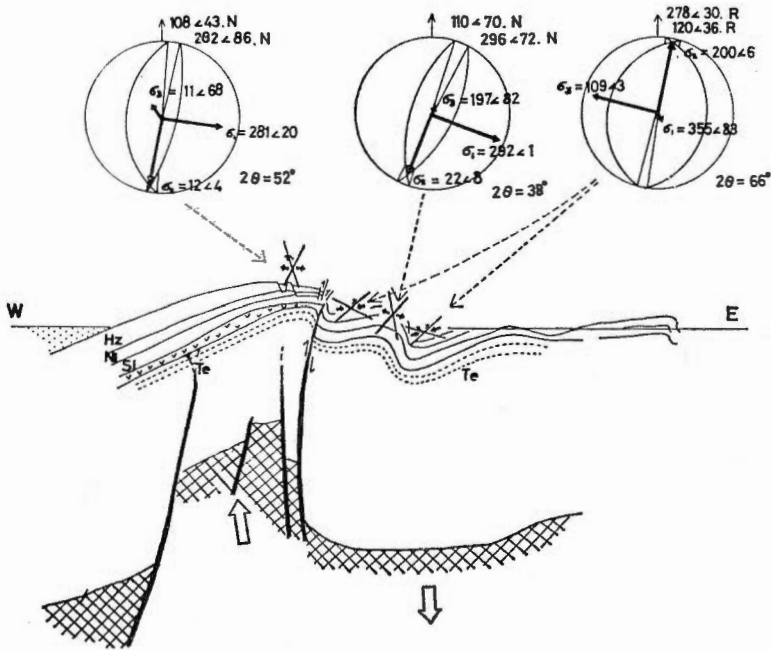
## 7. 実験結果についての考察

以上の実験により、基盤ブロックの昇降による被覆層内の応力場が求められた。実験結果のうち、主応力軸の方向は野外において小断層解析などから求められる主応力軸の軌跡と対応し、主応力の大きさおよびそれから導かれる破壊領域は断層の分布、地震の震源分布と対応し検討される。

新潟堆積盆では第1級の背斜の1つである東山背斜とその周辺での小断層解析が行なわれ、応力場が求められている(鈴木・他, 1971)。それによると背斜の軸部付近から翼が急傾斜になりはじめる所までの間には背斜の軸の方向と平行する方向の正断層が発達し、急傾斜翼部から、背斜のすぐ東の向斜部を通りさらに、東に隣接する第2級の背斜部、向斜部にかけては同方向の逆断層が発達している(第11図)これは実験結果が、隆起部では正断層の応力場であり、肩の部分は逆断層を生じるような水平圧縮の応

注2) 実験は破壊強度の相似条件を満足していない。したがって、実験で取り扱えるのは破壊寸前までの応力分布についてであつて、モデルのどこか一点にでも一度破壊強度を超える応力が生じたなら、それ以後の応力分布については取り扱えない事になる。しかし、破壊面の粘着力が十分に大きいと考えられるような場合は、部分的な破壊が全体的な応力分布に与える影響は小さいであろう。

V. 3基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)

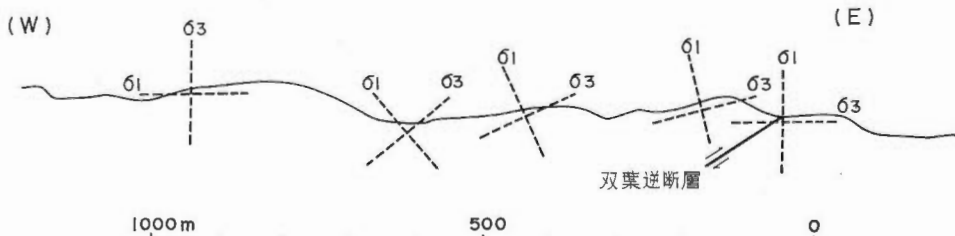


第11図 東山背斜周辺の小断層とそれから求められた応力場

この図では $\sigma_3$ が最大主応力軸で $\sigma_1$ が最小主応力軸、 $\sigma_2$ は中間主応力軸である(鈴木・他, 1971)

力場である事と調和的である。

実験の隆起部に相当する部分から肩に相当する部分にかけて小断層解析で得られる応力場が正断層から逆断層の応力場に変わっていく事は阿武隈山地東縁でも明らかにされている(恒石, 1966). 阿武隈山地東縁の最も顕著な構造線である阿武隈東縁構造線は、原の町から富岡にかけては基盤の花崗岩質岩類中生層および変成岩類と、被覆層としての第三系堆積物が明瞭な断層線をなして接しているが、南部の広野付近では構造線の両側に被覆層が分布し、拗曲帯及び双葉逆断層として認められる。この南部では構造線の両側の被覆層内に小断層が発達している。相対的に隆起している西側では構造線の延長方向と平行な正断層が発達している。そしてそれは東に行くにしたがって中間主応力軸の方向を軸として回転し、拗曲帯では逆断層となる(第12図)。



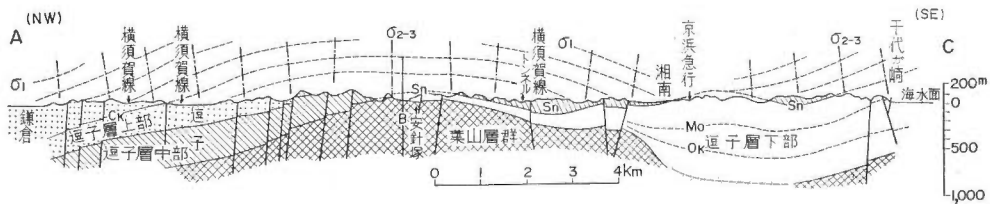
第12図 阿武隈山地東縁の応力場 広野を通る東西断面

$\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  は第11図と同じ(恒石, 1966)

以上のような実験の結果と小断層解析の結果からブロックの隆起による肩の部分での水平圧縮の応力場, 具体的には逆断層の形成は一般化されうるものであると考えられる. しかし, 主応力単独値の計算の結果はこの部分に働く応力の大きさは破壊を生じる程には大きくない事を示しており, そのような部分に小断層が形成されているという矛盾は今後の問題となる.

実験結果では隆起量がより小さい場合は,  $\sigma_2$  は基盤の隆起にともなってゆるやかに上方に凸な軌跡をえがく事が示されたが, これに相当する野外の実例は三浦半島北部に求める事ができる(垣見・他, 1966). 三浦半島北部の小断層解析から求められた応力場は, 基盤の葉山層群の隆起によるものと考えられ, 基盤の隆起にともなってゆるやかに上方に凸状をなしており, ここでは東山背斜や, 阿武隈東縁のような逆断層は見られない(第13図). この主応力軸の軌跡は隆起量の小さい場合の実験結果と調和的である. しかし隆起量を大きくした場合でも, 肩の部分で水平圧縮の応力場を示す部分が削剥されればほぼ同様の主応力軸の軌跡が得られる. 実験にあたってのモデル化は第一次近似としてなされたものであり, 三浦半島北部が, どちらの場合であるかの断定はさらに高次のモデル化がなされ, それに対する実験がなされなければならない.

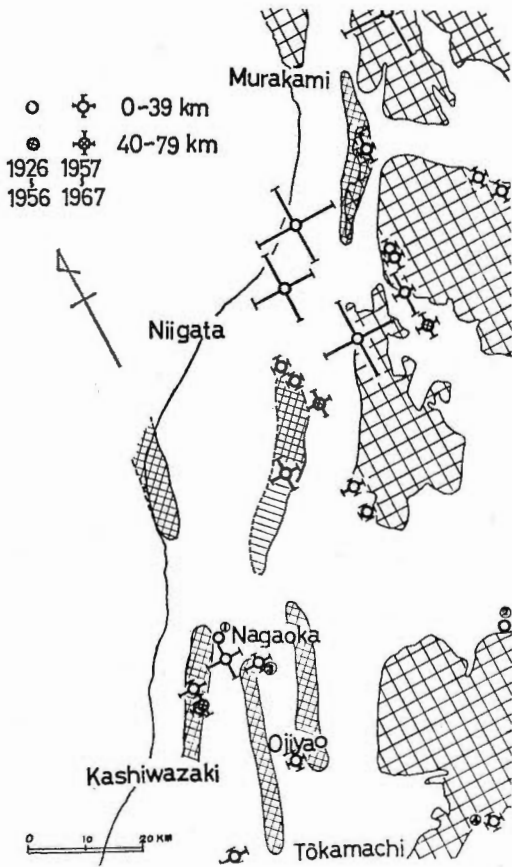
地震の震源分布については, 震源決定の精度が粗いため, 褶曲構造と対応させた研究は少ないが, 新潟堆積盆地周辺部の浅発地震の震源分布が鈴木らによって検討された(鈴木・他, 1971). それによると震源の分布は基盤岩の分布地域の周辺と, 第1級の背斜構造の軸部に位置する傾向が認められる(第14図). これらの地域は基盤ブロックの境界である深部断裂, および実験で大きな差応力が作用する事がたしかめられたブロックの境界部であり, 岩石の引張強度をこえる引張応力が働き最も破壊しやすい隆起部に相当する. しかしながらいずれも震源決定の精度は実験結果との対応に耐えるだけ十分ではない. 逆に実験結果から極浅発地震の震源分布の予想が立てられる. そしてその検証は, さらに精密な震源決定によってなされなければならない.



第13図 南北性断層から求められた三浦半島北部の応力場

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  は第11図と同じ(垣見・他, 1966)

Ⅵ.3 基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について (衣笠)



第14図 新潟堆積盆地とその周辺地域の浅発地震の震源分布図(鈴木・他, 1971)  
アミ目は基盤岩の分布地域および第1級の背斜

8. ま と め

小論では基盤ブロックが昇降運動をする際の被覆層内の応力場を求めるために行なった光弾性実験についてのべた。

実験は10%ゼラチンゲルを使った二次元モデルについて昇降する基盤ブロックの幅と、その昇降様式を変えて行なった。実験結果は主応力の大きさとその方向であらわされた。その結果、ブロックの境界部には大きな圧縮応力が集中する事、隆起部の表面に近い部分では大きな引張応力が作用する事、肩の部分には水平圧縮の場が生じる事が示された。しかし肩の部分の水平圧縮応力の大きさは、ブロックの境界部の圧縮応力や、隆起部の引張応力に比して小さい。

主応力の値から破壊領域が検討された。その結果隆起部の表面に近い部分は大きな引張応力によって最も破壊を生じやすく、この部分からブロックの境界部にわたる部分も比較的破壊を生じやすい事が示された。

これらの実験の結果によって新潟堆積盆をはじめいくつかの地域の地質構造が検討された。それらの結果は新潟堆積盆の主要な構造が基盤ブロックの昇降運動によるものであるとする考え方をうらづけるものと考えられる。

文 献

- BELOUSSOV, V. V. and GZOVSKY, M. V. (1965) : Experimental Tectonics, *Physics and Chemistry of the Earth* (AHRENS, L. H. et al. ed.), vol. 6, p.409~498, Pergamon.
- HAFNER, W. (1951) : Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.62, p.373~398.
- 平山次郎 (1966) : 造構的応力場の解析法とそのモデル化について, 地質学雑誌, vol. 72, p. 91~104.
- 恒見俊弘・平山次郎・影山邦夫 (1966) : 小断層から求めた三浦半島北部の造構的応力場. 地質学雑誌, vol. 72, p. 469~489.
- 馬 瑾・鐘嘉猷 (1965) : 或種の構造変形体の光弾性模擬実験研究. 構造地質問題 (中国科学院地質研究所編), p. 31~46 (中国語).
- SANFORD, A. R. (1959) Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, p. 15~52.
- 鈴木尉元・他5名 (1971) : 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について, 地質学雑誌 vol. 77, p. 301~315.
- 辻 二郎・西田正孝・河田幸三 (1965) : 光弾性実験法. 534 p., 日刊工業新聞社.
- 恒石幸正 (1966) : 阿武隈山地広野地域の地質構造. 震研彙報, vol. 44, p. 749~764.
- 鵜戸口英善 (1955) : 平面光弾性実験法. 応力測定法 (応力測定技術研究会編), p.474~594, 朝倉書店.

Photoelastic Experiments of the Transverse Bending

Yoshihiro KINUGASA

Photoelastic experiments were made to investigate the stress state in the sedimentary cover, when the basement block moves upwards or downwards vertically. A mixture of 10% gelatin and 90% water was chosen as optically active materials.

The trajectories of the axes of principal and shearing stresses, and isochromatic and isoclinic lines are illustrated in figures. The compressive stress state around the edges of the basement blocks, the tensile stress state near the top surface and the horizontal compressive stress state at the shoulders may be clearly observed in the figures.

The area of faulting will be expected in comparing the stress state in the sedimentary cover to the condition of fracturing. The top surface is the most breakable as being in the large tensile state. The area around the edge is also easy to break.

The results stated above are compared to the field evidence in Niigata Tertiary basin.



## Ⅶ. 地球化学

### Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察\*

—主として有機地化学的立場から—

田口 一雄\*\*

#### 要 旨

日本の石油地質家の間では、“石油化度”(柳下, 1962), すなわち石油の推定根源岩における炭化水素の炭素/全有機炭素比の値が, 石油根源岩の判定に一般的に用いられてきたが, これは再吟味される必要がある。“石油化度”によって, 良い石油根源岩と評価されている椎谷層構成の岩石は, 高いポテンシャルティを示すのではなく, 2次的な炭化水素 (migrative oil) の影響を受けていると判断される。

ニッケル・ポルフィリン/バナジウム・ポルフィリン, 多環芳香族化合物 (ペリレン), CPI値 (ノルマル・パラフィンの構成炭化水素の奇数炭素の部分/偶数炭素の部分) などの化学的性質を用いて, 原油と石油根源岩の石油地化学的性質を比較すると, 今のところ, 女川相当層および船川下部相当層のみが“石油根源岩”として種々の点から問題なく認められる。

山形県の石名坂油田の原油は, 貯溜層と同じ層準の岩石に由来したと考える地質家もあるが, ニッケルおよびバナジウム・ポルフィリンの資料によれば, より下位の根源岩から移動したと考えるべきである。

日本の産油盆地における岩石の埋没深度—孔隙率曲線, 地温勾配, 石油炭化水素の形成時期, 石油の移動などから判断すると, 北浦層準の鉱床の主な形成は後期鮮新世の“鮎川造山運動”<sup>しひかわ</sup>後にあり, 女川—船川層境界付近の鉱床形成のみが後期中新世の“出羽変動”によるとみられる。

#### 1. ま え が き

著者の属する研究室では, ここ数年来, 裏日本油田新第三系に関する有機地化学的研究を続け, 結果の一部については, すでに公表してきた (田口, 1968; 牛島・田口・佐々木, 1969; 田口・佐々木・遠藤・佐藤, 1970; 田口・佐々木・牛島, 1970; 田口・佐々木, 1971)。その究極的な目的は, もちろん, 直接的にはわが国の油田形成の石油地化学的な面を解明することにあるが, 同時にわが国の油田研究を通して国際的な石油の成因問題にも寄与することを念頭においている。現在研究成果は, その意図するところの半分にも達していないが, わが国の石油母岩に関する研究資料はかなり蓄積し, 従来とも行なわれてきたこの方面の資料 (石田, 1960; 柳下, 1962; KUDO・ASAKAWA・YAGISHITA, 1965) を合わせると, その量はかなりのものに達しているとみてよい。また諸外国における石油の成因, 油田の形成に

\* 本論文は1970年9月東京で開催された国際水地球化学生物地球化学・シンポジウムでの講演 (TAGUCHI and SASAKI, 1970) 内容の一部を骨子とし, さらに再検討の上, 加筆書き改めたものである。

\*\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室 (地質調査所併任)

関する知識も日を迫りて増大している。これらの知識を統合すると、これまで漫然と一般的に認められ、考えられてきているわが国の油田形成に関する解釈、理解の仕方のあるものに幾つかの訂正を要するところがあるように見える。小論は、そのような観点から、浅学をかえりみず、これらの諸点について新しい解釈、問題点を提起しようとしたものである。従来の諸先輩による研究に対して批判めいたところも少なくなく、また誤謬も多いことと思うが、御叱正と御批判を賜われれば幸いである。

## 2. 鉱床の形成に関連する“石油母岩”の有機地化学的性質

### 2.1 石油母岩の概念

石油母岩 (source rocks, source beds) の概念は、1865年という早い時期に、WINCHEL (1865) により導入され、1873年に NEWBERRY (1873) により確立されたといわれている。そして、その概念は、今なお、かなりの人々によって支持されているのであるが、わが国におけるこの概念に対する認識は、必ずしも充分でないようにみうけられるので、とくに次の諸点を強調して本論に入りたい。

第1に石油母岩の概念は、あくまで仮説に基づいたものであり、一般化された原理ではないということである。ことに近年抬頭した、石油炭化水素の起源を直接生物自体の合成した炭化水素に求めようとする人々は、従来の石油母岩の概念は、石油成因論をゆがめるものとして、これを否定している (HODGSON and HITCHON, 1966)。ましてや、石油母岩と非石油母岩とを区別する実際的な一般基準に至っては、確立されていないといってよく、容易に結論は得られない状態にある。むしろこれは当然といってよいのかも知れない。なぜならば、石油母岩は、ある時期に石油を発生し、石油鉱床の形成に関与していさえすれば、現時点では、その能力がなくも構わないからである。それにもかかわらず石油母岩を認め、石油母岩としての一般基準を確立しようとする努力は続けられてきた。これは、どうにかして石油探査の手がかりを掴もうとする努力からである。したがって石油母岩の概念とその基準は、探査上の立場からは、一種の作業仮説に過ぎないのである。

すなわち、現在用いられている石油母岩の基準というものは、“石油母岩は存在する”という仮説の上になら、さしたる確立された科学的根拠なしに、ある油田のある岩石を石油母岩として断定することから始まっている。ある油田において、その産出原油と、その根源岩(石油母岩)との関係が明確に認められたものは、BRENNEMAN and SMITH (1958) の研究にもみられるように、ほとんどないといっても過言ではない。ここが従来の石油母岩の概念の根本的な欠陥なのである。そして上述のように、この仮定された石油母岩について、それらの有機地化学的性質を統計的に処理し、石油母岩としての判定の良否を定めたものが、PHILIPPI (1957)、HUNT and MEINERT (1958) らにより提案され、一般に用いられている石油母岩の判定基準なのである。その根拠とするところは、簡単にいえば、石油炭化水素の根源になり易い有機物質をより多く含んでいる堆積岩は、その有機量に比例して石油炭化水素をより多く排出した。すなわち、より多く石油炭化水素の母岩になる機会が多かったものであるという推定にほかならないのである。

小論では上述のような推定に基づいてわが国の石油母岩と称されるものの評価も一応試みるが、著者自身の研究の基本的なねらいは、むしろ“石油母岩”の概念の正当性のチェックにあり、わが国の原油と、その根源岩との間に、ある有機地化学的關係がみいだせるかどうかを追求しようということにある。

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察(田口)

次に今一つの明瞭にしておかねばならないことは、石油母岩の存在を認めるということは、すでに少しふれたように、石油成因論的にみると、石油炭化水素は、頁岩類が続成作用をうけている間に生ずるという続成作用論的成因論の立場をとることを余儀なくされていることである。

2.2 わが国油田新第三系石油母岩とその評価

すでに述べたように、わが国では、石油母岩の概念は広く受け入れられ、油田新第三系の中では、女川、船川、北浦各相当層を構成する泥質岩類が、主要石油母岩として認められていることは周知の通りである。近年これらの泥質岩に関する有機地化学的資料は、多くの研究者により蓄積されてきているが、それらのうち、とくに“石油母岩としての評価”に関連ある有機地化学的性質、すなわち、全有機炭素量 抽出性有機物量、抽出性有機物の液体クロマトグラフィーによる分別炭化水素量等について、主要文献に基づいてまとめたものが第1表および第1図、第2図、第3図に示される。

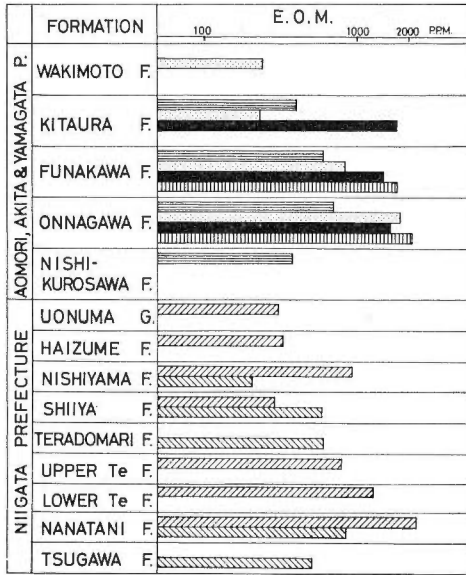
2.2.1 有機炭素量

石油母岩中に含まれる全有機物量の評価のために、もっとも普通に行なわれるのが全有機炭素量の測定である。わが国の石油母岩に含まれる有機物量を、その炭素量(第1表、第1図)に基づいて世界の平均的な値と比較してみると、TRASK and PATNODE (1942) によるカリフォルニア第三紀堆積岩の平均は約1.5%であり、また HUNT (1961, 1962) による世界各地の種々の地層からの平均有機物量は第2表のとおりで、有機量換算係数に基づいて頁岩の平均有機炭素量を逆算すると約1.75%となり、わが国の石油母岩中に含まれる平均有機物量は、従来からも指摘されているように(三土, 1960; 柳下, 1962) やや低い傾向にある。しかしながら試料によっては、その含有範囲によって示されるように、値の高いものも存在しており、石油母岩の有機物量の点からは、外国のものに匹敵するものも存在している。

Table 1. Total organic matter and carbon contents in each stratigraphic unit, Niigata and Akita Provinces (in percent of rocks)

(Data from TAGUDHI, 1960; YAGISHITA, 1962; KUDO et al., 1965)

	Formation	Number of Samples	Total Organic Matter		Total Organic Carbon	
			Average	Range	Average	Range
Niigata Province	Uonuma Group	11	1.15	0.98—1.27	0.96	0.82—1.06
	Haizume Formation	28	0.91	0.58—1.06	0.76	0.48—0.88
	Nishiyama Formation	101	0.98	0.55—1.18	0.82	0.46—0.98
	Hamatsuda Member (Nishiyama F.)	21	0.98	0.92—1.04	0.82	0.77—0.87
	Shiia Formation	89	0.93	0.49—1.08	0.78	0.41—0.90
	Araya Member (Shiia F.)	106	0.92	0.60—1.20	0.77	0.50—1.00
	Teradomari Formation	58	1.53	0.68—2.05	1.28	0.57—1.71
	Upper Teradomari F.	119	1.13	0.78—1.86	0.94	0.65—1.55
	Lower Teradomari F.	56	1.42	0.94—3.00	1.18	0.78—2.50
	Nanatani Formation	156	1.21	0.60—2.21	1.01	0.50—1.84
Akita Province	Funakawa Formation	3	2.46	2.20—2.84	2.05	1.83—2.37
	Onnagawa Formation	16	1.73	0.49—3.31	1.44	0.41—2.76



KANITA (solid black)      GOJONOME (dotted)

YASHIMA (solid black)      SHINJO (vertical lines)

NISHIYAMA (diagonal lines)      HIGASHIYAMA (diagonal lines)

Fig. 1. Comparison of average contents of extractable organic matter in each stratigraphic unit, based on the surface samples. (After TAGUCHI and SASAKI, 1970)

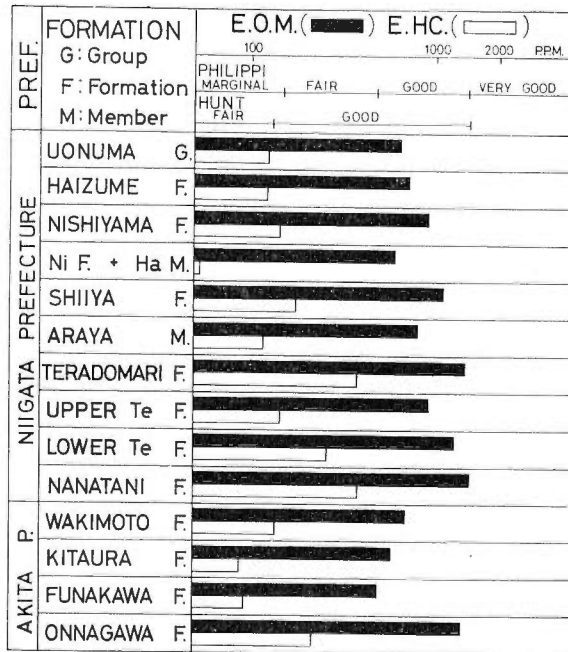


Fig. 2. Comparison of extractable organic matter and hydrocarbon contents in each stratigraphic unit, with criteria for source rock by PHILIPPI(1956), and HUNT and MEINERT (1958). (Data from TAGUCHI, 1960 ; YAGISHITA, 1962 ; KUDO et al., 1965)

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

Table 2. Total organic matter and carbon contents in various sediments  
(Data from HUNT, J. M. 1961 and 1962)

Organic Matter in Various Lithologies			Distribution of Total Organic Matter in Shales and Carbonates		
Lithology	Organic Matter Wt. %	Total Organic Carbon %	Total Organic Matter		
			Range of Organic Matter as % of Rock	Distribution as % of Total	
				Shales	Carbonates
Sandstone (Tensleep, Wyoming)	0.04	0.03	0.00 — 0.031	0.1	0.5
Sandstone (Amsden, Montana)	0.05	0.04	0.031— 0.062	0.7	14.9
Red Shale (Chugwater, Colorado)	0.05	0.04	0.062— 0.125	1.5	21.9
Green Shale (Ireton, Alberta)	0.13	0.11	0.125— 0.25	3.9	32.0
Dolomite (Zechstein, Denmark)	0.25	0.21	0.25 — 0.50	11.1	19.9
Limestone (Madison, Montana)	0.56	0.46	0.50 — 1.0	22.0	7.1
Pre-Cambrian Shale (Nonesuch, Michigan)	0.95	0.79	1.0 — 2.0	35.3	2.3
Grey Shale (Wilcox, Louisiana)	0.97	0.80	2.0 — 4.0	16.6	1.3
Grey Shale (Fontier, Wyoming)	1.5	1.25	4.0 — 8.0	5.2	0.3
Pre-Cambrian Shale (Union S. Africa)	3.4	2.83	8.0 — 16.0	1.8	0.0
Black Shale (Woodford, Oklahoma)	5.4	4.50	16.0 — 32.0	1.6	0.0
Calcareous Shale (Duvernay, Alberta)	7.9	6.58	32.0 — 64.0	0.1	0.0
Unmetamorphosed Pierre Shale (Colorado)	1.36	1.13			
Metamorphosed Pierre Shale (Colorado)	0.87	0.72			
			No. of Samples	791	397
			Logarithmic mean	1.2%	0.17%
			Arithmetic mean	2.1%	0.29%

2.2.2 抽出性有機物量

堆積岩中に含まれる有機物中、種々の有機溶媒により抽出される有機物質が、いわゆる抽出性有機物と呼ばれるもので、通常全有機量の5~10% (重量パーセント) の範囲にある。残りの有機物質がいわゆるケロジン(kerogen)と呼ばれるものである。石油母岩の評価にとって重要視されるのは、普通、抽出性有機物量である。第1図に示したものが地表試料から得られた地層ごとの平均値の比較 (TAGUCHI and SASAKI, 1970) である。第2図は、柳下 (1962), KUDO et al. (1965) のデータに基づいて作製した、秋田、新潟地域の主としてコア試料から得た各層の抽出性有機物量の平均値の比較である。なお同図には、抽出性有機物から、さらに液体クロマトグラフ法により分離された炭化水素量 (パラフィン-ナフテン系炭化水素+芳香族炭化水素) も示されている。後述するように PHILIPPI (1957) の石油母岩の評価法と比較するためである。

抽出性有機物量は、研究者により用いる溶媒が異なっていたり、粉末試料のサイズが違っていたり、その他の理由から、異なる研究者の結果を直接比較することは、一般に危険である。またまったく同一方法を用いて得た同一地層のデータでも、地表試料とコア試料とでは、コア試料の埋積深度からくる影響で一般に相違するのが常である。第1図と第2図を比較すれば、その垂直変化の一般的傾向は類似していても、抽出量そのものにはかなりのひらきのあることが明らかである。

Table 3. Source rock qualifications by PHILIPPI, G. T. (1957)

Source-Rock Quality	Indigenous Hydrocarbon Content	
	In Parts Per Million of Dry Sediment	In Barrels Per Acre-Foot
Excellent	5000	120
Very Good	1500—5000	35—120
Good	500—1500	12— 35
Fair	150— 500	3.5— 12
Poor (Marginal Commercial)	50— 150	1.2—3.5
Very Poor (Noncommercial)	0— 50	0—1.2

さて、今上述のような事柄を承知の上で、各データについて、PHILIPPI (1957)、HUNT and MEINERT (1958) らにより提唱された石油母岩評価基準と比較してみよう。

PHILIPPI (1957) の提唱した石油母岩の評価法は、石油母岩とみなされる岩石から diisopropyl ( $C_6H_{14}$ ) で抽出したものを、“petroleum hydrocarbon” とみなし、その含有量を対数スケールに従って、6段階に区別したものである(第3表、および第2図参照)。上述したわが国のデータは、いずれも PHILIPPI と同一の方法に基づいて得たものでないゆえ、厳密な比較はもちろんできない。PHILIPPI によると、diisopropyl 抽出物は、主として単環芳香族炭化水素とパラフィンおよびナフテン系炭化水素を含んでおり、厳密には第2図に示したわが国の“炭化水素”とまったく同一内容物ではないが、抽出される比例的な量の点ではほぼ大差ないものとみなしてよいであろう。HUNT and MEINERT (1958) による評価スケールは、第2図に示したわが国のものとほぼ同様な定義の“炭化水素”に基づいている。

第2図から明らかのように、PHILIPPI や HUNT and MEINERT らの基準に従うとわが国の石油母岩は、平均的に七谷・寺泊・椎谷・西山の各層のものが“Fair”に入るほかは、ほとんどが“Marginal”である。椎谷層、西山層のそれは辛うじて“Fair”にランクされるにすぎない、しかし上記のデータは、コア試料を主体にしたものである。われわれが探鉱試料として採取するのは、多くの場合地表サンプルである。第2図にみられるように、“炭化水素量”が、大局的には抽出性有機物量に比例するものと一応仮定すると、“炭化水素量”が“Fair”にランキングされる場合の抽出性有機物量はほぼ1000ppm以上であるゆえ、これを第1図の地表試料にあてはめると、七谷・下部寺泊・女川・船川・北浦層<sup>注1)</sup>が“Fair”として認められるにすぎない。

もちろん第2図に示されるように、HUNT and MEINERT の基準に従うと、PHILIPPI の“Fair”に属する石油母岩は、すべて“Good”という範ちゅうに入ることになる。なお参考のため、HUNT (1961) により得られた世界各地から集めた791個の頁岩、281個の炭酸塩岩中に含まれる炭化水素量の実際値を第4表に示す。

### 2.2.3 抽出性有機物のクロマトグラフによる分別

第3図と第4図に柳下(1962)により行われた新潟地域の油田新第三系の抽出性有機物についてのク

注1) 第1図の北浦層の値が“Fair”に入っているのは、矢島油田のものである。矢島油田の北浦層には、かつて指摘したように(牛島・田口・佐々木, 1969)、遊離硫黄が多く含まれており、これを考慮すると、普通には、“Fair”にランクされないものであろう。

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

Table 4. Distributions of hydrocarbons in shales and carbonates  
(After HUNT, J. M. 1961)

Range of HC (ppm)	Hydrocarbons	
	Distribution as % of total	
	Shales	Carbonates
0 — 3.1	0.0	0.0
3.1— 6.2	0.3	0.4
6.2—12.5	3.0	4.3
12.5— 25	10.3	10.3
25 — 50	20.0	14.9
50 — 100	19.4	18.9
100 — 200	19.3	16.7
200 — 400	11.8	18.5
400 — 800	6.4	7.5
800 — 1600	5.2	5.0
1600 — 3200	2.5	2.1
3200 — 6400	1.5	0.7
6400 — 12800	0.0	0.7
No. of samples	791	281
Logarithmic mean	103 ppm	112 ppm
Arithmetic mean	300 ppm	340 ppm

ロマトグラフの結果が示される。第3図は、液体クロマトグラフにより分別された抽出性有機物を炭化水素類（パラフィン・シクロパラフィン系炭化水素+芳香族炭化水素）、酸素・窒素・硫黄を含む化合物（O-N-S化合物として表わす。アスファルト質の化合物）、アルミナ柱の残渣物の3成分に分類し、その相対比を示したものであり、第4図は、アルミナ柱の残渣物を除いた残りの成分を、パラフィン・シクロパラフィン系炭化水素、芳香族炭化水素、O-N-S化合物の3成分に分け、その相対比を示したものである。第3図から明らかなように、相対的に炭化水素量の多いものは、七谷層の試料に圧倒的に多く認められる。しかしながら試料中には、炭化水素量の相対的にきわめて低いものも発見されることは、後述するように注目すべき意義をもっている。

BRAY and EVANS (1965) は、石油母岩中のノルマルパラフィンから得られるCPI値(Carbon Preference Index Value)が低い場合には、その岩石が統計的に良い石油母岩であることを認めているが、この点からみると、わが国の七谷・女川層中の岩石は、ほとんど低CPI値(石油様CPI値)を示しており(田口, 1968)、その有機量、含有炭化水素量などとあわせ考慮すると、油田新第三系の中では、七谷・女川層に属する岩石がもっともよい石油母岩であると一応結論されよう。

### 2.3 石油母岩中に含まれる本来の炭化水素と移動した炭化水素に関する問題

#### 2.3.1 石油母岩の識別

既述した石油母岩の評価の根本概念には、石油母岩中に現在、含有されている炭化水素量は、かつて

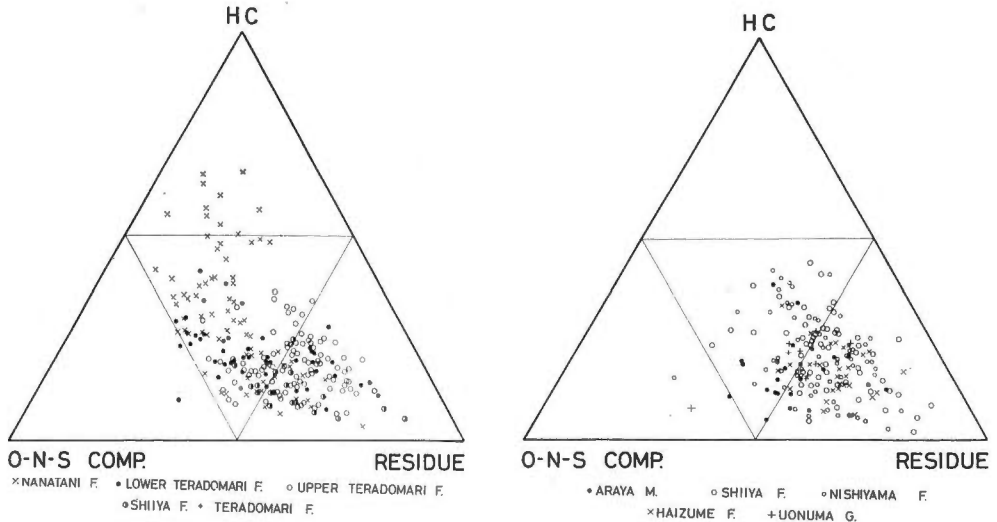


Fig. 3. Triangle diagrams showing relative amounts of hydrocarbon, O-N-S compounds and residues on alumina obtained by chromatographic analysis in Niigata Province. (After YAGISHITA, 1962)

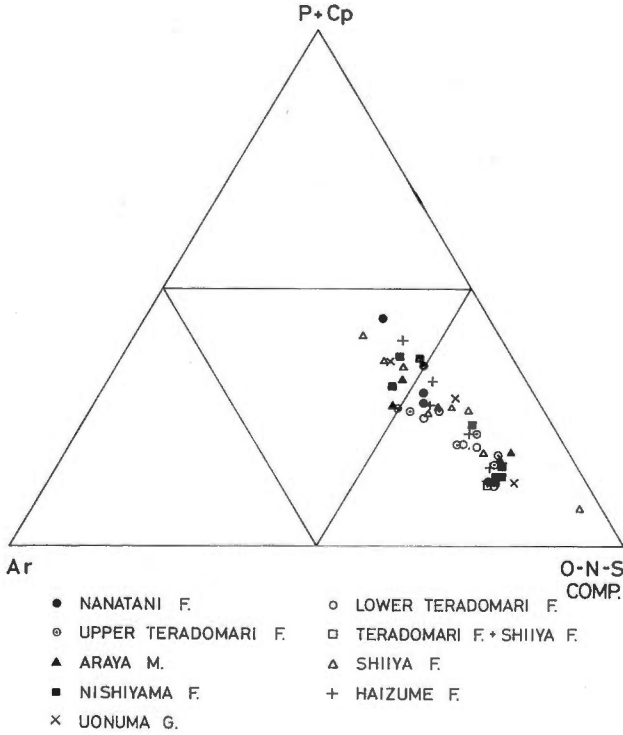


Fig. 4. Triangle diagram showing relative amounts of paraffin-cycloparaffins, aromatics and O-N-S compounds in Niigata Province. (Data from YAGISHITA, 1962)



## Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

発生し、他の油槽岩へ移動した石油炭化水素の残渣量であり、それが発生量に比例しているのだという仮定が存在している。従って、ある岩石の炭化水素量が多いというだけでは、ある時期に他の根源岩から移動してきた炭化水素が添加されている場合には、実質以上に高く評価される危険がある。また堆積岩の根源有機物質の相違により、一見炭化水素量が多くても、石油炭化水素鉱床の形成には、直接関与しないものも存在しているおそれがある。後者の場合、見方を変えると石油母岩の質的な能力をも問題にしているといえよう。上述のようなことから石油母岩の認定に対しては、2.2項で述べた以外にも多くの方法が提案されてきた。たとえば、TRASK (1932), TRASK and PATNODE (1942) は、堆積物中の有機物の酸化程度を知り、それにより石油母岩を区別しようとする“reduction number”, あるいは“Nitrogen-Reduction number”比を提案し、類似の概念は、KHALIFEH and LOUIS (1955, 1961) により、Reducing power/Total organic carbon contents の比を用いて石油母岩を識別しようとする企てに発展した。PHILIPPI (1957) は前節で述べた彼の方法へ、さらに炭化水素炭素量/残渣有機物炭素量の比 (p/r) の検討をつけ加え、石油母岩の性質と油槽岩の性質との識別を企図した。田口 (1958 a, b, 1960, 1961, 1962) は、石油母岩へC/N比を適用すると同時に、元素態炭素を区別することにより、継変作用の把握、海成油母岩と陸成油母岩との識別を企図し、抽出性有機物炭素量/全有機炭素量の比を用いて、石油母岩に2次的に付加された migrative oil, あるいは根源有機物質の質的相違を識別しようとした。柳下 (1959, 1962) は、炭化水素炭素量/全有機炭素量比に“石油化度”という名称を与えるとともに、この比の高い値のものがよい石油母岩であることを主張した。ERDMAN (1961) は炭化水素量/ケロジン炭素の比 (ほとんど PHILIPPI の p/r と同義) が石油母岩の識別に役立つことを示唆し WELTE (1965) は抽出性有機物炭素量/全有機炭素量比 (田口, 1961 のものとほとんど同義) が石油母岩の識別に重要であることを述べた。

上述の一連の研究は、その基本的概念はほとんど類似のものであることが理解頂けると思う。すなわち、その大部分は、堆積岩に含まれる有機物質のうち少量パーセントを占めるにすぎない抽出性有機物炭素量ないしは炭化水素炭素量に対する全有機炭素量、ないしは堆積岩有機物の大部分 (普通90%以上) を占めるケロジン炭素量の比を用いたものに過ぎないのである。ただ注意すべきことは、これらの研究中には上記の比の値の高低により石油母岩の良否、あるいは石油母岩と非石油母岩 (その多くは石炭質のもの) とを単に区別しようとするにすぎない概念のものと、それだけにとどまらず、石油母岩本来の炭化水素と migrative oil との識別、すなわち石油母岩の性質と油槽岩の性質との識別にも役立てようとする概念の2つがあることである。

わが国においては、大部分の石油地質家が前者の概念のみにこだわっているといっても過言ではないようにみえる。

### 2.3.2 “石油化度”とその解釈について

第5図に新潟における新第三系各層の抽出性有機物量/全有機炭素量比、炭化水素量/全有機炭素量比、および炭化水素炭素量/全有機炭素量比がそれぞれ示されている。後者が柳下 (1962) のいわゆる“石油化度”と称するものである。まず注意すべきことは、第2図と比較して明らかなように、各層における平均の抽出性有機物量、炭化水素量、抽出性有機物量/全有機炭素量比、炭化水素量/全有機炭素量比、炭化水素炭素量/全有機炭素量比 (石油化度) の間には、巨視的にみてパラレルリズムがみいだ

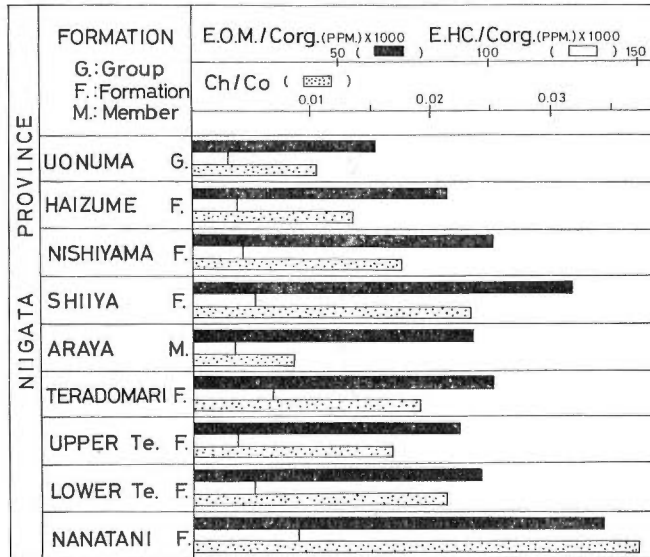


Fig. 5. The ratios of extractable organic matter to total organic carbon content, hydrocarbon to total organic carbon content and carbon in hydrocarbon to total organic carbon ("degree of hydrocarbonization" by YAGISHITA, 1962) in each stratigraphic unit based on the cored samples. (Data from YAGISHITA, 1962 and KUDO et al., 1965)

されることである。すなわち石油母岩の評価には、おおよその見当でさえあるならば、簡単な方法である抽出性有機物量の定量だけで充分目的が達せられることを示している。また先にも指摘したことであるが、新潟県では、七谷・寺泊・椎谷の各層(第2図)が他の諸層に比べて比較的それらの高い値を示している。しかしながら、第2図から明らかなように、椎谷層の抽出性有機物量、炭化水素量は、泥質岩である下位の上部寺泊層よりもそれぞれ高い値を示し、また、同時に、椎谷層と同時異相といわれ、椎谷層の中でもよい石油母岩と一般に認められている泥質岩の荒谷部層よりも高い抽出量、炭化水素量を示している。第5図にみられるように、抽出性有機物量/全有機炭素量比、石油化度の比較も同様な平行関係を示している。ことに椎谷層の抽出性有機物量/全有機炭素量比は、きわだって高い。これまで何の疑念もなく認められてきた、椎谷層が石油母岩としての高いポテンシャルをもっているためであるという解釈だけでは済まされない事実であろう。この事実は石油化度のみによる石油母岩の評価から生じた一つの不合理性であるとみなしてよい。上記の事実は、おそらく PHILIPPI (1957), 田口 (1958 a, b, 1961, 1962) らにより指摘された migrative oil の付加現象と解釈するのが妥当であろう。もし田口 (1961) の指摘したように、個々の試料の値を、抽出性有機物量/全有機炭素量比、あるいは炭化水素炭素量/全有機炭素量比の座標軸にそれぞれプロットし、それらの回帰直線からの偏倚関係を検討するならば、もっと明確な関係が発見されるものと考えられる。ことに既述した同時期の堆積層である椎谷層と荒谷部層の相違はその解釈が限定され、続成作用的な差異の上からも議論の余地がなく。おそらく椎谷層堆積のある時期に発生した石油炭化水素が単に残存したというもの("indigenous oil")ではなくて、この地層堆積後のある時期に、ある地層中に発生した石油炭化水素類が椎谷層へ移動を開

始し、移動エネルギーの終えんとともに移動途中でその地層中に残存したものと解釈したい。

2.4 抽出性有機物量の垂直的分布に対する考察—とくに七谷、女川層における特異性について—

この問題については、これまで度々ふれてきているので (TAGUCHI, 1962; TAGUCHI and SASAKI, 1970; 田口・佐々木, 1971), 要点を簡単に述べることにする。コア試料に基づいた抽出性有機物量の垂直的分布が第6図(石田, 1960)に、地表試料に基づいたものが第7図(田口・佐々木, 1971)に示される。石田(1960)は、最初、第6図に示された抽出性有機物量の垂直変化に対する重要意義として、次の如く指摘した。“石油母層の上部に位置を占めている、貯溜層とみなされる地層に抽出性有機物量が多く、石油母層の上部で最も低下し、石油母層の中部より以下で著しく増大している”。特に石油の貯溜層の多く挾在している椎谷層が、その上部と下部で含有量を異にしている点を指摘し、これらの事実は有機物質の移動に基づくものであるとした。したがって、石田の主張の根底にはいわゆる“石油化度”をもって直ちに石油のポテンシャルティーとみなすことができないという考えがひそんでいるとみるべきであろう。この点では、既述したように、著者はこの考え方に賛成である。しかしながら、後述するように、上記の事実を、すべて石田の主張するほどには解釈できないものと考えているのであ

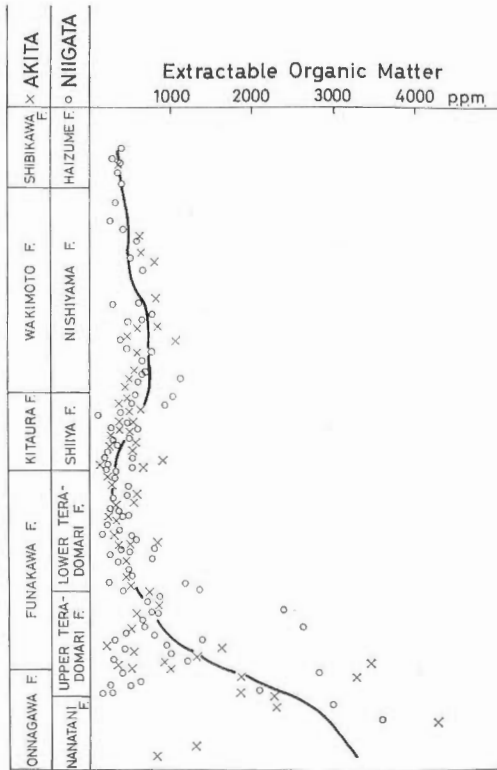


Fig. 6. Stratigraphic distribution of extractable organic matter in the cored samples from Akita and Niigata Provinces. (After ISHIDA, 1960)

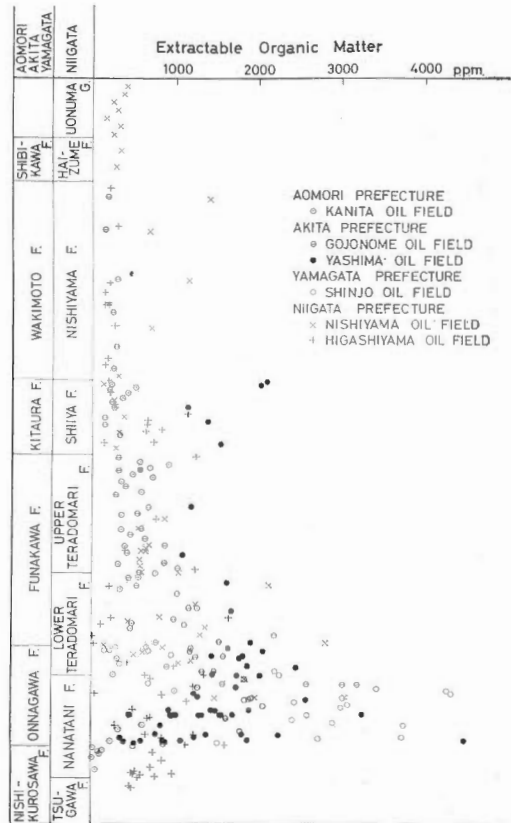


Fig. 7. Stratigraphic distribution of extractable organic matter in the surface samples from Akita and Niigata Provinces. (After TAGUCHI and SASAKI, 1971)

る。木下・池辺(1968)も石田の図(第6図)を引用し、抽出性有機物の含有率のピークが主要産油層準と一致していることを指摘しているが、石田の考え方に賛成なのか、それとも、逆に石油化度をそのまま認容する立場から、石油化度の高い、すなわち良い石油母岩の発達している層準に主要産油層があるということなのかどうか明確ではない。

著者は石田(1960)の結果の中でも、とくに女川・七谷層の抽出性有機物量分布状態については、早くから堆積学的な特徴によるものであることを主張してきた(TAGUCHI, 1962)。第6図と第7図に示した地表試料のみに基づく抽出性有機物量の垂直分布との比較から分かるように、コア試料、地表試料のいずれもが、大差のない分布傾向を示していることは明らかである(田口・佐々木, 1971)。第7図で矢島油田の北浦層の一部の含有率が比較的高いようにみえるのは、すでに指摘したように、おそらく遊離硫黄の存在によるものとみられる。著者は、石田の指摘をまったく否定はしないが、第6図のような分布図のみでは、分析値に油槽岩そのものの試料でも混入しない限り、2次的な炭化水素移動の影響は、明瞭に指摘できるほどには、同図には表現されてこないものと思う。すなわち、その大部分は、堆積学的な傾向を示すものであり、2次的な炭化水素移動の影響は、既述の抽出性有機物炭素量/全有機物炭素量比によるようなチェックによらない限り判明し難いものとする。コア試料、地表試料の巨視的分布傾向が大差ないことは、かつて指摘(田口・佐々木, 1971)したように、石田の移動的な立場より、むしろ堆積学的な立場から重要な意義をもってくるものであろう。すなわち、石油母層中下部の不規則的な分布は、女川・船川下部相当層の特徴的リズムカルな互層現象に求められる。類似の現象は、第3図に示した、液体クロマトグラフ分別による、炭化水素、O-N-S化合物、アルミナ柱残渣物の3成分ダイアグラムにみられる七谷層試料のプロット状態からも伺うことができよう。

### 3. 原油と“石油母岩”との石油地化学的性質の対比—とくに鉱床の形成時期に関連して—

どんな性質のものを、続成作用的に発生した石油炭化水素と認め、そしてそれが何時頃発生し、どんな機構で、何時頃移動したかという問題は、石油の成因論にとって最も重要なものの一つで、また多くの意見の分かれるところでもある。日本においては、三土(1960)による石油の移動についての研究以来、大部分の石油地質家は、その主張に賛意を表し、なかでも、石油が早期に生成され、堆積層水流により移動し、早期にトラップ付近に濃集するという考えがとくに重要視され、このような考え方を基礎にして石油の移動、鉱床の形成時期を説明した論文が多数にのぼっている。たとえば西沢(1964)による申川油田の鉱床生成時期の研究、鬼塚(1964)による庄内地域の油ガス田における鉱床生成時期の研究等がそれである。

本節では、主として現在利用できる資料に基づいて、原油と石油母岩との有機地化学的性質の対比から、これらの問題にスポットをあててみようと思う。

#### 3.1 原油と母岩との間にみられる石油地化学的性質の対比

##### 3.1.1 ニッケルおよびバナジル・ポルフィリン含有量と Ni/V ポルフィリン比

第5表(TAGUCHI and SASAKI, 1970)にわが国新第三系の主要原油についてのニッケルおよびバナジル・ポルフィリンの含有量とその Ni/V ポルフィリン比が示される。表から明らかなように、すべての原油からニッケル・ポルフィリン、バナジル・ポルフィリンを検出することができ、そのオーダー

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

Table 5. Contents of nickel and vanadyl porphyrins (in ppm of oil) and Ni/V porphyrin ratios of some Japanese petroleum

Oil Field Name	Producing Formation	Nickel Porphyrin	Vanadyl Porphyrin	Ni/V porphyrin Ratio	
A	Ishinazaka	Shibikawa	54.0	54.0	1.00
	Yabase	Kitaura	13.7	2.0	6.85
	Yabase	Kitaura	9.1	2.2	4.13
	Amarume	Funakawa	3.6	1.0	3.60
	Amarume	Funakawa	2.4	0.7	3.42
	Chōkaizan	Funakawa	47.8	16.5	2.89
	Yabase	Onnagawa	17.5	5.3	3.30
	Yabase	Onnagawa	64.3	23.7	2.71
	Yabase	Onnagawa	25.3	8.1	3.12
	Yabase	Onnagawa	95.9	19.7	4.86
	B	Sarukawa	Kitaura	3.6	11.7
Sarukawa		Funakawa	9.0	5.1	1.76
Sarukawa		Funakawa	13.5	18.0	0.75
Yabase		Onnagawa	8.0	17.7	0.45
Yabase		Onnagawa	31.2	11.7	2.67
Yabase		Onnagawa	39.9	20.2	1.98
Yabase		Onnagawa	82.0	34.7	2.36
Yabase		Onnagawa	9.2	43.0	0.21
Yabase		Onnagawa	72.6	37.8	1.92

A ; Data from HODGSON et al. (1963)

B ; Data from TAGUCHI and SASAKI (1970)

は数ppm から数10ppm にわたり、決して小さい含有量ではない。

一方石油母岩についてこれまで公表(牛島・田口・佐々木, 1969; 田口・佐々木・遠藤・佐藤, 1970; 田口・佐々木・牛島, 1970; TAGUCHI and SASAKI, 1970)してきた資料をまとめると第6表のとおりである。ニッケル・ポルフィリンは、秋田の鮎川層、新潟の灰爪層を含めたそれより若い地層ではすべて検出限界値以下であり、バナジル・ポルフィリンは、秋田の脇本層、新潟の西山層より若い地層では、同様検出限界値以下である。今検出限界値の問題、堆積後の地化学的環境の問題を厳密に考慮しなければ、日本の代表的原油は、ニッケル、バナジル・ポルフィリンの含有状態に基づく限りでは、秋田の北浦層、新潟の椎谷層を含めたそれより下位の地層から生じたものと一応みることができよう。

原油の Ni/V ポルフィリン比と石油母岩のそれとを比較すると、第8図のとおりである。新庄では、母岩試料の81%が原油の Ni/V 比の範囲にあり、しかもそれらの試料の大部分は草薙層、ついで古口層のものである。五城目油田では試料の61%が原油の範囲におち、試料の大部分は船川層、ついで女川層に属している。矢島油田では約46%が原油範囲にあり、女川層から北浦層にまで及んでいる。新潟では、母岩試料の37%が原油の範囲にあり、試料の大部分は七谷・寺泊層に属し、一部椎谷・津川層に属している。以上を総合すると、Ni/V ポルフィリン比からみた限りでは、原油のそれに近いものは、圧倒的に秋田の女川・船川層、新潟の七谷・寺泊層中に多く、一部北浦・椎谷層にあるといつてよい。

3.1.2 多環芳香族炭化水素類 (ペリレン類)

Table 6. Stratigraphic distribution of nickel and vanadyl porphyrins in muddy rocks of Akita and Niigata Provinces

Province	Formation Name		Onnagawa	Funakawa	Kitaura	Wakimoto	Shibikawa	Katanishi	
Akita	Number of Samples		98	50	15	6	—	—	
	Nickel Porphyrin	Percent Positive Indications	100	100	100	83	—	—	
		Average (ppm)	0.389	0.104	0.020	0.010	—	—	
		Range (ppm)	0.016~ 2.054	0.009~ 0.548	0.003~ 0.046	0.007~ 0.017	—	—	
	Vanadyl Porphyrin	A Type	Percent Positive Indications Average Range	69 0.227 * ~ 7.699	18 0.003 * ~ 0.048	0 * *	0 * *	— — —	— — —
		B Type	Percent Positive Indications Average Range	35 0.009 * ~ 0.290	74 0.019 * ~ 0.047	60 0.012 * ~ 0.037	0 * *	— — —	— — —
Niigata	Formation Name		Nanatani	Teradomari	Shiuya	Nishiyama	Haizume	Uonuma	
	Number of Samples		29	34	15	15	2	7	
	Nickel Porphyrin	Percent Positive Indications	100	100	100	93	0	0	
		Average	0.752	1.234	0.115	0.011	*	*	
		Range	0.005~ 2.253	0.011~ 5.451	0.004~ 0.560	0.004~ 0.028	*	*	
	Vanadyl Porphyrin	A Type	Percent Positive Indications Average Range	79 0.132 * ~ 0.522	85 0.070 * ~ 0.382	47 0.007 * ~ 0.022	0 * *	0 * *	0 * *
B Type		Percent Positive Indications Average Range	24 0.004 * ~ 0.030	18 0.004 * ~ 0.043	20 0.002 * ~ 0.019	0 * *	0 * *	0 * *	

\*: Below detection limits. —: Not determined.

原油中に含まれる多環芳香族炭化水素類(ペリレン類)(田口, 1968)については, 現在研究試料数が限られており, 明確なことは出来ないが, 秋田油田の数個の層準を異にする原油(第5表下欄Bに掲げた原油)からは発見できなかった。一方石油母岩では, 既報(田口・佐々木, 1971)したように, この化合物は, 船川層より若い地層のほとんどすべての試料から検出され, その含有量は0.008~1.510ppmにわたっている。女川層からも検出されるが, 検出率は80%, 含有率は0.001~0.108というきわめて低い値である。したがってこの化合物に関する限りでは, 女川層の試料が, 原油と最も深い関係をも

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

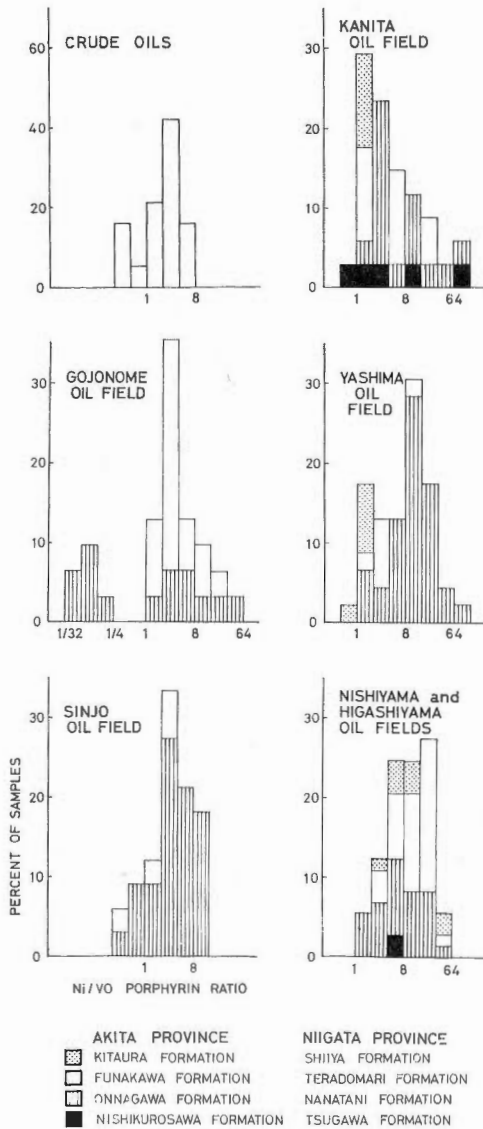


Fig. 8. Histograms showing variations in Ni/V porphyrins ratio for crude oils and their presumed source rocks. (After TAGUCHI and SASAKI, 1970)

っているようにみえる。

3.1.3 CPI値

ノルマル-アルカンのCPI値(田口, 1968 a, b) についても, 日本産の原油については, いまのところ資料が少なく, 明言できないが, 原油のCPI値は, 特殊例を除いて, 低いのが常識であり, もし日本産原油の大部分も低CPI値であると仮定すると, 既報(田口, 1968)したように, 女川層のCPI値のみが石油様CPIを示し, 船川層は一般に高いので, この点からも女川層がもっとも原油と深い関係をもっているものと判断される。

3.1.4 総合考察

将来研究試料の増加により、違った傾向も現われるかも知れないが、現在のデータでは、日本産原油ともっとも密接な関係をもつ石油母岩は、既述したことから、女川、および船川下部相当層(女川層と船川層の境界問題があるので、船川層下部も含めたい)に属する岩石のみが、躊躇することなく、そうであると断言できる。船川層の中上部、北浦層に属する岩石は、可能性はあっても、そのプロバビリティーは低く、脇本層より上位の諸層は、石油母岩としては否定的であるといえよう。したがって従来いくつかの文献にみられる新第三系上部層を石油母層とみなす見解は否定されるべきものと考え、これらに対する詳しい見解はさらに後章で述べる。

### 3.2 庄内石名坂油田鉱床の生成時期について

石名坂油田の産油層準は、日本におけるもっとも若いものとして知られ、その層準は、研究者により多少違いがあるが、秋田の鮎川層下部あるいは笹岡層に対比されている。そして一部の研究者(鬼塚, 1964)は、三土(1960)の考え方を導入し、この原油は、観音寺層(笹岡層に対比)、丸山層(上部天徳寺層に対比)を母層とするものと考えている。しかしながら、第5表から明らかなように、石名坂油田の原油は、ニッケル・ポルフィリン、バナジル・ポルフィリンともに54ppmという高い含有率を示し、Ni/Vポルフィリン比は1である。すでに指摘したように、脇本層相当層より若い地層中からは、ニッケル・ポルフィリン、バナジル・ポルフィリンは共存して検出されず、鮎川層より上位層からは、両化合物はまったく検出されていない。

上記のことから、石名坂油田の原油は、少なくとも産油層準と同期の地層を石油母岩としたものではなく、おそらく、観音寺層、丸山層もその石油母岩ではなく、もっと下位層から移動してきたものと考えるのが妥当であろう。

## 4. 堆積層の埋没深度と有機物質の石油炭化水素転換問題からみたわが国の石油鉱床生成の時期

わが国の石油鉱床の形成に関連する石油移動の問題については、すでに三土(1960)、石田(1960)、細井(1963)その他の人々により貴重な考察が与えられている。細井(1963)が指摘したように、わが国の堆積盆地は諸外国のものに比べて、小規模であり、堆積相の横の変化が激しく、貯溜岩の連続性に乏しいので、長距離にわたる貯溜岩内での移動は考え難い。そこで本章では、秋田油田を例として、石油帽岩、油槽岩の形成、有機物質の石油化などの点からこの問題を再検討してみたい。

### 4.1 新第三系堆積埋没深度と石油帽岩、油槽岩発達のオブティマム条件

石油の第1次移動について重要なのは、荷重に伴う圧緊水流(compaction current)であることは論を俟たない。そこでまず、地層の埋没深度と孔隙率との関係を検討してみよう。

ATHY(1930)、HEDBERG(1936)、DICKINSON(1953)、松沢(1961)、細井(1963)、宮崎(1965)らにより、抗井コア試料に基づいた泥質岩の孔隙率—埋没深度曲線が、すでにオクラホマ、ヴェネズエラ、ガルフコースト、わが国の油田等について与えられている(第9、10図)。第9図の細井の曲線は、船川層を構成している黒色泥岩を基礎にして得られたものである。第10図は、宮崎(1965)により与えられた各地域の埋没深度—孔隙率曲線である。両図の曲線の異なるのは、計算の基礎となった試料が相違していることにおもに起因している。

最初、宮崎のデータに基づいて検討してみよう。秋田油田(近野, 1964; 藤岡, 1968)における女川



Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

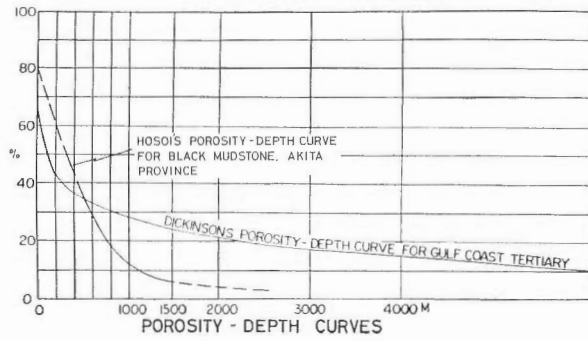


Fig. 9. Porosity-Depth curves of Neogene Tertiary in Akita Province by Hosoi (1963).

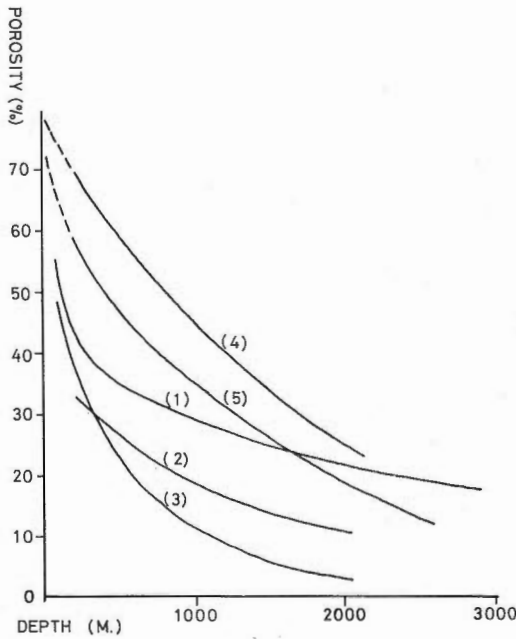


Fig. 10. Depth-Porosity curves in several areas by MIYAZAKI (1965).  
 (1) Miocene, Gulf Coast (DICKINSON, 1953)  
 (2) Eocene-Miocene, Venezuela (HEDBERG 1936), (3) Pennsylvanian-Permian, North-Central Oklahoma (ATHY, 1930), (4) Pliocene, Niigata (MATSUAWA, 1961), (5) Miocene-Pliocene, Akita (MIYAZAKI, 1965).

Table 7. Observed and initial thicknesses of Neogene Tertiary in Akita oil field

Formation	Observed Thickness (m.)	Observed Depth of Burial at the top of each Formation (m.)	Porosity at the base of each Formation (%)	Initial Thickness (m.)
Wakimoto	200	150	52	250±
Kitaura (Tentokuji)	350	350	42	470±
Funakawa	500	700	31	820±
Onnagawa	800	1200	19.5	1160±

層より上位の各地層の現在の層厚、各層最上部の埋没深度が、第7表の左方ネラムに、これらのデータに基づいて、宮崎(1965)のグラフにより求めた現在の各層基底部の孔隙率、各層の埋没前の地層の厚さが右方ネラムに示されている。また同じく、宮崎(1965)の方法に基づいて計算した、女川層から鮪川層が堆積するまでの各層最上部の堆積終了時点における各層基底部の深度(したがって、その時点でのそれぞれの地層の厚さ)、基底部の孔隙率が第8表に示されている。船川層・北浦層は、ところにより、それぞれ1000mに達するところが報告(藤岡, 1968)されているので、この層厚を、秋田油田地域に適用した場合の計算値も一応示した。また、後述するように、北浦層下部の集油を問題にしているので、秋田油田において、とくに鮪川層が、おおよそ200m堆積した場合を仮想し、この時の北浦層より上位層の計算値も示した。

孔隙率と浸透率との関係については、砂岩のような油槽岩についての研究例は多いが、泥質岩についての研究は少ない。泥質岩は、砂質岩と異なり、その孔隙率の割合には、浸透率の低いのが普通である。これらの点を考慮すると、石油帽岩の形成について、単に泥質岩の孔隙率のみから判断することは、かなり危険であるが、いわゆる“石油様物質”(protopetroleum と称してもよいであろう)は、一般に親水性をもっており、かなり小さい孔隙でもよく通過すると考えられるので、少なくとも、よい泥質帽岩は、これまでのわが国の油井資料から判断して、孔隙率35%以下と一応みなして議論を進める。

第8表から明らかなように、女川層が堆積し終った時点では、その基底部の孔隙率は、32%±であり、この孔隙率は、HEDBERG(1936)、WELLER(1959)のいう“dewatering stage”に相当し、なお脱水の続いている状態であり、たとえいわゆる“石油様物質”が生じ、また油槽岩に適した岩層が一部発達し

Table 8. Depth of burial and porosity at the bottom of the Neogene Tertiary formations of Akita oil field in the depositional time of the top of each formation

Geologic age (Stage)	MIOCENE			PLIOCENE	
	ONNA- GAWA	FUNA- KAWA	KITaura	WAKIMOTO	SHIBI- KAWA
Shibikawa D.(m) P.(%)					210 210*** 59 59
Wakimoto D.(m) P.(%)				250 250* 250** 56 56 56	420 420*** 49 49
Kitaura D.(m) P.(%)			470 470* 1160** 48 48 33	620 620* 1290** 43 43 29	780 1420*** 39 28
Funakawa D.(m) P.(%)		820 1290* 39 29	1020 1500* 2170** 37 28 17	1120 1620* 2290** 33 24 15	— — — —
Onnagawa D.(m) P.(%)	1160 32	1660 2100* 24 18	1820 2300* 2900** 22 15 <10	1920 2420* 3090** 20 14 <10	— — — —

D; Depth of burial at the bottom of each formation.

P; Porosity at the bottom of each formation.

—; Not calculated.

\*; Case where the present thickness of Funakawa Formation is calculated as 1000m.

\*\*; Case where the present thickness of Funakawa and Kitaura Formations are calculated as 1000 m respectively.

\*\*\*; Case where the present thickness of Kitaura Formation is calculated as 1000m.

## Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察（田口）

ていたとしても、良好な不透水性岩層の形成を地層上半部に期待することは難しく、その大部分は、圧緊水流とともに上方および側方に逸散してしまうものと想像される。

船川層最上部の堆積時には、女川層基底部の孔隙率は、18～25%に達し、女川層からは間隙水、吸着水のスクイーズアウトが盛んに行なわれ、もし“石油様物質”がその時点で、すでに生じているならば、その放出も行なわれ、船川・女川層の境界付近において発達した顕著な凝灰岩、凝灰質砂岩中にトラップされるものと思われる。しかしながら、船川層基底部の孔隙率は、未だ約40～30%であり、船川層のとくに厚く発達しているところを除いては、圧緊水流の上方、あるいは側方への逸散は、免がれ難かったものとみられる。

ところが、北浦層堆積の末期～中期では、船川～女川層境界付近の孔隙率は、約28～32%に達し、付近の泥質岩は、良好な不透水性の帽岩層として役立ち、同時にその付近に好条件に発達する凝灰岩、凝灰質砂岩は、多くの“石油様物質”をトラップする岩石として、有効に働いたものと考えられる。しかしながら、北浦層基底部の孔隙率は48%という高い値を示しており、船川層からスクイーズアウトされる“石油様物質”をトラップすることは、容易にできなかったであろう。ただ北浦層が1000mもの厚さに発達する特別な地域では、その基底部は、約33%の孔隙率に達し、泥質岩は、不透水性岩として役立ったものと考えられるが、北浦層が、このように厚く発達する地域は、限られており、また、北浦層からの石油の産出が、同層の薄い地域（350m ±の地域）にみられることは、北浦層堆積時に発達する北浦層基底付近の帽岩的役割は、全体的な北浦層産出の石油を説明する上では、それほど重要視する必要のないことを示すものではなからうか。むしろ、上述のような条件下では、北浦層の厚い地域から側方部への圧緊水流の移動が大きな意味をもち、より後期における北浦層の鉱床形成に関与したものとみるべきであろう。

細井（1963）の曲線によっても、同様問題を検討（TAGUCHI and SASAKI, 1970）したが、第9図から明らかなように、深度に対する孔隙率の減少率が相対的に高くなり、船川層末期～北浦層中期で、船川～女川境界付近に、“石油様物質”トラップの好条件が得られる。しかしながら、北浦層堆積時に、北浦層下部を油槽岩とするようなトラップの形成は、やはり説明が困難となる。

藤岡（1968）は、大村（1936）の“出羽変動”を再提唱するとともに、この変動は、油田構造を造った造山運動で、船川階後期における羽越地向斜の地域的背斜化に始まり、天徳寺階の桂根期（北浦層下部堆積時）にその主要造山運動があったものとしている。上述してきたところから明らかなように、著者は、この出羽変動は、おそらく、北浦層下部にトラップされている石油の移動集積には余り役立たなかったものと考えている。しかしながら、船川～女川層境界付近では、すでに形成されていた“帽岩”の効果と相まって、船川～女川層中に挟在する孔隙率の高い岩層へ石油母岩から一層の“石油様物質”のしぼり出しを可能にし、さらには一部、女川層の堆積の初期に、すでに、孔隙質の岩石にトラップされ、“石油化”の進んでいた炭化水素類をも移動集積させたものと考えられる。

著者は、後述するように天徳寺階（北浦階）の石油鉱床、およびそれより上位層の石油鉱床は、少なくとも女川～船川層の石油鉱床の一部とは、その形成時期を異にするものと考えているのである。この問題はしばらくにおいて、次に有機地化学的立場から、移動し得るような十分な炭化水素類がいつ頃発生し得るのかについて検討してみよう。

## 4.2 地下増温率からみた石油母岩有機物の石油炭化水素転換の時期と石油鉱床の形成

ABELSON (1964) は、彼の研究に基づく熱力学的な計算から、 $50^{\circ}\text{C}$  の温度で約 100 万年という時間があれば、堆積物中の有機物が脱カルボキシル作用を終え、石油様物質を生ずることができるとしている。秋田油田における地下温度は、坑井資料(天然ガス鉱業会, 1969)によると 1000m で  $70^{\circ}\text{C}$ 、1500m で  $90^{\circ}\text{C}$ 、八橋油田の地下増温率は 100 m について  $4.2\sim 6^{\circ}\text{C}$  の範囲内に落ち、平均増温率よりも高い値を示している。しかし、OHGUCHI et al. (1970) の最近の研究によると、秋田周辺の“Coastal Region”ではもっと低く、 $2.0\sim 4.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  の範囲にあり、 $2.5^{\circ}\text{C}$  ± が普通である。

今仮りに前者のデータをとって、平均  $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  の地下増温率が北浦層(天徳寺層)堆積時にも存在していたものと仮定し、また当時の気候は、TANAI and HUZIOKA (1967) の資料から判断して、地表温度を平均約  $5^{\circ}\text{C}$  ± と仮定すると、 $50^{\circ}\text{C}$  の温度は約 900m の深度で得られることになる。前節で述べたことから明らかなように、北浦層の頂部の堆積時における 900m の深度は、秋田油田では、およそ船川層上部の下部付近に位置し、北浦層の極端に厚いところでは、おそらく、北浦層下部付近に位置するであろう。ところが、移動することができるような充分な炭化水素の形成には、さらに約 100 万年の時間を必要とする。

池辺 (1971) による最近のわが国第三系と、BLOW (1969) との対比試案は、第 9 表の如くで、各層の堆積に要した時間は、女川層が約 380 万年、船川層が約 370 万年、北浦層が 230 万年である。北村・高柳 (1971) は、SHINBO and MAIYA (1969)、SAITO (1963)、BLOW (1969) による浮遊性有孔虫の分帯対比を示すと同時に、間接的にさらに油田新第三系各層と BLOW (1969) による分帯との対比を示し、女川層が、ほぼ BLOW の N.11~N.14 に相当することを認めており、この点では、池辺 (1971) と北村・高柳 (1971) らとの見解の間は、大差がないようにみえる。そこで、一応池辺試案(第 9 表)に従った上記の年数を用いることにする。ただ、北村・高柳らは、地質時代区分への明確な対比を避けており、しかも彼らの引用した NODA (1966) の対比表などから判断すると、おそらく地質時代区分への対比については、池辺試案と相当に異なるものと思われる。

さて、池辺 (1971) のデータを用いると、現在、観察される層厚に対する堆積率は、それぞれ 100 年ごとに女川層約 210m、船川層約 135m、北浦層約 150m である。したがって、北浦層上部の堆積し終る頃に、充分移動し得る石油炭化水素が形成されている地下層準は、900m におよそ 100 万年に相当する当時の船川層の厚さをプラスした 1100m 前後の深度、すなわち、ひいきみにみても、一般に船川下部層よりも下位、北浦層の非常に厚いところで、辛うじて北浦下部層が対象にされる程度である。

もし、OHGUCHI et al. (1970) のデータに従い、平均  $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  の地下増温率を採用すると、 $50^{\circ}\text{C}$  に達する地層深度は、実に 1800m の深さに達し、平均  $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  としても、1500m の深度で、この深度は、北浦層上部堆積時では、当時の女川層中〜上部に相当する。北浦層・船川層がそれぞれ 1000m にも達するような、両者がともに厚く発達している地域でのみ、上記の深度は、船川層下部で達することができる。すなわち、上述の推定は、いずれにしても北浦層堆積末期では、北浦相当層の堆積物から、移動し得るような石油炭化水素の発生を期待することの困難さを示しており、したがって北浦層堆積時(天徳寺階桂根期)にその主要造山運動があったとする出羽変動期(藤岡, 1968)により、北浦層の石油の集積を説明することの困難さを同様に示している。

Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察（田口）

Geol. Age	Akita	Blow 1959	M. Y.	
Pleistocene	Shibikawa Formation	N23		
		N22		
Pliocene	Sasaoka Formation	N21		
	Tentokuji Formation	Upper		N20
		Lower		N19
	Late Miocene	Funakawa Formation		Upper
Lower				N17
				N16
				N15
Middle Miocene	Onnagawa Formation	N14		
		N13		
		N12		
				N11
	Nishikurosawa Formation	N10		
		N 9		

Table 9. Absolute chronology of Neogene Tertiary in Akita Oil Field (After ИКВВЕ, 1971)

上述したことから明らかなように、北浦層上部の堆積時においては、帽岩として役立つ不透水性の岩石の点からのみでなく、石油炭化水素形成の点からも、北浦層自体は、石油鉱床の形成の場として期待し難いものであり、船川層下部以下の地層のみが、地下増温率の比較的高いところのみ、好条件下にあったものとして期待できるものである。もし、OHGUCHI et al. (1970) のデータに従うときには、石油炭化水素形成の点からは、北浦層上部堆積時では、船川一女川境界付近でさえ鉱床の成立は比較的に困難となり、そして、OHGUCHI ら (1970) のデータが正しいとすれば、後述するようにわが国の石油鉱床は鮎川造山運動後にその大部分が形成されたと考えざるを得なくなるのである。

北浦層に胚胎している経済的石油鉱床は既述してきたところから明らかなように、これまでと同様の仮定を用いて考察すると、脇本層あるいは鮎川層の堆積後に形成されたものであり、おそらく鮎川層の

堆積時においてのみ、始めて北浦層上部はキャップロックとしての役目を果たことができ、また北浦下部層は油槽岩として、それに相俟う泥質岩の一部は、石油根源岩として役立つことができるのである。そして鮪川層の堆積後に起った、いわゆる“鮪川造山運動”が、主として油田構造の形成、石油炭化水素の移動集積に貢献したものであろう。ただ“鮪川造山運動”はすでに形成されていた下位層の石油鉱床にも影響を与え、下位層の石油鉱床から北浦層の油槽岩への2次的移動も促進することができるゆえ、北浦層に胚胎する石油鉱床の大部分が、主としてどの石油根源岩から由来したかをきめることは、にわかには速断し難く、今後の研究を要することである。

## 5. あとがき

最近のソビエトにおける、油槽岩中の自生鉱物に基づいて、油槽岩中に石油が集積した時期を決定するという新しい研究方法(YURKOVA, 1970)は、樺太油田の新第三紀の石油集積の時期に対して興味ある結果を与えている。この論文は、著者の見解発表後(TAGUCHI and SASAKI, 1970) 公刊されたものであるが、樺太油田の中新世地層における最初の石油移動は、後期鮮新世に行なわれ、第2次の石油移動は、鮮新世以後であるとし、この考察は、さらに KOVALCHUK and EVDOKIMOVA(1967) らによる造山運動、オイルプールの形成史、岩石学、水理地質学、地化学的な研究結果の意見とも一致しているとしている。樺太油田が、わが国の裏日本油田と地質学的に密接な関係にあることはいうまでもない。ただ既述したように、油田新第三系各層の地質時代区分の対比については、いろいろと問題が多いため、明確な結論を出すことはできないが、もし、北浦層、脇本層、鮪川層が、それぞれ中新世後期、鮮新世前期、同後期に相当し、上述の樺太の時代区分と一致するものとすれば、この論文の研究結果は、北浦層準の石油鉱床は、少なくとも、“鮪川造山運動”後であるという著者の考察を一層支持するものとして受取ってよいであろう。ことに、OHGUCHI et al. (1970) のデータを採用するときは、わが国の石油鉱床は、大部分、鮪川期以後に形成されたこととなり、樺太の研究例と似た結果となることは興味深い。わが国の一部石油地質家により主張される、北浦層が同時に石油母岩と油槽岩とを提供し、その鉱床の形成が、出羽変動によるという考えは、おそらく否定されてよいものであろう。

1971年6月、モスクワにおいて開催された、第8回世界石油会議の石油・ガスの起源、移動、集積に関するパネル討論に提出された論文をみると、そのほとんどが、堆積物の埋積深度とその増加に伴う圧緊作用、地下温度、続成作用の問題とそれに関連する有機物質の石油炭化水素への転換問題とを主題としており、今日の石油成因論は、いわゆる“indigenous oil”が、単なる推定ではなく、実際の堆積場で種々のファクターを通して、いかにして、どんな時期に生成されるかに焦点がしぼられてきているようにみえる。この点わが国の油田について、昨年同様観点から検討を試みた拙論(TAGUCHI and SASAKI, 1970)は、一步先んじていたものと自負し、主としてわが国の石油鉱床生成の時期の問題に焦点をしばり、再検討を加え、あえて本稿を記した次第である。

## 6. 要 約

上述した本論の重要部分を要約すると下記のとおりである。

- 1) 従来、わが国において一般に用いられている、“石油化度”による石油母岩の評価は、別の方法

## Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察 (田口)

で再吟味される必要がある。“石油化度”により、良い石油母岩と評価されている椎谷層構成の岩石は、高い石油ポテンシャルを有するものではなく、2次的な炭化水素 (migrative oil) の影響によるものと判断される。

2) 原油と石油母岩の石油地化学的性質を比較すると、今のところ、女川相当層および船川下部相当層のみが“石油母岩”として、種々の点から問題なく認められる。それより上位層については確証がない。また同様に従来一部の研究者により、比較的若い新第三系 (脇本ないしは鮎川相当層) が石油母岩であるとされていた、山形県の石名坂油田の鉱床は、下位層から2次的に移動した鉱床であると判断される。

3) 新第三系堆積岩の埋没深度—孔隙率曲線、地下増温率、有機地化学的にみた石油炭化水素の形成時期、深度などから判断すると、少なくとも北浦層 (天徳寺層) 準の鉱床が“出羽変動”により形成されたという考えは否定され、北浦層準の鉱床の大部分は、“鮎川造山運動”後に形成され、女川—船川層境界付近の鉱床のみが、“出羽変動”により形成されたものとみることができる。しかしながら、OHGUCHI ら (1970) の秋田海岸地域における地下増温率、 $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  を採用すると、わが国の石油鉱床の大部分は、“出羽変動”よりもむしろ“鮎川造山運動”後に形成された功算が大となり、最近のソビエトにおける樺太油田の研究と比較して興味ある事実となる。

謝 辞：稿を終るにあたり、本稿作製の端緒を与えられ、種々御配慮を頂いた、地質調査所三梨 昂博士、モスクワにおける第8回世界石油会議提出論文など、文献準備の上で多大の労を賜わった、石油鉱業連盟、宅間達氏に衷心より謝意を表す。また佐々木清隆博士を始め、基礎的資料の作製に協力された東北大学石油鉱床学講座の諸氏に心から謝意を表す。 (1971年10月8日稿)

## 引用文献

- ABELSON, P. H. (1964) : Organic geochemistry and the formation of petroleum. *Sixth World Petrol. Congress, Proc.*, Frankfurt, Germany. Sect. 1, p. 397—407.
- ATHY, L. F. (1930) : Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 14, p. 1—24.
- BLOW, W. H. (1969) : Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Internat. Conf. Plank. Microfossils, 1st (1967), Proc.*, vol. 1, p. 199—421.
- BRAY, E. E. and EVANS, E. D. (1961) : Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 22, p. 2—15.
- and ——— (1965) : Hydrocarbons in non-reservoir rock source beds. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 49, p. 248—257.
- BRENNEMAN, M. C. and SMITH, P. V., JR. (1958) : The chemical relationships between crude oils and their source rocks. *Habitat of Oil*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- DICKINSON, G. (1953) : Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast, Louisiana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 37, p. 410—432.
- ERDMAN, J. G. (1961) : Some chemical aspects of petroleum genesis as related to the problem of source bed recognition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 22, p. 16—36.
- HEDBERG, H. D. (1936) : Gravitational compaction of clays and shales. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 31, p. 241—287.
- HODGSON, G. W. and HITCHON, B. (1966) : Research trends in petroleum genesis. *18th Comm-*

- onwealth Mining and Metallurgical Congress, Proc.*, vol. 15, p. 9~19.
- 細井 弘 (1963) : 秋田県・山形県に於ける石油の第一次移動(1), (2). 岩石鉱物鉱床学雑誌, vol. 49, p. 43~55, p.101~114.
- 藤岡一男 (1968) : 秋田油田における出羽変動. 石油技術協会誌, vol. 33, p. 283~297.
- HUNT, J. M. and MEINERT, R. N. (1958) : Petroleum prospecting. *U. S. Patent*, no. 2, 854 p.396.
- (1961) : Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 22, p. 37~49.
- (1962) : Geochemical data on organic matter in sediments. *Paper presented at the International Scientific Oil Conference*, Budapest, Hungary.
- 池辺展生 (1971) : 新第三紀, 特に中新世の区分と地質年数 (要旨). 石油技術協会誌, vol. 36, p. 222.
- 石田義雄 (1960) : 地下における石油の移動と油田構成の経過について. 石油技術協会誌, vol.25, p. 240~249.
- KHALIFEH, Y. and LOUIS, M. (1955) : Contribution a la reconnaissance des roches-meres de petrole. *Rev. Inst. Français Petrole et Ann. des Combustibles Liquides*, vol.10, p. 340~344.
- and ————— (1961) : Étude de la matière organique dans les roches sédimentaires. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 22, p.50~57.
- 木下浩二・池辺 稔 (1968) : 地向斜堆積物における石油貯溜の条件. 地質学論集, 第1号, p.63~70.
- 北村 信・高柳洋吉 (1971) : 日本新第三系化石層位区分に関する一考察. 東北大地質古生物研邦文, no. 71, p. 31~45.
- 近野辰悦 (1964) : 秋田平野部油田の鉱床生成時期について. 石油技術協会誌, vol. 29, p.315~328.
- KOVALCHUK, V. S. and EVDOKIMOVA, T. P. (1967) : Some regularities of formation and location of gas and oil pools in northeastern Sakhalin. *Genesis Neftii Gaza.*, Nedra, Moscow, p.661~666.
- KUDŌ, S., ASAKAWA, T. and YAGISHITA, H. (1965) : Geochemical study of organic matter in petroleum source beds in Niigata sedimentary basin. *Contribution from the Government of Japan to ECAFE Third Petroleum Symposium*, Tokyo, Japan.
- 松沢 明 (1961) : 堆積岩の密度と地質構造. 物理探鉱, vol. 14, p. 195~203.
- (1962) : 同 (続), 物理探鉱, vol. 15, p. 1~13.
- 三土知芳 (1960) : 石油の移動についての考察—特に日本の油田に言及しつつ—. 石油技術協会誌, vol. 25, p.200~239.
- 宮崎 浩 (1965) : 秋田油田地域における泥質岩の圧密について. 地質学雑誌, vol. 71, p. 401~412.
- NEWBERRY, J. S. (1873) : The general geological relations and structure of Ohio. *Ohio Geol. Survey Rept.* 1, pt. 1, p. 222.
- 西沢量平 (1964) : 申川油田の鉱床生成時期について. 石油技術協会, vol. 29, p. 304~314.
- NODA, H. (1966) : The Cenozoic Arcidae of Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 38, p. 1~161.
- OHGUCHI, T., NORITOMI, K. and INOUE, T. (1970) : On the geothermal gradient in Akita Prefecture, Northeast Honshū, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ.*, ser. A, vol. 4, no. 3, p.19~34.
- 大村一蔵 (1936) : 秋田油田の地質について. 石油時報, no. 695, p. 9~16.
- 鬼塚 貞 (1964) : 庄内地域油・ガス田と鉱床生成の時期. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 341~349.



Ⅶ.1 本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察(田口)

- PHILIPPI, G. T. (1957) : Identification of oil source beds by chemical means. *20th International Geol. Congress, Mexico, Sec. 3*, p. 25~38.
- SAITO, T. (1963) : Miocene planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 35, p. 123~209.
- SHINBO, K. and MAIYA, S. (1969) : Neogene Tertiary planktonic foraminiferal zonation in the Japanese oil producing provinces. *ECAFE Petroleum Symposium*, Canberra, 1969, 15.
- 田口一雄 (1958a) : 女川層中に発達する黒色~暗灰色泥岩の石油地質学的ならびに堆積学的意義(要旨). 石油技術協会誌, vol. 23, p. 135.
- (1958b) : 本邦海成油母岩の C/N 比並びに堆積岩の C/N 比に関する 2・3 の考察(要旨). 地質学雑誌, vol. 64, p. 698~699.
- (1960) : 秋田・山形県境付近の海成油母岩 C/N 比, ならびに堆積岩の C/N 比に関する 2・3 の考察. 石油技術協会誌, vol. 25, p. 105~113.
- (1961) : 女川, 船川層の地化学的研究への序説—女川, 船川層の堆積環境—. 石油技術協会誌, vol. 26, p. 278~289.
- TAGUCHI, K. (1962) : Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, Sendai, Japan, 3rd Series, vol. 7, p. 293~342.
- 田口一雄 (1968a) : 石油の成因に関連した n-パラフィンの諸問題——特に Carbon Preference Index について——. 石油学会誌, vol. 11, p. 414~428.
- (1968b) : 本邦産堆積岩中に含まれる n-アルカン, メタルポルフィリン, 多環芳香族化合物の堆積学的並びに石油地化学的研究——堆積岩の有機物の研究(2)——. 地質学雑誌, vol. 74, p. 385~398.
- ・佐々木清隆・遠藤宣哉・佐藤俊二 (1970) : 青森県蟹田および秋田県五城目油田の新第三系に含まれるポルフィリン類—油田新第三系に含まれるポルフィリン類の堆積学的研究(2)—. 地質学雑誌, vol. 76, p. 477~491.
- ・—————・牛島信義 (1970) : 山形県新庄油田地区の新第三系に含まれるポルフィリン類—油田新第三系に含まれるポルフィリン類の堆積学的研究(3)—. 地質学雑誌, vol. 76, p. 559~566.
- TAGUCHI, K. and SASAKI, K. (1970) : Organo-geochemistry and its relation to the geology of petroleum accumulations in Japan, *Paper presented at the International Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*, Sep. 6—12, Tokyo, Japan, (in press).
- 田口一雄・佐々木清隆 (1971) : 羽越地向斜堆積物の有機堆積学的研究—特に多環芳香族炭化水素類の堆積環境的意義に言及して—. 地質学論集(印刷中).
- TANAI, T. and HUZIOKA, K. (1967) : Climatic implications of Tertiary floras in Japan, *11th Pacific Science Congress, Tokyo, 1966 "Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific"*, p. 89~94.
- 天然ガス鉱業会 (1969) : 日本の石油・天然ガス資源. 東京.
- TRASK, P. D. (1932) : *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Texas, Gulf Publishing Co. (Am. Petroleum Institute).
- and PATNODE, H. W. (1942) : *Source beds of petroleum*. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- 牛島信義・田口一雄・佐々木清隆 (1969) : 油田新第三系に含まれるポルフィリン類の堆積学的研究(1). 秋田県矢島油田地区. 岩鉱, vol. 61, p. 77~91.
- WELTE, D. H. (1965) : Relation between petroleum and source rock. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 49, p. 2246~2268.

- WINCHEL, A. (1865) : On the oil formation in Michigan and elsewhere. *Am. Jour. Sci.*, 2nd ser. vol. 39, p. 350~353.
- 柳下秀晴 (1959) : 南関東の第三紀堆積岩中の有機物 (要旨). 石油技術協会誌, vol. 24, p. 146.
- (1962) : 新潟含油新第三系堆積岩中の炭化水素. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 265~296.
- YURKOVA, R. M. (1970) : Comparison of post-sedimentary alterations of oil-, gas- and water-bearing rocks. *Sedimentology*, vol. 15, no. 1/2, p. 53~68.

**Some Considerations on the Time of Formation of Petroleum  
Deposits in the Neogene Tertiary Basins, Northeastern Japan  
——Principally from the Organo-geochemical Point of View——**

KAZUO TAGUCHI

“Degree of hydrocarbonization” (YAGISHITA, 1962), which utilizes the ratio of hydrocarbon carbon to total organic carbon in the presumed source rocks to identify the source rock of petroleum, has been used, in general, by the Japanese petroleum geologists. The present author, however, has suggested that the too high ratio mentioned above can not be considered as the only indication of the source rock potential owing to the facts that the ratio of the Shiiya Formation is higher than that of the Teradomari Formation which consists of black mudstone considered as good source rocks, and the Araya Formation, which consists of fine-grained mudstone formed simultaneously with the Shiiya Formation, has lower ratio than the Shiiya which consists of coarser-grained rocks. Such an anomalously high ratio of “degree of hydrocarbonization” as seen in the Shiiya Formation and the Araya Formation will be indicative of the migratory oil.

At present, specific chemical properties such as the ratio of Ni/V porphyrins, concentration of polycyclic aromatics and CPI values of the crude oils appear more similar to those of the extracts from the presumed source rocks of the Onnagawa Formation than to the other formations. A consideration that the Ishinazaka petroleum of Yamagata Prefecture might be derived from the source sediments correspond to the Shibikawa or the Wakimoto Formation, which deposited contemporaneously with the reservoir rocks, as has been insisted by some Japanese geologists, is no longer accepted because of the difference of nickel and vanadyl porphyrin contents between the Ishinazaka petroleum and its presumed source sediments.

Judging from the data of the depth-porosity curves and the geothermal gradients of the Japanese oil-producing basin and the time for generation of sufficient hydrocarbons capable of migration, it seems that the optimum conditions for the accumulation of commercial oil have been formed principally by the Shibikawa orogenesis of late Pliocene and secondarily by the Dewa disturbance of late Miocene.

## Ⅶ.2 日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題\*

市原 優子\*\*

### 要 旨

著者および共同研究者らは日本の堆積岩（主として泥質岩）に含まれるアミノ酸について一連の研究をおこなった。この報文では、それらの研究によってあきらかにされた主要な結果を総括し、今後研究を進展させるために考慮しなければならない問題を指摘した。それらはつぎのようである。

1) 沖積統から洪積統にかけて、アミノ酸含有量は堆積物の埋没深度の増加に対し指数函数的関係で減少し、洪積統と鮮新統の境界付近ではほぼ一定値に達する。

2) アミノ酸含有量は沖積統で1800～900 $\mu\text{g/g}$ 、洪積統で520～20 $\mu\text{g/g}$ 、鮮新統で35～3 $\mu\text{g/g}$ 、中新統で15～4 $\mu\text{g/g}$ の範囲にある。漸新統の2試料からはアミノ酸は検出されない。

3) 鮮新統およびそれより古い堆積岩のアミノ酸含有量には、堆積水域のちがいが——湖沼・内湾・浅海・深海——がみとめられない。堆積当初に供給されたアミノ酸の量は堆積環境によって種々であったが、地質学的時間の経過にともなってそれぞれ個々の仕方で減少し、鮮新統・中新統ではほぼ同程度の含有量に達したと推定される。

4) アミノ酸組成百分率は地質年代・堆積盆地を異にする堆積岩の間で顕著な相違をしめさない。アミノ酸含有量が100倍あるいはそれ以上へたたる沖積統と中新統の間で、アミノ酸組成が類似しているということは、個々のアミノ酸が地質年代の経過にともなって一樣の割合で減少したことを意味する。アミノ酸組成の一樣性は堆積岩中のアミノ酸が、いわゆる腐植・kerogen等と呼ばれるコロイド状有機物を形成しているためと考えられる。

5) 堆積岩から検出される非蛋白質アミノ酸、 $\beta$ -アラニン・ $\gamma$ -アミノ酪酸は微生物の代謝作用によって生産されたものと思われる。

6) 堆積岩中のアミノ酸の研究をさらに発展させるためには、古い堆積岩については汚染の有無に、固結の進んでいない比較的新しい堆積物については風化作用による溶脱に特に留意する必要がある。また、アミノ酸の分解速度を支配する因子として、生化学的分解と化学的分解とを分けて考えねばならない。

### 1. ま え が き

ABELSON (1954) がオールドビス紀の三葉虫やジュラ紀の恐竜の脊椎骨からアミノ酸を発見している、化石や堆積岩に含まれているアミノ酸の研究が種々の方向に発展した。生物の進化を古生物学の立場からあきらかにしようとする人々は化石をおもな研究対象として選ぶであろう。また、生命の起源を問題にするならば、先カンブリア時代の堆積岩や隕石がおもな研究対象となるであろうし、石油の起源を問

\* 1972年3月原稿受理

\*\* 大阪市立大学

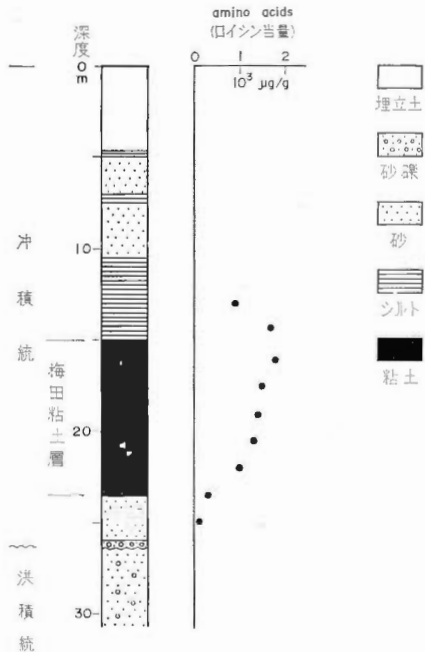
題とするならば、石油母岩が主な対象としてえらばれるであろう。しかし、堆積岩に含まれているアミノ酸が地質時代の経過ともなってどのように減少しているか、あるいは日本の中生代・古生代の堆積岩にも過去の生物に起源をもつアミノ酸が残存しているかどうかというような基礎的な資料を集めておくことは、地質学におけるアミノ酸の研究がどのような方向に発展しようとも、大切なことであると思う。著者はこのような観点から共同研究者の協力をえて日本の堆積岩に含まれているアミノ酸について一連の基礎的研究をおこなってきた。

基礎的分析資料をえることを目的としているので、試料はとくに層序学的に正確なものを選ばなければならぬ。幸いに、房総半島・新潟地域の新生代層については地質調査所三梨 昂氏・鈴木尉元氏の、常磐地域の新生代層については同じく地質調査所徳永重元氏の、大阪地域の新生代層については大阪市大市原 実氏の協力をえて、層序学的に正確な試料を分析に供することができた。これらの方々にも深く感謝する。

なお、アミノ酸分析はペーパークロマト法によっておこなわれ、詳細はすでに発表されている(市原, 1969)。また今までにえられた分析結果は研究途上の各段階で発表された(市原優子, 1967, 1972; 市原優子・市原 実, 1968; 市原優子・三梨 昂, 1969; Y. ITHARA, 1970, 1972)。この報文では筆者および協同研究者らによって現在までにえられた研究成果を概観し、そこから導き出される今後の課題にふれてみようと思う。なお、この研究に用いられた試料の採取地域・地層名・地質年代等は分析結果とともに第1表にまとめられている。

## 2. アミノ酸含有量と埋没深度との関係

アミノ酸含有量が埋没深度の増加ともなって減少する状態は、大阪の現世および洪積世堆積物に典



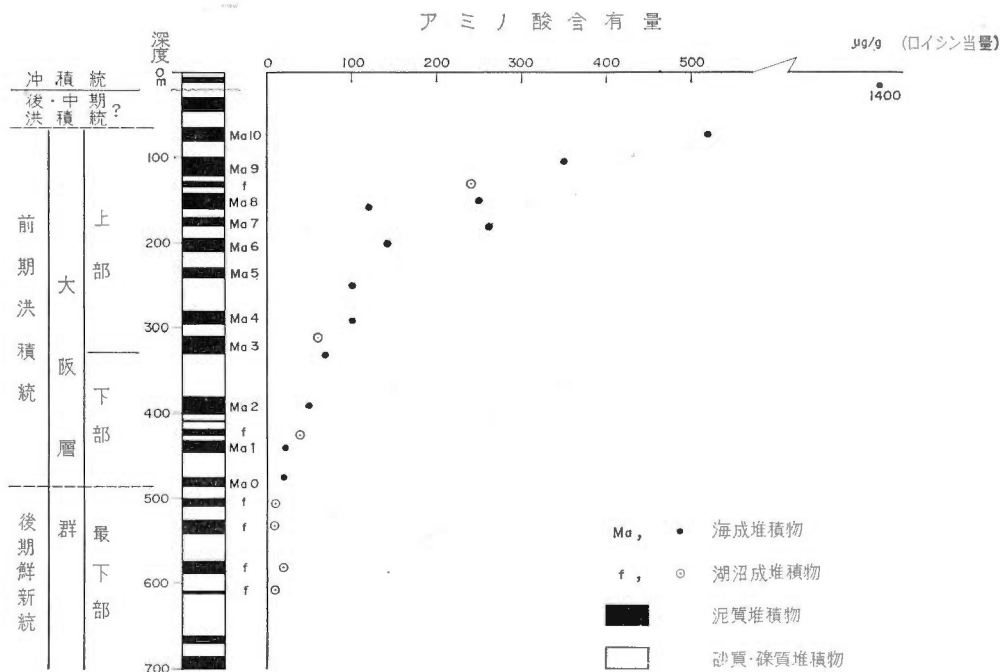
第1図 大阪沖積層におけるアミノ酸の垂直分布を示す図

Ⅵ.2 日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題(市原)

第1表 試料の採取地域・地層名・地質年代・絶対年代などを示す表

採取地域	地層名	地質年代	絶対年代 10 <sup>6</sup> y	堆積水域	採取試料	分析 個数	アミノ酸* 残存量 μg/g	
大阪地域	大阪沖積層 —シルト層 —梅田粘土層 —基盤砂層	沖積世 " "	<0.01	汽水・海水 海水(内湾) 汽水	シルト質(ボーリング・コア) 粘土質( " シルト・砂質( " 粘土質・シルト質( "	2 5 2 19	900・1700 1000~1800 100・300 10~520	
	大阪層群	後期鮮新世~前期洪積世	0.4~3	淡水・汽水・海水(内湾)				
房総半島	相模層群	東谷層 —佐貫層 —榎の木台層	中期洪積世 前期洪積世 "	海水(浅海) " " "(半深海)	粘土質(露頭) 泥質( " " " " " " " " " " "	1 1 1 2 2 2 1 1 1 2 1 1	60 44 36 24・29 23・35 26・28 18 5 15 6・9 9 15	
	上総層群	国本層 —梅ヶ瀬層 —大田代層	後期鮮新世~前期洪積世 鮮新世 "	" " " " " " " " " " "	" " " " " " " " " " "	2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	23・35 26・28 18 5 15 6・9 9 15	
	三浦層群	—安野層 —清澄層 —天津層	中新世 " " "	" " " " " " " " " " "	" " " " " " " " " " "	1 1 1 2 1 1 1 1 1 1 1	5 15 6・9 9 15 6・9 9 15	
	保田層群	—木の根層	中新世 "	3~5 7~10 10~12 12~15 15~18 20±	" " " " " " " " " " "	1 1 1 2 1 1 1 1 1 1 1	18 5 15 6・9 9 15	
	新潟地域	魚沼層群	塚山層	前期洪積世	淡水・汽水(浅海)	泥質(露頭)	1	44
		中越層群	—吹爪層 —浜忠層	鮮新世 "	海水(浅海) "	" " " "	1 1 1 1	16 3 3 4
		頸城層群	七谷層	中新世	"	腐植泥質(ボーリング・コア)	1	4
		白水層群	—白坂層 —石城茨城層	漸新世 "	汽水・海水(浅海) 淡水	泥質(ボーリング・コア) " " "	1 1 1 1	0 0 0 0

\* ロイニン当量



第2図 大阪沖積層・大阪層群の泥質堆積物に含まれているアミノ酸の垂直分布を示す図

型的にみとめられた(市原, 1967; 市原・他, 1968)。第1図はその1例である。大阪の沖積層である梅田粘土層において、アミノ酸含有量は粘土層上部の1800µg/gから粘土層下部の1000µg/gへと、順次減少する状態がみられる。第2図は、大阪でおこなわれた深度700mのボーリングから採取した柱状試料におけるアミノ酸の分布状態を示す。深度約70mにあるMa-10層の520µg/gから、深度約440mにあるMa-1層の20µg/gまで、アミノ酸の含有量は埋没深度に対して指数函数的関係で減少している。それ以後では10µg/gと20µg/gの間を上下している。アミノ酸含有量がほぼ一定値に達するMa-1層が洪積世と鮮新世の境界に近い地層である(M. ITOHARA, et al., 1972)ことは、偶然であるにしても興味深い。

### 3. 日本の新生代層におけるアミノ酸の分布状態

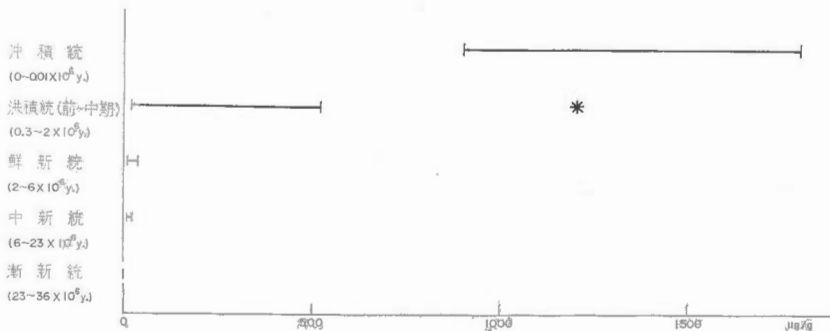
第3図は日本の新生代泥質堆積物におけるアミノ酸の分布状態を示す(市原, 1972; ITOHARA, 1972)。地質系統別にみたアミノ酸含有量は沖積統で1800~900µg/g, 下部洪積統で520~20µg/g, 鮮新統で35~3µg/g, 中新統で15~4µg/gである。漸新統の2試料からはアミノ酸は検出できなかった。上部洪積統の試料が欠如しているために、現世堆積物と洪積世堆積物の間には間隙が生じている。しかしながら第3図からは次のこと——堆積物中に供給されたアミノ酸は現世から洪積世の間で大部分が消失し、鮮新世・中新世の堆積物には僅かな部分が残存しているにすぎない。そして、漸新世堆積物にはもはやアミノ酸はほとんど残存していない——が概観できる。

漸新世の2試料は常磐地域に分布する白水層群の白坂層と石城夾炭層から採取したものである。白坂

VI.2 日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題（市原）

第2表 堆積盆地を異にする新生代層のアミノ酸含有量  
数字はアミノ酸含有量で $\mu\text{g/g}$ (ロイシン当量)

	大 阪	房 総	新 潟	常 磐
沖積統	シルト層 1700・900 梅田粘土層 1800~1000 基底砂層 300・100			
洪積統	大 阪 層 上部 520 (Ma10~Ma3) ~70 下部 50 (Ma3~Ma0) ~20 最下部 20~10	相模層群, 東谷層 60 上 佐貫層 44 柿の木台層 36 総 国本層 24・29 梅ヶ瀬層上部 23 層 梅ヶ瀬層下部 35 大田代層 26・28 黄和田層 18	魚沼層群・塚山層 44	
鮮新統			中越層群 - 灰爪層 16 浜忠層 3	
中新統		三浦層群 安野層 5 清澄層 15 天津層 5・9 木の根層 9 保田層群 15	須城層群・七谷層 4	
漸新統				白水層群, 白坂層 0 石城夾炭層 0



第3図 日本の新生代層に含まれているアミノ酸の含有量を示す図

層の試料は地表面下500mから採取した灰色の泥岩、石城夾炭層の試料は海水面下1,240mから採取した灰白色の泥岩である。地質年代が漸新世までさかのぼると、アミノ酸が残存している堆積岩はもはや少ないのかもしれない。しかし、石城夾炭層の試料を採取した現場からは70°Cの湯が湧出しているとのことなので、この地域の地下が高温であるために、アミノ酸の分解が早められている可能性も考慮する必要がある。

4. アミノ酸含有量と堆積環境

堆積物のアミノ酸含有量に堆積当時の水域のちがいが、たとえば湖沼・内湾・浅海・深海等が反映されているかどうかということは地質学的に興味深い問題である。第3表には堆積盆地を異にする新生代層

地質調査所報告(第250-2号)

第3表 アミノ酸組成百分率の平均値を示す表

地域	地質系統	Phe	Tyr	Leu	Val	$\gamma$ -ABuA	Pro	$\beta$ -Ala	Ala	Thr	Gly	Ser	Hy-pro	Cys	Glu	Asp	Arg	His	Lys	Orn	分析個数
大阪地域	沖積統	14	+	6	4	3	+	+	13	6	19	6	+	+	7	3	+	+	+	+	9
	洪積統	6	+	16	9	7	+	5	9	3	7	2	+	+	4	5	7	8	+	+	13
	鮮新統	13	+	16	7	4	-	4	8	3	10	3	+	-	3	5	7	6	+	+	3
房総半島	洪積統	6	4	17	10	5	+	5	10	5	10	4	+	-	1	3	1	2	10	4	6
	鮮新統	15	+	14	10	8	+	5	7	2	12	6	+	-	2	+	+	+	13	4	4
	中新統	16	3	11	10	3	+	2	10	9	5	10	-	-	+	?	3	+	11	5	5

Phe, フェニールアラニン・Thy, チロシン・Leu, ロイミン・Val, バリン・ $\gamma$ -ABuA,  $\gamma$ -アミノ酪酸・Pro, プロリン・ $\beta$ -Ala,  $\beta$ -アラニン・Ala, アラニン・Thr, スレオニン・Gly, グリシン・Ser, セリン・Hypro, オキシプロリン・Cys, シスチン・Glu, グルタミン酸・Asp, アスパラギン酸・Arg, アルギニン・His, ヒステチン・Lys, リジン・Orn, オルニチン

の amino 酸含有量が示されている。この表から、鮮新統および中新統に関しては、amino 酸含有量は堆積環境のちがいをしめさないことがわかる。大阪地域の鮮新統(大阪層群 Ma-0 層より下位の地層)は湖沼成堆積物(Y. ITOHARA, et al., 1972), 房総半島の鮮新統(梅ヶ瀬層下部・大田代層・黄和田層)は半深海堆積物(Y. ITOHARA, et al., 1972), 新潟地域の鮮新統(灰爪層・浜忠層)は裏日本油田地域の浅海堆積物であって、堆積環境はそれぞれことなる。しかし、3地域の鮮新統について amino 酸含有量を比較すると、大阪層群では  $20\mu\text{g/g} \cdot 10\mu\text{g/g}$ , 上総層群では  $35 \sim 18\mu\text{g/g}$ , 中越層群では  $16\mu\text{g/g} \cdot 3\mu\text{g/g}$  であるから、3地域の鮮新統に含まれている amino 酸の量には大差がない。堆積当初には環境のちがいによって含有量に差のあった amino 酸も、地質学的時間の経過にともなってそれぞれの仕方で減少し、鮮新世・中新世の堆積物で、ほぼ同じ程度の含有量に達したものと思われる。沖積統に関する分析値が大阪地域に限られているため、堆積盆地と amino 酸含有量の関係を比較することができないが、外国での分析値を参考とすると(CLARKE, 1967; ERDMAN, et al., 1956), 沖積統の amino 酸含有量は堆積環境によっていちじるしくことなることがわかる。洪積統については大阪地域と房総半島の堆積物を比較することができる。第1表からあきらかなように、この層準では大阪層群試料の amino 酸含有量が房総半島試料のそれにくらべて高く、その差は上位の層準ほど大きい。この差は堆積環境の違いに起因するものであるかもしれないが、後でふれるように風化による amino 酸の溶脱の問題が関係するのでまだ結論を出すのをさしひかえたい。

5. amino 酸組成の一様性

第2表には、地質系統・堆積盆地をもとにして分類された日本の新生代層6グループについて、amino 酸組成百分率の平均値を求めた結果が示されている(市原, 1972; ITOHARA, 1972)。その表から6グループの amino 酸組成百分率はかなり似ていることがわかる。amino 酸含有量は古い地質系統の試料ほど減少し、沖積統の試料と中新統の試料とでは amino 酸含有量に約100倍あるいはそれ以上の差があるにかかわらず、amino 酸の組成は各地質系統とも類似している、という点に注目したい。このことは検出された amino 酸, 19種類が、地質年代の経過にともなって一様の割合で減少することを意味している。遊離 amino 酸の分解速度常数は amino 酸の種類によって固有なものであることが明らかにされている



(ABELSON, 1959; VALLENTINE, 1964) ので、もし堆積岩に含まれているアミノ酸が遊離状態であるならば、当然分解速度の速いアミノ酸から順次消失するはずである。第2表にみられるアミノ酸組成の様性は、堆積岩に含まれているアミノ酸が遊離状態にあるのではなく、いわゆる腐植・kerogen と呼ばれる構造不定のコロイド状有機物を形成しているためと考えられる。

## 6. 特殊なアミノ化合物

生物体を構成している蛋白質やペプチドは普通20種内外の  $\alpha$ -アミノ酸からなっている。ところが堆積物からは  $\beta$ -位あるいは  $\gamma$ -位にアミノ基をもつ  $\beta$ -アラニンや  $\gamma$ -アミノ酪酸が検出される(Plate 1)。 $\beta$ -アラニンはアミノ酸総量の2~5%,  $\gamma$ -アミノ酪酸は3~8%をしめている(第2表)。これらのアミノ酸は動植物の種々の組織から発見されているが、蛋白質からはみいだされず、生化学的には特殊なアミノ酸である。これら2種のアミノ酸は化石貝殻や化石鳥類の卵殻からも報告されている(AKIYAMA, 1971)が、その含有率は堆積岩に比較してかなり少ない。堆積岩に含まれる  $\beta$ -アラニン・ $\gamma$ -アミノ酪酸の存在は、微生物起源説・続成作用説によってそれぞれ説明されているけれども(DEGENS, 1965; VALLENTINE, 1964)、これらのアミノ酸は各種の土壌からも検出されている(STEVENSON, 1960)ので、著者は両方とも微生物の代謝作用によって生産されたものと考えている。

その他に特殊なアミノ化合物として、大阪層群・上総層群の2・3の試料からアミノ糖の存在が確認された(Plate 2)(ITIHARA, 1970)。アミノ糖の検出に用いる試薬、Elson-Morgan 試薬は、アミノ酸の検出に用いる試薬、Ninhydrin 試薬にくらべて感度がわるく、分析試料を多量処理しないとアミノ糖の検出は困難である。そのため、直接にアミノ糖の存在を確認した試料は2・3にすぎないが、Ninhydrin 試薬を用いて発色したペーパークロマトグラムの上に、アミノ糖であると推定されるニンヒドリン陽性物質<sup>注1)</sup>が新生代の多くの試料についてみとめられている。したがって、アミノ糖は日本の新生代層に広く分布しているものと推定される。堆積岩からアミノ糖の存在が報告された例は非常に少ない。カリホルニア沖のボーリング・コアから報告された例(DEGENS, et al., 1964)があるが、詳細は明らかにされていない。

## 7. 今後の課題

以上は新生代層の泥質堆積物を対象としてえられた結果の概略である。しかし、日本の堆積岩に関するアミノ酸の分析例は新生代層に限ってもまだ充分にそろったとはいえない。新潟地域で採取した椎谷層・寺泊層の試料もまだ分析されておらず、古第三紀層の分析例は僅か2例である。しかし、今までにおこなった研究を一応整理した段階で、そこから導き出される課題について考えてみるのも無駄でないように思うので、主要と思われる問題数点を次にあげる。

### 1) 古い堆積岩に含まれているアミノ酸と汚染の問題

常磐地域のボーリング・コアから採取した漸新世の2試料からはアミノ酸が検出されないことを前に記したが、中生代・古生代の黒色頁岩からはそれぞれ1例ずつではあるが、アミノ酸が検出されている。

注1) アミノ糖はアミノ酸同様 Ninhydrin 試薬によって紫色に発色する。

三陸海岸で採取した末崎層群長崎層(最下部白亜系)からは4 $\mu$ g/gの、また京都北山の古生層(二疊系)からは8.5 $\mu$ g/gのアミノ酸(市原, 1969)が定量されている。しかし、アミノ酸含有量が上記程度に少ない場合には分析誤差が大きい上に、上記2試料を採取した露頭はあまり新鮮でなかったため、検出されたアミノ酸が過去の生物に由来するものであると判定することができない。先カンブリア時代の岩石から報告されたアミノ酸がその後、現棲生物(岩石表面に付着する苔)の汚染によるものであると指摘された例(ABELSON, et al., 1969)もあるので、時代の古い堆積岩ほど慎重に研究を進める必要がある。検出されたアミノ酸が過去の生物に起源をもつものであるか、あるいは汚染によるものであるかを判定する規準として、アロイソロイシンによる方法(HARE, et al., 1969)が提案されているが、この方法も遊離アミノ酸にしか適用できない。汚染の有無を判定する適当な方法の開発は今後のアミノ酸の研究を発展させるための重要な課題であると思う。

## 2) 風化によるアミノ酸溶脱の問題

筆者は大阪層群と上総層群の洪積統についてアミノ酸含有量を比較し、上位の層準ほど大阪層群のアミノ酸含有量が高いことを報告した(市原・三梨, 1969)。そして、その原因として堆積環境のちが(前出)と風化作用のちが(上総層群の試料は露頭から採取しているので固結の進んでいない上位の地層ほどアミノ酸の溶脱が進んでいる可能性がある。これに反して大阪層群の試料はボーリング・コアから採取しているので風化によるアミノ酸の溶脱を考えなくてよい一を考慮しなければならないことを指摘した。万一、風化作用によるアミノ酸の溶脱が無視しえない量に達するならば、露頭試料のアミノ酸含有量を測定することは新しい堆積岩において特に無意味なことになる。同一地層について、ボーリング・コア試料と露頭試料のアミノ酸含有量を比較する仕事が是非必要であると思う。

## 3) アミノ酸の分解速度に影響をあたえる因子について

アミノ酸の分解速度に影響をあたえる主要因は堆積初期には微生物活動、微生物活動が停止した後は地熱であろう。しかし、微生物活動がアミノ酸をはじめとする生化学的物質(糖・脂肪酸等生物体で合成された物質)の分解に寄与する埋没深度でどの程度であるか、という点については何もわかっていない。DEGENS(1965)は酸化的環境の堆積物と還元的環境の堆積物についてアミノ酸含有量と埋没深度の関係を比較し、酸化的環境ではアミノ酸は深度の増加にもなって急減するけれども、還元的環境では深度が増加しても減少しないことを観察し、そのちがいは、酸化的環境と還元的環境における微生物活動の差に起因すると考えた。ただし、比較された堆積物の深度は表層から数mまでである。一方都留(1971)によると、中海の柱状コア(中海層・安来層・弓ヶ浜層)には深度15mまで、硫酸還元菌を含む一般微生物がかなり豊富に存在していることが報告されている。このことは、酸化的環境におけるように活発ではないにしても、還元的環境においても、還元菌の代謝活動に起因するアミノ酸の生化学的分解がかなりの深度までありうることを思わせる。アミノ酸の分解に微生物が主要な因子として働いている段階(生化学的分解過程)と、微生物活動が停止し、分解が純粹に化学的反応によって進む段階(化学的分解過程)との間には、分解速度に大きな差異のあることが予想される(市原, 1972; ITOHARA 1972)。もしそうなら、分解速度が急に変わるような堆積物の深度は微生物活動の停止した深度であるといえるだろう。

次に、微生物活動停止後の化学的分解過程について考えてみたい。ABELSON(1959)はアミノ酸の分

## Ⅶ.2 日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題 (市原)

解を熱による1次反応であると考え、各種のアミノ酸の反応速度定数を測定して化石中に残しているアミノ酸を地質温度計として用いようとした。しかし、この考え方は化石の硬組織中に残存している遊離アミノ酸には適用できても、堆積岩中に分散しているコロイド状有機物の一構成要素であるアミノ酸には適用できない。堆積岩に含まれているアミノ酸の分解が熱による1次反応であると仮定しても、堆積岩中のアミノ酸は遊離アミノ酸とは異なった分解速度定数をもつはずである。そして、その分解速度定数はアミノ酸の化学的状態(有機コロイドの化学構造)・物理的状態(粘土鉱物被膜による保護作用等)によって定まるのであろう。

### 引用文献

- ABELSON, P. H. (1954): Amino acids in fossils. *Science*, vol. 30, p. 576.
- (1959): *Geochemistry of organic substances*. In researches in geochemistry, edited by P. H. Abelson. John Wiley and Sons, Inc. New York, p. 79~103.
- and HARE, P. E. (1969): Recent amino acids in the Gunflint Chert. *Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory*, 1967~1968, p. 208~210.
- 秋山雅彦 (1971): 古生物学の研究とその課題. 地質学雑誌, vol. 77, p. 563~571.
- CLARKE, R. H. (1967): Amino-acids in recent sediments off south-east Devon, England. *Nature*, vol. 213, p. 1003~1005.
- DEGENS, E. T., REUTER, J. H. and SHAW, K. N. F. (1964): Biochemical compounds in off-shore California sediments and sea waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, vol. 28, p. 45~66.
- (1965): *Geochemistry of sediments*. Prentice-Hall, New Jersey, p. 206~224.
- ERDMAN, J. G., MARLETT, E. M. and HANSON, W. E. (1956): Survival of amino acids in marine sediments. *Science*, vol. 124, p. 1026.
- HARE, P. H. and MITTERER, R. M. (1969): Laboratory simulation of amino-acid diagenesis in fossils. *Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory*, 1967~1968, p. 205~208.
- ITIHARA, M., KAMEI, T., MITSUNASHI, T., SUZUKI, K. and KUWANO, Y. (1972): The basis of the Plio-Pleistocene boundary in Japan. In special collection of international colloquium on "The boundary between the Neogene and Quaternary", edited by K. V. Nikiforova, May-June, 1972, Moscow.
- 市原優子 (1967): 沖積層に含まれているアミノ酸. 地質学雑誌, vol. 73, p. 247~254.
- ・市原 実 (1968): 大阪層群の泥質堆積物に含まれているアミノ酸. 地質学雑誌, vol. 74, p. 233~238.
- ・三梨 昂 (1969): 房総半島の新生代層に含まれているアミノ酸. 地質学雑誌, vol. 75, p. 241~245.
- (1969): 堆積岩に含まれているアミノ酸の分析法. 地球科学, vol. 23, p. 53~62.
- ITIHARA, Y. (1970): Detection of amino sugars from Cenozoic sediments of Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 13, p. 31~39.
- 市原優子 (1972): 日本の新生代層に含まれているアミノ酸. 地球科学, vol. 26, p. 69~79.
- ITIHARA, Y. (1972): Amino acids in the Cenozoic sediments of Japan. *Pacific Geology*, (in press).
- STEVENSON, F. J. (1960): Some aspects of the distribution of biochemicals in geologic environments. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, vol. 19, p. 261~271.
- 都留信也 (1971): 微生物と堆積一序(とくに中海・穴道湖の底質中の硫酸還元菌について). 堆積学連絡会報 III, p. 8~10.

VALLENTINE, J. R. (1964) : Biogeochemistry of organic matter II. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, vol. 28, p. 157~188.

## Study on Amino Acids in Sediments of Japan

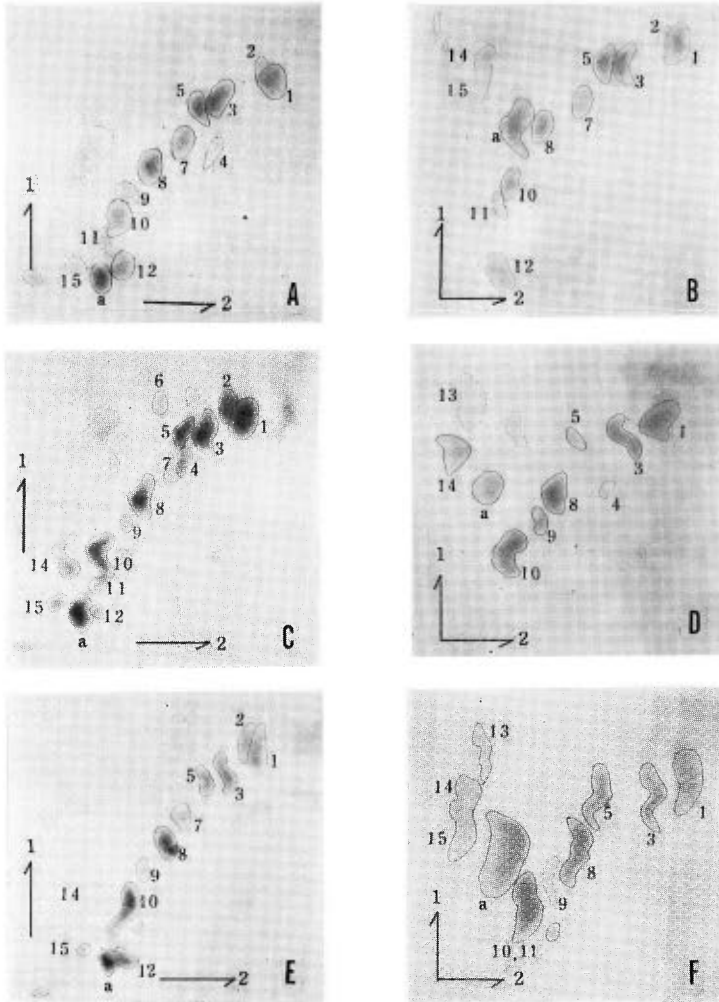
Yuuko ITHARA

The principal results obtained from a series of studies on amino acids in the sediments of Japan are summarized in this paper. The samples for this study were mainly collected from the Cenozoic sediments distributed in the Osaka area, the Boso Peninsula, the Niigata area and the Jōban area. The results are as follows.

The concentration of amino acids in sediments shows a decreasing trend with increasing duration of burial. The values ranged from 1800~900  $\mu\text{g/g}$  in the Holocene sediments, 520~20  $\mu\text{g/g}$  in the Pleistocene sediments, 35~3  $\mu\text{g/g}$  in the Pliocene sediments and 15~4  $\mu\text{g/g}$  in the Miocene sediments. From two samples of the Oligocene sediments, no amino acids were detected. Furthermore, the amino acid concentration decreases exponentially from Holocene to Pleistocene.

The Pleistocene sediments of the Osaka area show a higher level of amino acid concentration compared with that of the Boso Peninsula. While, in the Miocene and Pliocene sediments, difference in sedimentary environments is not recognized on amino acid concentration, i. e. uniform level of the concentration is observed in the sediments of the Osaka area, Boso Peninsula and the Niigata area.

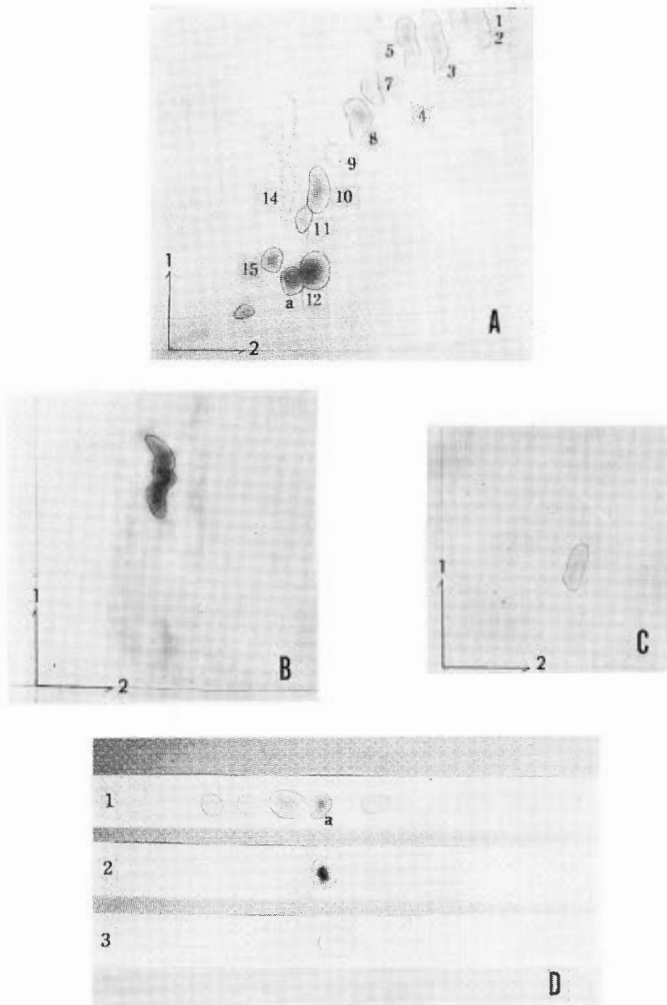
19 kinds of amino acids are identified from the samples examined, 17 kinds of amino acids among them are  $\alpha$ -amino acids, and the other two are  $\gamma$ -aminobutyric acid and  $\beta$ -alanine. Throughout all of the samples, significant changes are not found on amino acids spectra. This fact shows that the above-mentioned 19 kinds of amino acids decrease, at a definite rate, independent of each own decomposition rate in a free state. This phenomenon suggests that amino acids in sediments are incorporated in nonproteinaceous polymers so-called humin or kerogen.  $\gamma$ -aminobutyric acid and  $\beta$ -alanine are not diagenetic products from  $\alpha$ -amino acids, but may be biogenetic matter produced by micro-organisms. It is also suggested that amino sugars may widely be distributed in the Cenozoic sediments of Japan.



堆積物中に存在するニンヒドリン陽性物質を示す2次元展開像。1次元展開にはフェノール・水(4:1)を、2次元展開にはブタノール・酢酸・水(4:1:2)を用いた。

- A: 大阪層群のMa-3層(前期洪積統), フェノール・水による展開をアンモニア蒸気なしでおこなった。
- B: 同上, フェノール・水による展開をアンモニア気相中でおこなった。
- C: 上総層群の梅ヶ瀬層(前期洪積統), フェノール・水による展開をアンモニア蒸気なしでおこなった。
- D: 上総層群の柿の木台層(前期洪積統), フェノール・水による展開をアンモニア気相中でおこなった。
- E: 上総層群の黄と田層(前期鮮新統), フェノール・水による展開をアンモニア蒸気なしでおこなった。
- F: 上総層群の大田代層(後期鮮新統), フェノール・水による展開をアンモニア気相中でおこなった。

- 1. ロイシン 2. フェニールアラニン 3. バリン 4. チロシン 5.  $\gamma$ -アミノ酪酸
- 6. プロリン 7.  $\beta$ -アラニン 8.  $\alpha$ -アラニン 9. スレオニン 10. グリシン 11. セリン
- 12. アスパラギン酸 13. アルギニン 14. リジン 15. オルニチン a, アミノ糖と堆定されるニンヒドリン陽性物質



各種試薬で処理した堆積物試料の1次元および2次元展開像。2次元展開法に用いた溶媒は図版1と同じ。1次元方法に用いた溶媒は、ブタノール・酢酸・水(4:1:2)

- A: 大阪層群の Ma-0 層 (前期洪積統), 2次元展開像, 発色はニンヒドリン試薬による。
- B: 上総層群の梅ヶ瀬層 (前期洪積統), 2次元展開像, 発色は硝酸銀試薬による。
- C: 大阪層群の Ma-0 層 (前期洪積統), 2次元展開像, 発色はニンヒドリン試薬による。
- D: 大阪層群の Ma-0 層 (前期洪積統), 1次元展開像, a. 発色はニンヒドリン試薬による。 b. 発色は硝酸銀試薬による, c. 発色は Elson-Morgan 試薬による。

## Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成\*

粕 武\*\*

### 要 旨

新潟県中部の日本海に沿う寺泊町から柏崎市にいたる地域から得られた海成の泥質岩試料について、主成分の化学分析を行ない、これらについて若干の地球化学的考察を試みた。

ここで取り上げた泥質岩の化学組成は、一般に、CLARK, F. W. (1920) が求めた頁岩の平均組成<sup>注1)</sup>と比較して  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  および C に富み,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  および  $K_2O$  に乏しい。

この地域の泥質岩の組成を秋田油田の天徳寺層（海成層）および釧路炭田の春採層（陸成層）中の泥質岩における化学組成と比較すると次のようである。

$SiO_2$  新潟 $\approx$ 天徳寺層および春採層

$H_2O(+)$  寺泊層および椎谷層 < 天徳寺層および春採層

浜忠層, 灰爪層および魚沼層 $\approx$ 天徳寺層および春採層

$TiO_2$  天徳寺層 < 新潟 < 春採層

$H_2O(-)$  春採層 < 新潟 < 天徳寺層

この現象は堆積岩の構成物が後背地の構成岩石に左右されることおよび粘土鉱物の影響と考えられる。CとSは正相関する。地層別に見るとほぼ地質時代の古い方に多くなる。特に寺泊層はC, Sともに多く、その地層の堆積時には、底棲動物が棲息できないほどの嫌氣的環境が作り出されたことと関係あると考えられる。

$Fe_2O_3/FeO$  による堆積環境の推定と、地質学的手法による堆積環境の推定とはよく一致する。

### 1. ま え が き

この報告は、著者らが従来から研究してきた“北海道における泥質岩類の化学組成の研究”（粕ほか、1970）に引きつづいて実施した、“新潟地域泥質岩類の化学組成”，とくに主成分に関する内容を取り扱っている。この種の研究は水成岩および変成岩の研究上、きわめて基礎的であり、重要な意味をもっているにもかかわらず、わが国において資料が乏しい。しかも、これまで発表されている化学分析の大部分は古生層（原村、1961ほか）または、現世堆積物（大森、1968ほか）が対象とされていて、石油、石炭などの主要産出層である第三系堆積物を取り扱った化学分析は少なく、天然ガス調査（本島ほか4名、1962など）、粘土鉱物調査（生沼・小林、1959など）の一部として発表されているに過ぎない。さいわい、本邦油田第三系の構造地質学的研究の一環として、寺泊層から魚沼層まで地層ごとに数個づつの試料を採取することができた。それら試料の、主成分を分析した結果をここに報告する。

\* 1972年2月稿

\*\* 技術部

注1) 三宅泰雄(1950): 地球化学. p.277, 丸善から引用

試料を採取した地域の地質は、影山ほか2名(1971)による“新潟堆積盆地西部の中新・鮮新統の砂岩の堆積過程について”，および石油および可燃性天然ガス資源開発審議会報告書(1969)を参照した。また分析方法は地質調査所資料，けい酸塩岩石の完全分析等を準用した。その方法の操作についてややくわしく本文に記載した。

この研究を発表するに当って，試料採取と討論に協力された当所，島田忠夫・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・鈴木尉元・小玉喜三郎の各技官，東北大学理学部岩鉱教室田口一雄助教授，またC，N，H分析を煩らわした西村富子技官などに謝意を表する。

## 2. 試料採取位置および試料の調製

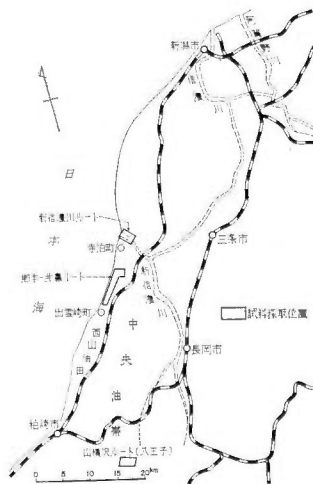
試料採取は，新潟県中部の海岸線にそった地域，すなわち新潟市の南西に位置する寺泊町から柏崎市にいたる地域で行なわれた。試料を採取した層準は，下位から寺泊層(6個)，椎谷層(3個)，浜忠層(3個)，灰爪層(2個)および魚沼層(9個)で，採取試料の総数は23個である。なおこの分析に供した試料は，田口(1972)や市原(1972)と同一の箇所にて採取したものであることをお断りしておく。

分析に供した試料は，地表露頭を20~30cm掘りおこし，できるだけ新鮮と思われる箇所から採取し，大気中で乾燥，常法によって粉碎したものをもちいた。試料の中には，赤褐色のしみがみられ，明らかに地表水によって酸化されたと考えられるもの(U-8，U-2，U-1，H-2，H-1，S-3，S-2，T-3)も含まれる。また保存中，表面に透明な針状物ができた試料(H-3，H-2，S-3，S-2，S-1)があった。

## 3. 地 質

試料採取地付近の代表的地質層序を第1表に示す。

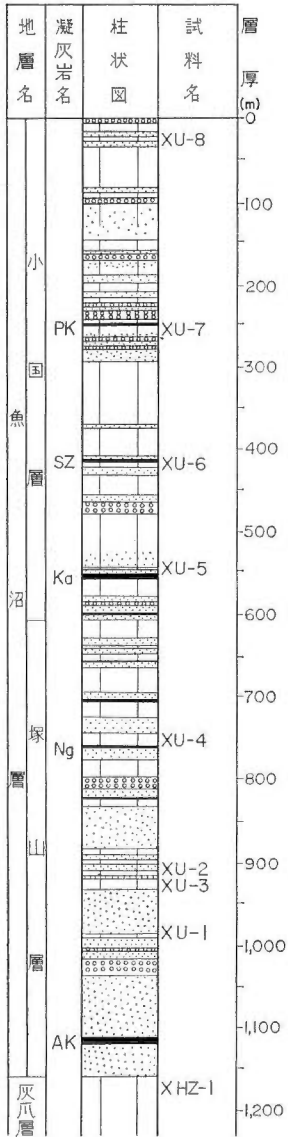
試料を採取した地域には，西山油田や中央油帯など多くの油田が発達している。さらに，そこには，寺泊層から灰爪層にいたる中新世から鮮新世にかけての地層の模式地がある。油層は寺泊層の下部にあ



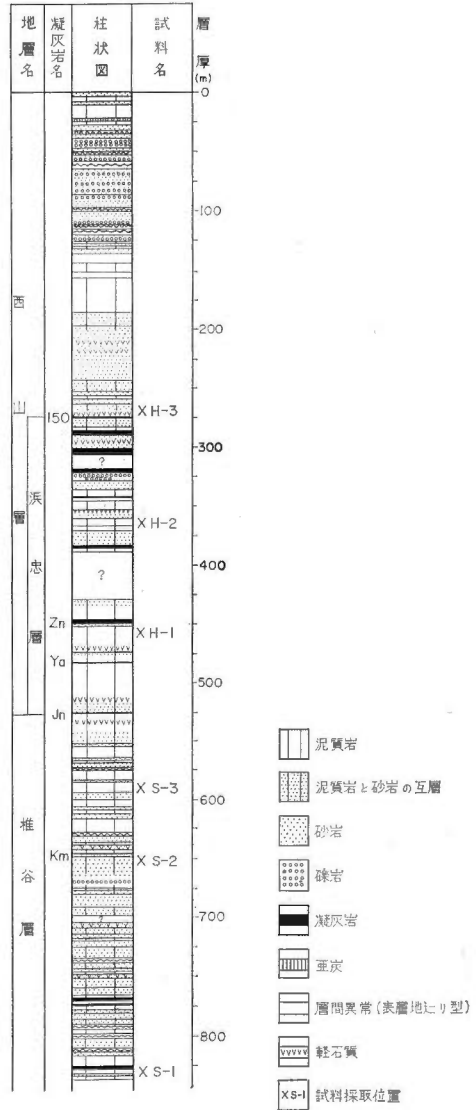
第1図 新潟第三系泥質岩の試料採取位置図  
Sampling locality of Muddy rocks from Tertiary formations in the Niigata oil-field, Central Japan



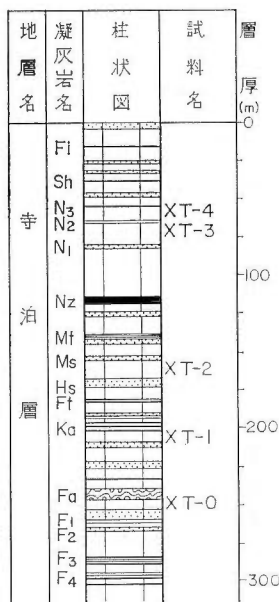
Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狛)



第2図a 横山沢ルート  
Sampling locality on Yokoyamasawa route



第2図b 郷本~井鼻ルート  
Sampling locality on Gomoto-Inohana route



第2図c 新信濃川ルート

Sampling locality on Shin-Shinano River route

第1表 新潟第三系泥質岩試料採取地の代表地質層序  
Geologic columnar section in the Niigata oil field

		試料採取位置	
第 四 紀	更新世	魚沼層	
第 三 紀	鮮新世	灰爪層	
中 新 世	西山層	寺泊層	
	浜忠層	椎谷層	

### Ⅵ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狛)

る七谷層を含めて寺泊層・椎谷層の3層に集中し、いわゆる構造性のガス層の上限は灰爪層にまでおよんでいる。

寺泊層は、灰褐色の泥岩に薄い凝灰質の極細粒砂岩を挟む地層で、処々に比較的厚い砂岩や凝灰岩を挟む。またこの地層は深海成堆積物と考えられており、底棲動物によって組織が乱されておらず、底棲動物が棲息しえないほど嫌気的環境の堆積物であると考えられている。

椎谷層は、中～粗粒砂岩と泥岩との互層で、処々に比較的厚い砂岩を挟む。また組織は底棲動物によって乱されており、もとの組織を明らかにすることが困難であるものが多い。

浜忠層は、暗灰色泥岩層で代表される西山層の下部にある砂岩、泥岩の互層の発達する部分の名称である。この層の組織は砂岩、泥岩とも、底棲動物によって乱されている。なお浜忠層以外の西山層は塊状の帯緑灰色の泥岩からなるが、本層からは標本を採取しなかった。

灰爪層は、砂質泥岩によって代表され、石灰質砂岩などを含み、浅海化が進行して、非常に浅い環境下で堆積した地階である。

魚沼層は、砂岩・泥岩・礫岩などから構成され、一部に垂炭を挟んでいる。この時期はなかほどに比較のおだやかな時期を挟んでいるが、一般に後背地の隆起運動が活発であった。またこの層は半鹹半淡ないし淡水に堆積したものと考えられ、水域は北北東に開いた内湾性の環境で、北西の周辺部は停滞した環境であったと考えられている。供給物は南東方から運ばれた粗粒物質が主である。

#### 4. 化学分析方法 (地質調査所資料、けい酸塩岩石の完全分析法準用、1969)

##### 4.1 $H_2O(-)$ ・灼熱減量 (重量法)

試料1gを重量既知の白金ルツボ(容量25ml)に正確にはかりとり、恒温電気乾燥器をもちいて105～110°Cで2時間乾燥し、これをデシケーター中で30分間放冷後はかり、さらに1時間乾燥し、減量差が0.5mgとなるまで繰り返す。この乾燥減量を $H_2O(-)$ とした。

さらにこの試料をガスパーナーで徐々に熱した後、1000°Cに保たせてある電気炉中に入れ、1時間加熱、取り出し、1時間デシケーター中で放冷後、はかり、さらに1時間加熱、冷却、秤量を行ない減量差が0.5mgとなるまで繰り返す。この減量を灼熱減量とした。

##### 4.2 $H_2O(+)$ (ペンフィールド法)

乾燥したペンフィールド管をしばらく天秤室に放置したのち、その重量をはかる。このペンフィールド管の底球部に長足ロートを用いて、ほぼ0.5gの試料を入れ、重量をはかり、その差を試料とする。硫黄の多い試料の場合は0.5gのタングステン酸ナトリウムを混合する。冷水で湿した布で中球部を包み、底球部を水平または、いくらか高く保持し、メッセルパーナーで底球部を静かに熱し、徐々に温度を高めて、ほぼ5分間加熱を続けた後、軟化している底部をルツボばさみを用いて切断する。切断した管はただちに口にゴム栓をはめ、中球部の水が流れぬように保ち、室温まで放冷する。湿った布を取り除き、乾いた布でまわりの湿気をふく。ゴム栓をはずしてはかったのち、恒温電気乾燥器内で乾燥、放冷後はかり、重量の減量を全 $H_2O$ とし、 $H_2O(-)$ を差引いて $H_2O(+)$ とした。

##### 4.3 $SiO_2 \cdot Al_2O_3$ (重量法)

試料0.5gを重量既知の白金ルツボ(25ml)に正確にはかり取る。600～700°Cに保たせてある電気炉

中で30分間加熱し、これをデシケーター中にて放冷する。冷却後炭酸ナトリウムと炭酸リウムを1対1の割合に混ぜた融解剤3gを加え、白金線で充分混ぜ合せ、さらにその上に1gの融解剤を加え、900~950°Cに保たせてある電気炉中にて30~40分間加熱し、融解する。冷却後融塊を白金ルツボとともに温水を入れた300mlのビーカー中で抽出し、浸解し白金ルツボを取りさり、塩酸(1+1)を徐々に加え酸性にする。白金ルツボに附着した沈殿は、少量の塩酸(1+1)で溶解し、ビーカー中の主液に加え加熱して炭酸ガスを追い出したのち、300mlの磁製蒸発皿に移し、湯浴上で、蒸発乾固する。塩酸(1+1)10mlを加えふたたび蒸発乾固したのち、ガラス棒の先端を偏平にしたもので乾固物をすりつぶし、さらに砂浴上で1~2時間加熱し、含水ケイ酸を脱水して不溶性ケイ酸となし、放冷後塩酸(1+1)10mlを加えて加温し可溶性分が溶解すれば温水を加え、ただちに東洋濾紙no.6で濾過し、初め温塩酸(2%)、つぎに温水で塩素イオンの反応がなくなるまで充分洗浄したのち、この沈殿を濾紙とともに湿ったまま白金ルツボに入れ保存する。先に使用した蒸発皿に水酸化ナトリウム溶液(1%)5mlを加え、湯浴上で加温しながら内面全体に作用させて含水ケイ酸を離脱させる。これに先の濾過でできた濾液を移し、ふたたび乾固、濾過の操作を繰り返す。濾液は $Al_2O_3$ の定量用に保存する。ここに得た沈殿を白金ルツボに入れ保存しておいた沈殿と合し、電熱器上で徐々に乾燥し充分脱水したのち、低温度で灰化し、1000~1100°Cに保たせてある電気炉中で30~60分間強熱し、デシケーター中で30分間放冷後はかり、さらに15分間強熱し、恒量となるまで繰り返す。この重量をaとする。これを硝酸(1+1)の数滴で湿したのち、10mlのふっ化水素酸を加え、砂浴上で充分注意し加熱乾固した後、メッセルパーナーで15分間強熱し、冷却後はかる。この操作を減量が0.5mg以下になるまで繰り返す。この重量をbとする。(a-b)の減量を無水ケイ酸の量として算出した。

ケイ酸を分離した溶液に塩化アンモニウム溶液(10%)20ml、硝酸(1+1)数滴を加え、電熱器で加熱、数分間煮沸し、電熱器からおろし、注意してかきまぜながらアンモニア水を少しづつ滴加して中和する。さらに10滴ほどアンモニア水を過剰に加えて煮沸する。温所にしばらく静置し、沈殿が沈降したら傾斜法で濾過する。沈殿は温硝酸アンモニウム(2%)で数回洗浄後、元のビーカーに洗い戻し、塩酸(1+1)10mlを加えて加温溶解し、前の操作を繰り返す。沈殿は濾紙とともに重量既知の磁製ルツボに入れ、乾燥、灰化したのち、1,000~1,100°Cに保たせてある電気炉中で1時間強熱し、デシケーター中で1時間放冷後はかる。減量が0.3mg以下になるまでこの操作を繰り返す。ここで得られた沈殿量から別に定量した酸化第二鉄、酸化チタン、酸化マンガン、五酸化リンを差し引いて $Al_2O_3$ の含量を算出した。

#### 4.4 $P_2O_5$ (リンモリブデン酸アンモニウム法)

0.5gの試料を正確に白金ルツボ(25ml)にはかりとり、少量の水で湿し、硝酸10ml、ふっ化水素酸8mlを加え、白金線でよくかきまぜ、砂浴上で徐々に加熱分解し、蒸発乾固する。硝酸5mlを加え、ふたたび蒸発乾固し、内容物が褐色になるまで加熱する。硝酸10mlを加え、時計皿でふたをして、静かに加熱溶解する。温水でうすめ、300mlの目盛付ビーカーに濾過し、温水で洗浄する。濾液にアンモニア水(1+1)を徐々に加え、わずかに水酸化物の沈殿が生じたらこれをやめる。つぎに硝酸を沈殿が溶解するまで加え、さらに過剰に5ml加える。これに硝酸アンモニウム5gを加え、水で液量を150mlにうすめる。これを約60°Cに加温し、あらかじめ約60°Cに加温したモリブデン酸アンモニウム溶液(モ

Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狛)

リブデン酸アンモニウム40gを温水300mlおよびアンモニア水80mlに溶解し、冷却後少量づつこれを硝酸(1+1)600ml中にまぜながら注加する)30~50mlを加え、十分に振りまぜたのち、50~60°Cの温浴中に約1時間静置後、半日放置する。これを東洋沱紙 no. 6 で沱し、ビーカーおよび沈殿物を硝酸(2+100)で充分洗浄し、つぎに硝酸(2+10,000)でビーカーを約3回、沈殿を約10回洗浄する。沈殿は沱紙とともに300mlの三角フラスコに移し、50mlの水とフェノールフタレイン溶液3~4滴を加えた後、N/10水酸化ナトリウム標準溶液を少し過剰に加えて溶解し、沱紙を充分に破砕したのち、水50mlを加え、N/10硝酸標準溶液で赤色の消失するまで滴定し、N/10水酸化ナトリウム標準溶液とN/10硝酸標準溶液の使用量の差から算出した。1ml=0.000309g P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>。

4.5 FeO (過マンガン酸カリ滴定法)

0.5gの試料を正確に白金ルツボ(25ml)にはかりとり、硫酸(1+1)5ml、ふっ化水素酸10mlを加え、フタをして、炭酸ガス気流中で砂浴を用いて10~15分間強熱分解後、冷水300mlとほう酸飽和溶液10mlを入れたビーカーに白金ルツボごと入れ、振りまぜながらN/20過マンガン酸カリウム標準溶液を滴加し、1滴による微紅色が約15秒以上着色しているようになったときをもって滴定の終点とする。N/20過マンガン酸カリウム標準溶液の使用量から算出した。1ml=0.003593g FeO

4.6 TiO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>吸光光度法、後藤秀弘ほか2名、1956)

0.2gの試料を正確に白金ルツボ(25ml)にはかりとり、少量の水で湿し、硫酸4ml(1+1)とふっ化水素酸10mlを加え、白金線をよくかきまぜ、砂浴上で徐々に加熱分解し、硫酸の白煙が出なくなるまで蒸発乾固する。冷却後、硫酸(1+1)3mlと水15mlを加え、ふたたび加熱、固形物を溶解する。常温になった溶液を100mlのメスフラスコ中に移し、水で100mlとする。これを50mlづつに別け、一方に硫酸(1+1)10mlと水を加え100mlとして対照液とする。もう一方は硫酸(1+1)10mlと過酸化水素水(10%)1mlおよび水を加えて100mlとして検液とし、中間光電比色計Ⅱ型、フィルター波長420mμを用いて吸光度を測定し、測定範囲0.01~3.00% TiO<sub>2</sub>の検量線を前もって作っておき、これより濃度を求めた。

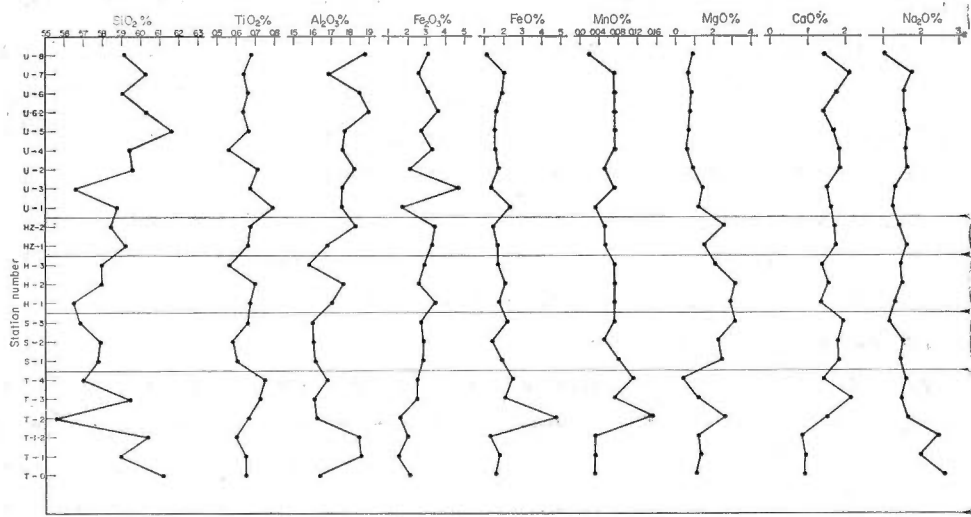
4.7 S (重量法、日本化学会編1958)

1gの試料を白金ルツボ(25ml)中に正確にはかりとり、5gの無水炭酸ナトリウムおよび0.5gの硝酸カリウムを加え、白金線をよくまぜる。電気炉中に入れ、徐々に温度を上昇させ、900~950°Cで30

第2表 測定最適条件  
Optimum condition for determination of sodium, potassium, magnesium, calcium, manganese and iron

	Na	K	Mg	Ca	Mn	Fe
Wavelength (Å)	5890	7665	2852	4227	2795	2483
	3302					
Lamp current (mA)	25	25	8	8	10	15
Slit width (mm)	0.18	1.0	0.18	0.18	0.18	0.18
Height of light beam above burner (mm)	5	5	15	15	15	15
Pressure and flow-rate of acetylene	} all elements					
Pressure and flow-rate of air						
	1.8kg/cm <sup>2</sup> , 13l/min					

地質調査所報告(第250-2号)



第3図 新潟地区における泥質岩  
Major constituents in rocks versus

～40分間融解する。融成物は  $\text{SiO}_2$  および  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の定量に於ける操作を準用し、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  を除いた母液に赤色リトマス試験紙の小片を入れ、塩酸(1+1)をリトマス試験紙が赤色になるまで加える。この溶液を約 $60^\circ\text{C}$ に加温し、塩化バリウム溶液(10%)を20ml加え、攪拌後、12時間放置し、硫酸バリウムの沈殿を完成する。硫酸バリウムの沈殿は母液別し、熱水で塩素イオンがなくなるまで洗浄し、重量既知の磁製ルツボに母液とともに入れ、電熱器上で乾燥、灰化したのち、 $900^\circ\text{C}$ にたもたせてある電気炉中に1時間入れ強熱したのち、デシケーター中で1時間放冷後はかり、減量が0.3mg以下になるまでこの操作を繰り返す。ここで得られた硫酸バリウムの沈殿から硫黄を算出した。 $\text{BaSO}_4 \times 0.1373 = \text{S}$

4.8  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , total  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  (原子吸光分析法, 寺島, 1970)

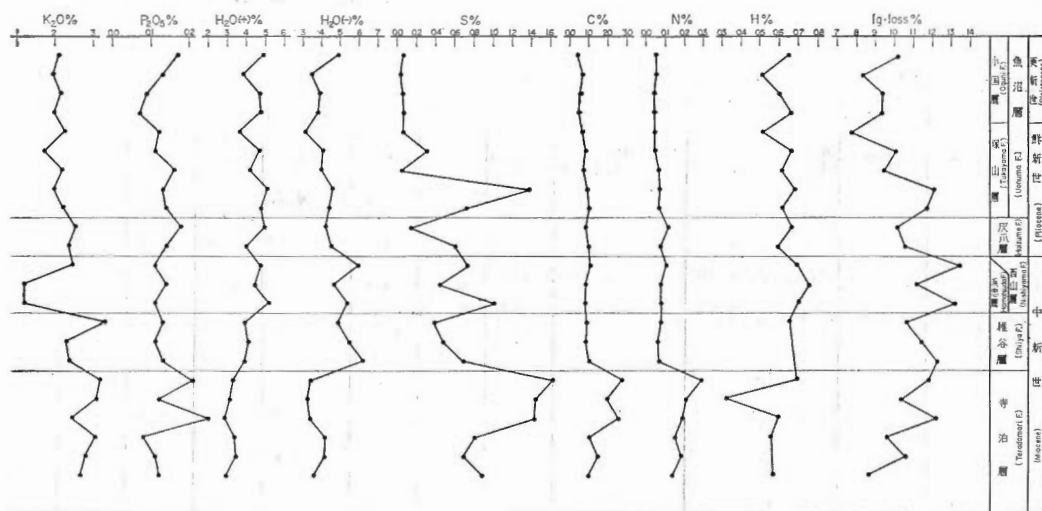
0.1gの試料を正確に白金ルツボ(25ml)にはかりとり、少量の水でうるおした後、過塩素酸10mlとふっ化水素酸10mlを加え、砂浴上で蒸発乾固する。これに水20mlを加え内容物が膠状になるまで加温する。さらに塩酸(1:1)5mlを加え加温し、内容物を完全に溶解する。冷却後、100mlのメスフラスコに入れ、水を加え100mlとし、 $\text{MnO}$ の検液とする。 $\text{MnO}$ に使用した検液、10mlを取り、100mlのメスフラスコに入れ、塩酸(1+1)4mlとストロンチウム溶液(特級ストロンチウム76.1gを水500mlに溶したもの)8mlを加え100mlとし、 $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , total  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ の検液とした。使用した装置は日立207型原子吸光分析機である。測定条件は第2表に示す。

4.9  $\text{C}$ ,  $\text{H}$ ,  $\text{N}$  (炭, 水, 窒素自動分析装置による, 西村富子, 1971)

装置は柳本製MT-500型を使用した。試料はあらかじめ $60^\circ\text{C}$ でよく乾燥させてから供した。 $\text{C}$ と $\text{N}$ はそれぞれ全炭素, 全水素注2), 全窒素を示す。

注2) 全水素とは $60^\circ\text{C}$ で乾燥しても放出しない水分( $\text{H}_2\text{O}$ )中の $\text{H}_2$ , 有機物中の $\text{H}_2$ , 粘土鉱物中に含まれている $\text{H}^+$ 等の全量である。

Ⅶ3. 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狗)



の化学組成と層位の関係  
geologic horizons of Niigata

5. 分析結果および考察

主成分の分析結果は第3表に示す。また地層と化学組成の関係を第3図に示す。

5.1 頁岩の平均的化學組成との比較

新潟地区の泥質岩の化学組成と、CLARKE, F. W. (1920) による頁岩の平均化学組成を比較するため第4図を作った。この図から得られる特徴は次の通りである。

SiO<sub>2</sub> は、55.51% (寺泊層T-2) から62.20% (魚沼層U-7) におよび、CLARKE による頁岩の平均値 (以下平均値という) の58.10%に近い。

TiO<sub>2</sub> は、0.56% (魚沼層U-4, 浜忠層H-3) から0.79% (魚沼層U-1) にわたり、平均値の0.65%に近い。

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は、15.80% (浜忠層H-3) から18.95% (魚沼層U-6-2) で、平均値の15.54%よりも、1~2%高い値のものが多い。

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は、1.44% (寺泊層T-1) から4.71% (魚沼層U-3) まで変化する。その量は、分析に地表試料をあてたため、空気を含む地下水の影響を受けて赤褐色のしまが見られるものがあるにもかかわらず、平均値の4.02%よりも非常に低い。

FeOは、4.70% (寺泊層T-2) の例外値を除いて、1.09% (魚沼層U-8) から2.49% (寺泊層T-4) で、平均値の2.45%よりも低い値のものが多い。

MnO は、0.02% (魚沼層U-8) から0.15% (寺泊層T-2) の間にあり、含有量の変化は非常に大きい。

MgO は、1.16% (寺泊層T-4) から2.58% (浜忠層H-2) で、平均値の2.44%よりも低い。

CaOは、0.82% (寺泊層T-1-2) から2.12% (寺泊層T-3) で、平均値の3.11%に比べて非常に低い。

第3表 新潟地区泥質岩の  
Analytical data of major constituents

St. No.	地層 formation	試料名 Rock facies	採取場所 Locality	SiO <sub>2</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Total Fe (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %)	MnO (%)	Mg (%)	CaO (%)	Na <sub>2</sub> O (%)
新潟 U-8	魚沼層	黄灰色凝灰質シルト	小国町山横沢(八王子)	59.14	0.68	18.79	4.23	0.02	1.43	1.42	1.01
" U-7	"	黄灰色微細~粗粒シルト	"	62.20	0.64	16.90	4.80	0.07	1.33	2.06	1.76
" U-6	"	黄灰色シルト	"	59.08	0.66	18.55	5.18	0.07	1.40	1.74	1.53
" U-6-2	"	黄灰色シルト微細雲母入り	"	60.24	0.64	18.95	5.38	0.07	1.38	1.37	1.54
" U-5	"	黄灰色シルト	"	61.61	0.66	17.66	4.36	0.07	1.34	1.67	1.64
" U-4	"	"	"	59.42	0.56	17.57	5.00	0.07	1.27	1.82	1.56
" U-2	"	灰色シルト	"	59.51	0.71	18.14	3.95	0.05	1.44	1.84	1.58
" U-3	"	青灰色シルト	"	56.56	0.67	17.53	6.15	0.07	1.70	1.49	1.29
" U-1	"	灰色シルト	"	58.73	0.79	17.15	4.25	0.03	1.59	1.57	1.21
" HZ-2	灰爪層	"	"	58.44	0.67	18.20	5.08	0.05	2.25	1.69	1.38
" HZ-1	"	"	"	59.18	0.66	16.71	5.08	0.05	1.74	1.72	1.59
" H-3	浜忠層	"	郷本一井鼻	57.93	0.56	15.80	4.73	0.07	2.03	1.32	1.43
" H-2	"	"	"	57.95	0.70	17.68	4.78	0.07	2.58	1.52	1.49
" H-1	"	"	"	56.43	0.67	17.02	5.38	0.07	2.42	1.32	1.26
" S-3	椎谷層	"	"	56.73	0.66	16.00	5.09	0.07	2.55	1.92	2.13
" S-2	"	"	"	58.83	0.58	16.03	4.35	0.05	2.09	1.79	1.50
" S-1	"	"	"	57.74	0.60	16.15	4.87	0.08	2.16	1.80	1.47
" T-4	寺泊層	黒褐色粘土	寺泊町 新信濃川	56.96	0.75	16.71	5.24	0.11	1.16	1.37	1.58
" T-3	"	"	"	59.45	0.72	16.06	4.78	0.07	1.57	2.12	1.48
" T-2	"	"	"	55.51	0.66	16.15	6.77	0.15	2.27	1.49	1.64
" T-1-2	"	"	"	60.31	0.60	18.46	3.36	0.03	1.58	0.82	2.49
" T-1	"	"	"	58.96	0.65	18.58	3.40	0.03	1.64	0.93	1.97
" T-0	"	"	"	62.15	0.65	16.41	3.75	0.03	1.52	0.91	2.59
平均値				58.83	0.66	17.27	4.78	0.06	1.76	1.55	1.61

Na<sub>2</sub>O は、1.01% (魚沼層U-8) を除けば1.21% (魚沼層U-1) から2.59% (寺泊層T-0) で、平均値の1.30%よりも高いものが多い。

K<sub>2</sub>Oは、1.16% (浜忠層H-2) から3.30% (椎谷層S-3) の間にあり、平均値の3.24%よりも低いものが多い。

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>は、0.07% (魚沼層U-6-2) から0.25% (寺泊層T-2) にわたる変化をするが、その値は平均値の0.17%を中心にして変っている。

H<sub>2</sub>O (+) は、2.87% (寺泊層T-2) から5.17% (浜忠層H-1) の間にあり、平均値の5.00%よ



Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狛)

主成分分析表  
in muddy rocks from Niigata area

K <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	Ig•loss (%)	Total (%)	H <sub>2</sub> O(+) (%)	H <sub>2</sub> O(-) (%)	S (%)	C (%)	N (%)	H (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	FeO (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	Na <sub>2</sub> O /K <sub>2</sub> O	CaO /MgO
2.09	0.17	10.19	99.17	4.84	4.88	0.06	0.44	0.05	0.65	3.02	1.09	2.77	0.48	0.99
1.94	0.13	8.32	100.15	3.84	3.48	0.03	0.60	0.05	0.51	2.58	2.00	1.29	0.91	1.55
2.14	0.09	9.33	99.77	4.68	3.90	0.05	0.48	0.04	0.60	3.07	1.90	1.62	0.71	1.24
1.96	0.07	9.35	100.95	4.77	3.79	0.06	0.41	0.04	0.66	3.61	1.59	2.27	0.79	0.99
2.23	0.12	7.78	99.14	3.53	3.06	0.06	0.59	0.04	0.51	2.70	1.49	1.81	0.74	1.25
1.86	0.11	10.08	99.32	4.64	4.03	0.03	0.77	0.04	0.66	3.28	1.55	2.12	0.84	1.43
2.18	0.16	9.50	99.06	4.15	3.99	0.04	0.64	0.06	0.61	2.06	1.70	1.21	0.76	1.28
1.98	0.13	12.08	99.65	5.07	4.59	1.39	0.84	0.07	0.68	4.71	1.30	3.63	0.65	0.88
2.18	0.14	11.71	99.35	4.71	4.40	0.71	0.94	0.06	0.61	1.68	2.31	0.73	0.56	0.99
2.51	0.18	10.15	100.60	4.93	4.18	0.13	0.76	0.11	0.66	3.44	1.48	2.32	0.55	0.75
2.34	0.14	10.57	99.78	3.98	4.45	0.60	0.91	0.07	0.59	3.25	1.65	1.97	0.68	0.99
2.45	0.11	13.41	99.86	4.71	5.90	0.72	1.00	0.10	0.69	2.86	1.68	1.70	0.58	0.66
1.16	0.14	11.11	99.18	4.42	4.59	0.43	0.78	0.07	—	2.51	2.04	1.23	1.28	0.59
1.18	0.11	13.17	99.03	5.17	5.30	1.00	0.74	0.07	0.70	3.47	1.72	2.02	1.07	0.55
3.30	0.13	10.65	99.23	3.92	4.85	0.38	0.82	0.07	0.65	2.67	2.18	1.22	0.65	0.75
2.26	0.11	11.49	99.08	4.09	5.45	0.47	0.76	0.05	0.75	2.79	1.47	1.99	0.66	0.86
2.37	0.13	12.27	99.64	3.89	6.11	0.69	0.94	0.06	—	2.78	1.88	1.48	0.62	0.83
3.17	0.21	11.82	99.08	3.26	3.32	1.61	2.64	0.28	0.69	2.47	2.49	0.99	0.50	1.18
3.08	0.12	10.34	99.79	3.10	3.18	1.43	1.83	0.20	0.31	2.48	2.07	1.20	0.48	1.35
2.45	0.25	12.13	99.47	2.87	3.26	1.11	2.49	0.18	0.59	1.55	4.70	0.33	0.67	0.66
3.02	0.08	9.56	100.31	3.38	4.14	0.80	0.95	0.14	0.55	1.98	1.24	1.60	0.82	0.52
2.77	0.11	10.54	99.58	3.42	4.11	0.68	1.39	0.17	—	1.44	1.76	0.82	0.71	0.57
2.65	0.12	8.60	99.38	2.95	3.54	0.87	0.92	0.12	0.51	2.02	1.56	1.29	0.98	0.60
2.32	0.13	10.62		4.10	4.28	0.59	0.98	0.09	0.61	2.71	1.86			

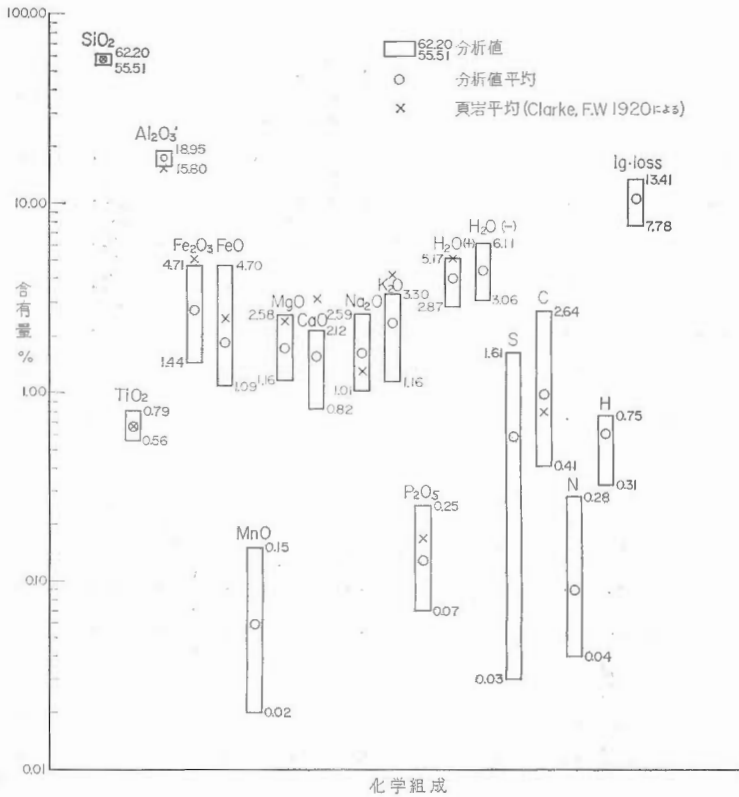
りも低い値のものが多い。

H<sub>2</sub>O (-) は、3.06% (魚沼層U-5) から6.11% (椎谷層S-1) の間にある。

S は、0.03% (魚沼層U-7) から1.61% (寺泊層T-4) にわたって変化する。その変化の幅は、石狩層群の変化の幅0.086~0.451% (狛・佐川, 1970) よりはるかに大きい。

C は、0.41% (魚沼層U-6-2) から2.64% (寺泊層T-4) にわたり、変化が大きく、その値は平均値の0.8%を中心に幅広く分布している。

N は、0.04% (魚沼層U-6, U-6-2, U-4) から0.28% (寺泊層T-4) の間にある。



第4図 新潟泥質岩の化学組成分布

Figure showing the range chart and average value of each major constituent of muddy rocks from Niigata area and the average shale composition given by CLARK

Hは、0.31% (寺泊層T-3) から0.75% (椎谷層S-2) の間にある。

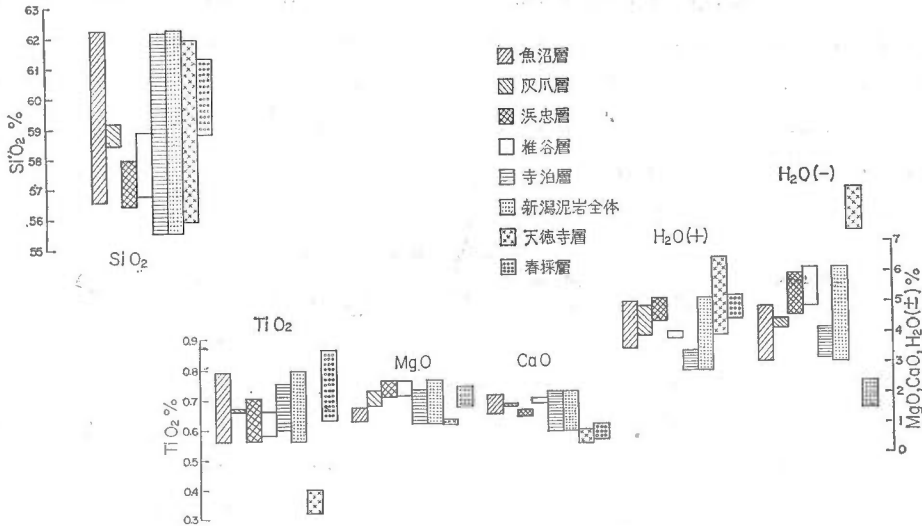
以上のように、CLARKE が求めた頁岩の平均化学組成に比較して、新潟地域の泥質岩は、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O および C に富み、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO および K<sub>2</sub>O に乏しい。また、S の含有量が地層によって大きく変化し、寺泊層では1%を越える試料があることは注目される。

## 5.2 秋田油田，釧路炭田の泥質岩との比較

ここで比較のために扱う油田地帯の泥質岩についての資料は、秋田県黒川油田のR-144号井から得られた海成の天徳寺層のシルト岩層(コア)に関するものである(本島, 1955)。また炭田地帯の泥質岩の資料として、北海道釧路炭田の庶路炭砒第32号井で得られた淡水成層の春採層のコアに関するものも、比較のために使用した(本島ら, 1962)。第5図はこれらの比較を示す。

SiO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O(+) では、浜忠層の SiO<sub>2</sub>、椎谷層、寺泊層の H<sub>2</sub>O(+) が少ないほかは天徳寺層、春採層、新潟地域の各層とも差が認められない。一般に、陸地に近い detrital material として分布するといわれている(KEITH and DEGENS, 1951) TiO<sub>2</sub> は、天徳寺層、新潟地域の各層、春採層の順に多くなる。H<sub>2</sub>O(-) は、逆に天徳寺層が多く、新潟地域の各層、春採層の順に少なくなる。また MgO は、

Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狛)



第5図 秋田油田, 釧路炭田の泥質岩との比較

Comparison of abundance of major constituent among the muddy rocks from Akita Oil Field, Kushiro Coal Field and Niigata area

春採層と新潟地域の各層で変りないが、天徳寺層で少なくなる。CaOは、天徳寺層、春採層、新潟地域の各層の順に多くなる。

TiO<sub>2</sub> の量から、新潟地域の各層は、天徳寺層よりも後背地の構成岩からの供給による影響が弱く、春採層よりも強かったことがわかる。泥質岩に粘土鉱物が多く含まれていることは広く知られているが、この粘土鉱物は吸着性が大きい(沖野, 1962)ので、H<sub>2</sub>O(-)の多い天徳寺層に粘土鉱物の量が多く、春採層に少ないことが推定できる。また、新潟地域の各層はそれらの層の間にあると推定される。椎谷層および寺泊層のH<sub>2</sub>O(+)が少ない。この原因を考えてみると、これらの層はほかの層と比較してK<sub>2</sub>Oを多く含むことに気づく。すなわち、Kを濃集する粘土鉱物はイライトと海緑石である(原田, 1966)ので、泥質岩に含まれている粘土鉱物の種類の違いがH<sub>2</sub>O(+)の差をもたらす主な原因であろうと思われる注3)。しかし詳細については今後、粘土鉱物と化学組成を組み合わせた研究にまたなくてはならない。

5.3 堆積環境と化学組成

5.3.1 C注4)とS

CとSとの関係を見ると、魚沼層でCの少ない部分以外は、正の相関関係にある。地層別に見ると、CおよびSともに魚沼層、灰爪層、椎谷層、浜忠層、寺泊層の順に、ほぼ地質時代の古い方に多くなっているのは興味あることである。また、寺泊層がほかの層と比較してC、Sとも非常に多いことは、この層が深海成堆積物であり、底棲動物が棲息しえないほど嫌気的環境であったといわれていること(影

注3) 天徳寺層および新潟地域の魚沼層、灰爪層、浜忠層にはモンモリロナイトが多く、イライト、クロライトが非常に少ない。椎谷層、寺泊層はモンモリロナイトが主であるが、イライト、クロライトが比較的多いという報告がある(沖野, 1961)。

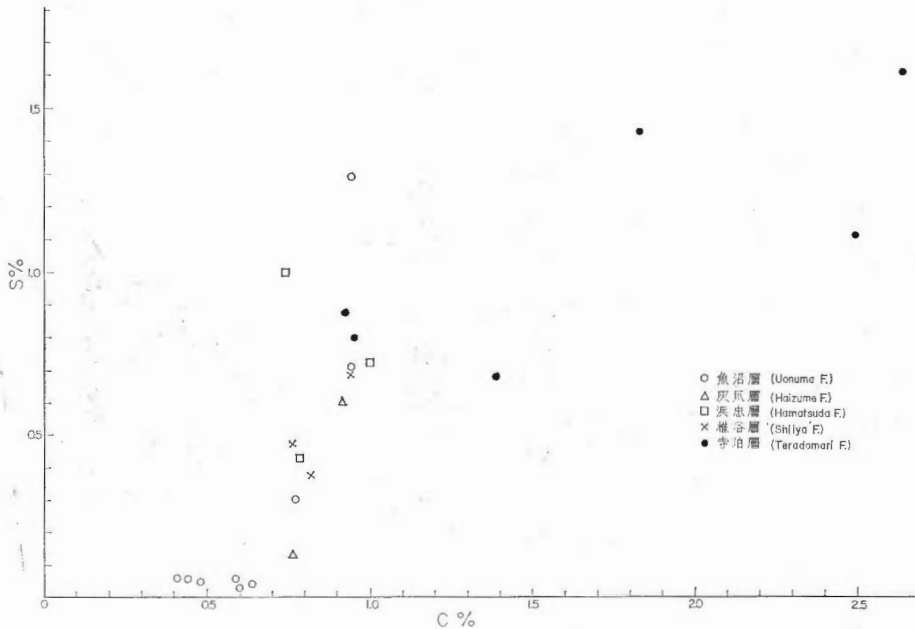
注4) Cは全炭素系である。

山ほか, 1971) から, 堆積当時, 有機物の分解によって嫌気性環境が作り出されたと同時に, そこに存在した嫌気性細菌の活動によって, 海水中の硫酸塩を還元し, 硫化水素を発生させ (FEELEY and KUIP, 1957), 生物が住めない環境を作り出していたことがうかがわれる。さらに, 魚沼層の一部にSが非常に多い試料(U-3)がある。これはうすい亜炭層の下部1.5m位の所の試料であり, ここでも有機物とSが関連していることが判る。

5.3.2 各層準についての  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  の値

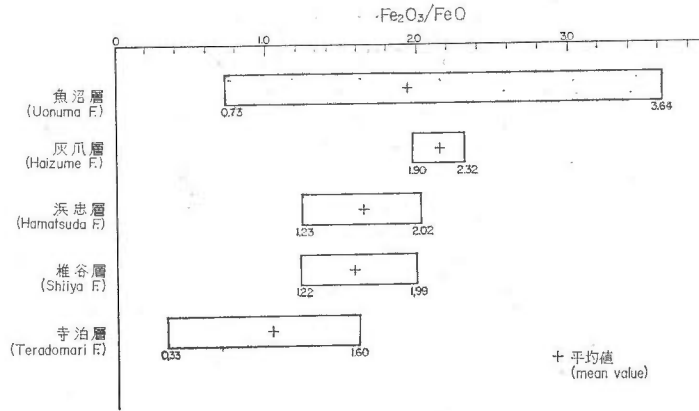
第3表から, 各地層と  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  の比の値の関係を図化すると, 第7図になる。寺泊層は0.33~1.60と小さく, 椎谷層, 浜忠層は1.22~2.02と大きい。灰爪層は1.90~2.32とさらに大きい。魚沼層は0.73~3.63と幅の広い分布を示している。

新潟地域の各層の堆積環境を見ると, 下位の寺泊層は深海成堆積物である。その上位の椎谷層, 浜忠層は, 寺泊層の後につづく海退期の地層である。さらに上位の灰爪層では一層浅海化が進み, 非常に浅い環境下で堆積が行なわれたと考えられている。すなわち, 寺泊層から上位の層に向かって, 深海成堆積物から浅海成堆積物へと変っている。この環境の変化と  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  とを比較すると, 浅海成堆積物になるにしたがって,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  が増加していることが判る。魚沼層は新潟堆積盆の終末期堆積物で, 部分的に沈降運動を伴うため, 厚い海成堆積物もあるが, 全体は瀕海化した時の堆積物である。さらにこの層は, 部分的には炭層を含む淡水成堆積物になっているといわれている。魚沼層の  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  が, ほかの層と較べて, 0.73~3.63と幅広く分布するのも, この堆積環境に大きな変化があったことを反映するものと思われる。



第6図 炭素と硫黄の関係  
Carbon versus sulfur

### Ⅶ.3 油田第三系における泥質岩の化学組成 (狹)



第7図 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeOと地層の関係  
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO versus geologic horizon

この Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO による環境推定の研究は、ソ連で行なわれており (GERASIMOVSKII, 1958), わが国でも (本島ら, 1962) 釧路炭田でよい結果を得たので、注目される。

このたびの研究で使用した新潟地域の泥質岩には、露頭試料であるため、一部の試料には赤褐色のしまがあって地下水による酸化が考えられ、さらに試料中に有機物があるため Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO を求めるためには必ずしもよい精度の分析値のみであるとはいえないにもかかわらず、地質学からの推定堆積環境と地球化学的な推定堆積環境とがよく一致する結果であったことは、今後の堆積環境を扱おう研究に、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO などの地球化学的パラメーターが大きく役立つと考えられる。

### 6. あとがき

石炭・石油・天然ガス等多くの有機物鉱床を胚胎している地層の地球化学的研究として、地層を構成する岩石そのものの主成分を取りあげ、化学分析を行なった。その化学組成および TiO<sub>2</sub>, C, S, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO などから、新潟地域の第三系の各層について堆積環境を推定した。その結果、地球化学的方法による推定堆積環境、地質学から明らかにされた推定堆積環境とよい一致を示した。

しかし、SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O および K<sub>2</sub>O など主要成分の増加または減少をきたす原因としておもにつぎの3つが考えられる。すなわち、後背地の構成岩の風化した時に起る変化、風化物が運搬される間の分離と変化、および堆積後の続成作用による変化であるが、これら3つのファクターがどのような役割を果たしていたかを明らかにする情報を得ることができなかった。今後の研究課題として後背地の構成岩を含め、堆積地の砂岩・泥質岩等一連の堆積過程を通じて生じる岩石の主成分の組成を明らかにすることはもとより、粘土鉱物を主とした構成鉱物、微量元素などを合わせて取り上げ、その関連によって、主要成分の増加または減少する機構を追求することが要求されると考えられる。関係者全般からの御支援をいただければ幸いである。

文 献

- FEELY, H. W. and KULP, J. L. (1957) : Origin of Gulf Coast salt-dome sulfur deposits (*Eull. Am. Assn. Petroleum Geol.*, vol. 41, p.1802-1853.
- GERASIMOVSKII, V. I. (1958) : Meeting on the 95th Anniversary of the Birth of V. I. Vernadskii. *Geochemistry, A Translation of Geokhimiya*, 1958, no. 3, p. 359~361.
- 後藤秀弘・柿田八千代・鈴木 進 (1956) : 金属材料の光度定量法. p.90~91, 丸善.
- 原村 寛 (1961) : 古生層の粘板岩の化学組成 I, 三波川変成帯より太平洋側の地域. 地質学雑誌, vol. 67, p. 618~622.
- (1961) : 古生層の粘板岩の化学組成 II, 長野県辰野, 塩尻地方. 地質学雑誌, vol. 67, p.671~675.
- (1962) : 古生層の粘板岩の化学組成 III, 西南日本内帯の3地域. 地質学雑誌, vol. 68, p.29~32.
- 原田一雄 (1966) : 第三紀粘土岩類の風化, 石狩炭田の層序学的研究例と粘土鉱物学的研究例から見た地層の堆積環境に関する考察(予報)・美瑛地区石狩統の鉱物学的研究. 第3報, 地質学雑誌, vol. 72, p. 267~286.
- 影山邦夫・鈴木尉元・平山次郎 (1971) : 新潟堆積盆地西部の中新・鮮新統の砂岩の堆積過程について(予報). 地質調査所月報, vol. 22, p. 53~60.
- KEITH, M. L. and DEGENS, E. T. (1951) : *Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water Sediments*, In *Researches in Geochemistry*. John Wiley & Sons, p. 38~61.
- 狛 武・佐川 昭 (1970) : 北海道古第三系泥質岩の化学組成—石狩原料炭34号試すいにおける一例—. 地質調査所月報, vol. 21, p. 67~79.
- 三宅泰雄 (1957) : 地球化学. p. 227, 朝倉書房.
- 都城秋穂・原村 寛 (1961) : 古生層の粘板岩の化学組成 IV, 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置. 地質学雑誌, vol. 68, p. 75~82.
- 本島公司 (1955) : 秋田県黒川油田R144号コア試験について. 石油技術協会誌, vol. 20, p.111~122.
- ・牧 真一・牧野登喜男・伊藤司郎・柴田賢 (1962) : 北海道庶路地域の炭田ガスについて. 地質調査所報告, no.193.
- 前田憲二郎・大森えい・山田貞子 (1969) : けい酸塩岩石の完全分析法. 地質調査所化学分析法, no.42.
- 日本化学会編 (1958) : 実験化学講座14. 地球化学, p.335~336, 丸善.
- 西村富子 (1971) : C, H, Nコーダーについて. 堆積学連絡会報, no. 5, p. 5~6.
- 尾原信彦 (1953) : 含炭層を構成する堆積岩の地化学的研究—三重県員弁炭田の試錐コア—の分析結果—. 地質調査所月報, vol. 4, p. 425~434.
- 生沼 郁・小林和夫 (1959) : 北海道夾炭層中の粘土鉱物について. 有孔虫, no.10, p.81~90.
- 沖野文吉 (1962) : 裏日本油田地域における第三系堆積岩の粘土鉱物ならびに水性反応に関する研究(第4報). 石油技術協会誌, vol.27, p.1~6.
- 大森江い (1968) : 琵琶湖底質の化学組成について, 水成岩の化学組成の研究, そのI. 地質調査所月報, vol.19, p.103~114.
- (1969) : 宍道湖・中海底質の化学組成について, 水成岩の化学組成の研究, その2. 地質調査所月報, vol. 20, p.463~479.
- (1971) : 三方五湖底質の化学組成について, 水成岩の化学組成の研究, その3. 地質調査所月報, vol.22, p.71~84.
- 石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会 (1969) : わが国の石油・天然ガス資源—技術報告書.
- 樽谷俊和・小倉次利 (1965) : 九州地方堆積岩の化学組成 I. 九州大学島原火山温泉研究所研究報告, no. 2, p. 1~4.
- 寺島 滋 (1970) : 原子吸光分析法によるけい酸塩岩石鉱物ならびに陸水中のナトリウム, カリウム, マグネシウム, カルシウム, マンガン, 鉄の定量. 地質調査所月報, vol.21, p.693~707.

**Chemical Composition of Muddy Rocks from Tertiary Formations  
in Niigata Oil Field, Central Japan**

Takeshi KOMA

The geochemical studies using major elements of the marine muddy rocks from Niigata Oil Field, one of the big oil and gas producing areas in Japan, have been conducted.

The rock samples were collected from the coastal area extending from Teradomari-machi to Izumozaki-machi, along Japan Sea.

Generally, the chemical compositions of rocks from the area have higher contents of  $Al_2O_3$  and carbon, and lower contents of  $Fe_2O_3$ , CaO and  $K_2O$ , compared with the average shale composition given by F. W. CLARK in 1920.

The stratigraphy of the area is shown below.

Tertiary (Neogene)	Uonuma Formation
	Haizume F.
	Hamatsuda F. (Nishiyama Stage)
	Shiia F.
	Teradomari F.

From a comparison of the chemical compositions of the rocks with those of the following formations, the writer noticed the characteristics as shown below.

		rocks from			
SiO <sub>2</sub>	Niigata	≡	Tentokuji Formation (marine) in Akita Oil Field		
		≡	Harutori F. (fresh water) in Kushiro Coal Field, Hokkaido		
H <sub>2</sub> O (+)	Teradomari F. and Shiia F. Hamatsuda F. Haizume F. and Uonuma F.	}	<	Tentokuji F. and Harutori F.	
		}	≡	Tentokuji F. and Harutori F.	
TiO <sub>2</sub>	Tentokuji F.	<	Niigata	<	Harutori F.
H <sub>2</sub> O (-)	Harutori F.	<	Niigata	<	Tentokuji F.

These characteristics might be caused by the geological condition of background area at the depositional time, and by the clay mineral constituents in the sedimentary rocks.

The amounts of carbon and sulfur in the rocks show positive correlation, and generally, these elements are abundant in the older rocks according to the stratigraphic succession. Concerning these elements, especially in the rocks of Teradomari Formation, both carbon and sulfur are abundant, and it is suggested that these geochemical characteristics might be caused by the strong anaerobic condition at the depositional time.

The deduced depositional environments of sedimentary rocks by  $Fe_2O_3/FeO$  ratio are well coincident with those deduced by geologic methods.





## 石油地質学の課題と今後の発展方向

鈴木 尉元\*・三梨 昂\*・影山 邦夫\*  
宮下美智夫\*・島田 忠夫\*・小玉喜三郎\*

### 要 旨

石油地質学の将来の発展方向と研究課題について、若干の考察を行なった。

#### 1. 石油地質学の課題

石油や天然ガス鉱床の地質学的な研究課題は、大きく二つの分野に分けられるであろう。すなわち、物の問題と場の問題である。物の問題は、石油や天然ガスが具体的にどの地層から発生したのか、それらはどのような組成をもっていたか、それらはどのような周囲の物質と反応して化学的变化をこうむり、最終的に鉱床として定着されたか、を主として扱う。これは化学的な面の強い分野である。

一方場の問題は、どのようにして石油や天然ガス鉱床を胚胎する堆積盆地が発生したか、この堆積盆地はどのような古地理的な、また構造地質学的な発展過程をたどったか。特に石油や天然ガス鉱床を胚胎する地質構造は、どのような機構で、また発展過程をたどって形成されたか、を主として扱う分野である。すなわち、石油や天然ガス鉱床を含む堆積盆地全体の変遷を明らかにして、それらの鉱床の形成される場の条件を明確にする。このように、この分野は物理的な面の強い分野である。

これら両分野の研究の発展とその総合によって、石油や天然ガス探鉱技術に関する学問は、健全な発展をする、と考える。これら両分野の今後の課題と私達の研究の発展方向について、具体的に考えてみよう。

#### 2. 物の問題

##### 2.1 石油の起源に関する問題

言うまでもなく、石油鉱床が形成されるためには、まず石油が発生しなければならない。したがって、石油の起源・発生の問題は、最も基本的な重要問題といえるであろう。良く知られているように、この問題について、古くから多くの議論がある。近年この問題については、宇宙・地球化学の発展にともなって、新しい観点から問題が提起され、問題が多岐にわたってきている。現在となえられている石油成因説は、次のように分けられている(田口, 1972)。

無機成因説	{	生物炭化水素直接起源説
		石油炭化水素早期生成説(初期続成作用生成説)
		石油炭化水素後期続成作用生成説

なお、このようにいろいろな石油の成因説が出されているが、石油がほとんどすべて堆積岩中に産す

\* 燃料部

ること。石油鉱床は、ほとんど必ずあまり変質していない海成、時に汽水ないし陸成堆積岩の発達する堆積盆地に存在することから、石油は有機物に由来する、と考えるのが妥当であろう。その他に、旋光性を与える物質の存在すること、葉緑素やヘミンを誘導体とするポルフィリンを含むことは、有機説を支持する(三土, 1965)。特に、日本の主な油田の発達するグリーンタフ地域は、堆積盆地の基盤が、石油や天然ガスを発生する能力をほとんどもたない古生層ないし花崗岩質の岩石からなる点で、それら鉱床の源は第三系中の有機物に求めざるをえない。

したがって、堆積岩中に含まれる有機物の組成とその量的な構成がまず明らかにされなければならないであろう。なお有機物は、堆積時からその組成を変化させてきたものであり、ある部分は分解して無機物に転化したに違いない。したがって、有機物を動的に変化するものとしてとらえるためには、地層や岩石の鉱物学的、地球化学的研究も行なわねばならないであろう。なお、石油発生の際の触媒作用の研究のために、微量元素や粘土鉱物の研究も、無視するわけにはいかないであろう。

現世の堆積物中の有機物には、微量の炭化水素が認められている。これらは、石油を構成する炭化水素とはその組成をかなり異にしている、といわれている。石油が堆積盆地に普遍的なものであることから、石油はこのような炭化水素が変化して生じたもの、と考えられる。したがって、このような現世の有機物の研究は、石油の起源に関する問題を考える場合に、手掛りを与えてくれる有力な手段になるはずである。また、有機物の組成を単に分析してしらべるだけにはとどまらず、実験的にその組成を変化させて、石油そのものを作るところにまでもっていく、といった試みも行なわれることが望ましいであろう(井尻, 1949)。

## 2.2 石油鉱床形成の問題

石油鉱床が形成されるためには、生成された石油がある程度以上あり、移動し、一定の場所に集積しなければならない。この量的な面からの検討は、層位学的資料からえられる各段階の地層の発達状況と、地球化学的研究との結合によって行うことができる。筆者らの研究の主舞台である新潟堆積盆地は、地質学的に本邦第三系堆積盆地の中で最もくわしく研究された地域であり、しかも第一級の油田を胚胎している地域でもある。この意味から、石油鉱床形成の研究にとって最も適した所、といえるであろう。

地殻変動の場で石油ないしそのもとになる物質が、どのように移動し、最終的に鉱床として定着したのかという問題は、堆積盆地の変遷を明らかにする構造地質学的研究、貯溜岩の発達様式を明らかにする堆積学的研究と、その中で石油の移動様式を明らかにする油層工学的研究の総合的研究によらねばならないであろう。これによって石油鉱床の形成条件が明らかにされる。逆にまた新しい地域の石油のポテンシャルティとそこでの鉱床形成の場を予測することができるようになるであろう。

## 3. 場の問題

### 3.1 面的な拡がりを目指す問題

筆者らは、この10年近く新潟堆積盆地の研究に従事してきた。そして、この堆積盆地の古地理的な変遷や堆積運動の様式・褶曲の分類やそれらの生成機構について、ある程度の見通しをえた。

新潟堆積盆地は、いわゆるグリーンタフ地向斜内に位置する一つの堆積盆地である。この地向斜を構成する各堆積盆地は、それぞれの個性をもっている。したがって、新潟堆積盆地で明らかにされた諸事

実が、すべての堆積盆地に当てはまるとはかぎらない。しかし、それぞれの堆積盆地に固有の特殊性はあっても、それらに共通する一般性もまた存在するに違いない。これらの一般性や特殊性は、これまで明らかにされた新潟堆積盆地との比較対照によって、明らかにされる、と考える。

現在、石油や天然ガス探鉱の主眼は、平野部から沿岸地域へと広がっている。新潟や秋田の堆積盆地の沖合地域にも、探鉱の手はのびている。陸上の地域でえられた層序や構造に関する知識は、これら隣接地域の探鉱に直接役立つに違いない。これら海域の地質の解明は、陸上の地質の総合された知識がなければ、不可能であろう。それは、海上における情報は、陸域におけると異なり、大半がより間接的な地球物理学的手法によるものであるからである。たとえば、地層の同定という最も基本的な問題にしても、地層が水平的にも垂直的にも岩相の変化するものである限り、その変化の規則性についての知識なしには、不可能であるからである。すなわち、正確な地層の対比が行なわれ、地質図が描かれて、根源岩や貯溜岩の量的な検討や地質構造が鉱床形成に適しているかどうかの判断ができるようになる。

わが国の海域の探鉱は、いわゆる油田地帯に接した上記の地域のみならず、従来、油田のほとんど存在しなかった太平洋側にまで伸びている。このように、探鉱の手が日本列島を挟んでその両側で行なわれるようになると、従来の知識にもとづいてより確実に進めるには、日本列島の、少なくとも石油鉱床胚胎の可能性を有する新第三系の構造的な、また堆積学的な総括が必要になってくるであろう。それなしには、従来の地質学的資料の上にならざるを得ず、最初から試行錯誤的に探鉱を行なう、というまわり道をしなければならぬからである。

筆者らは、日本列島の第三系は相互に関連をもちながら、統一した運動を行なってきたと考える。したがって、各地域の堆積物は、それぞれ相関連しながら形成されてきたに違いない。そうして、諸種の規則性が生み出されたのであろう。そのような規則性は、東西に並ぶ堆積盆地の第三系を比較し、それらの構造を解析することによって、明らかにすることができるであろう。さしあたり具体的には、新潟堆積盆地を基礎として、その西側の日本海の堆積盆地、その東側に位置する福島の堆積盆地、更に非グリーンタフ堆積盆地である常磐炭田の第三系の解析を通して、この問題に取り組むのが最も有効と考える。このようにして、日本列島の太平洋沖合や日本海沿岸地域の、第三系中の油田開発の地質学的な基礎が作られるものと考えられる。

このような日本列島全体の第三系の実態を明らかにするには、個々の堆積盆地の地質が明らかにされていないが、逆にそのような全体像が描かれることによって、個々の堆積盆地に関する認識が深まる、という面も否定できないであろう。したがって、上にのべた筆者らの指向する発展の方向は、石油の探鉱に強制された面はもつものの、学問の発展の必然の方向でもある、と考えている。

従来、各地の島弧について、地質学的・地球物理学の現象の配列の規則性が指摘されてきた。このような規則性は何に帰因するのであろうか。この問題についても上のような解析により、その内容を地質学的に把握できるであろう。最近、日本の石油・天然ガス企業は、太平洋南西縁の島弧海域に進出している。これらの島弧・海域も、地質学的・地球物理学の諸現象については、日本列島との平行性が認められている。したがって、日本列島で把握された石油・天然ガス探鉱の基礎としての規則性は、これら各地域の探鉱にも利用できるものであるに違いない。

### 3.2 深部の構造を明らかにする問題

地球の構造に関しては、地震学的方法で、大きな層状構造が明らかにされている。また近年、地殻の速度分布や層厚分布が各地で明らかにされ、地殻ないし上部マントル中の低速度層の存在が明らかになってきている。よく知られているように、日本列島をはじめとする島弧では、この低速度層の構造の問題が、いわゆる中・深発地震面に関連して議論されている。

一方、地質学的方法で地表の地質構造区分がなされ、地殻の浅い所の構造が明らかにされつつある。これらの結果にもとづき、深部の構造が外挿されて描かれているけれども、それらは自然の模写というよりも、概念の模写にすぎない (BUBNOFF, 1954)。しばしば、この地質学的方法と、地震学的方法による地殻の構造とを結びつける試みがなされているけれども、各構造单元に対応するオーダーで地殻の構造が明らかにされているわけではないために、非常に奇妙な図になっている。

このような状態で、未だ各地質構造单元と地殻やマントルとの関係などは、これから具体的に明らかにしなければならない問題である。

この問題は、地震学の今後の一つの発展方向でもある (KEYLIS-BOROK, 1964) と同時に、石油地質学にとっても積極的に取り組まなければならない面をもっていると考えられる。それは、概念の模写にすぎない深部の構造を具体的な自然の模写にしなければ、深部の探鉱はできないからである。なお、上部マントルの変化過程が地殻の構造を支配する限り、直接その問題に取り組むかどうかは別にしても、上部マントルの問題も、石油地質家にとって看過しえないものである、と考える。

現今島弧の深部の構造についてのプレート・モデルが提出されている。これは島弧の第一次近似モデルである。しかし筆者らは同時にこの中・深発地震自体の発生の際は、地質構造单元と密接な関係をもっていると考えている。そしてより多くの事実を説明できる第二次モデルを作るべく努めている。

### 3.3 実験的方法

実験は、いろいろな条件を人為的にコントロールして、それらの造構過程に及ぼす影響を知ることができる。したがって、自然の諸現象の具体的な機構を研究する有力な手段である。同時に、実験においては、実際には見ることのできない過程を再現して見ることができる。

深部の問題になる程、スペキュレーションの入る余地が多くなる。このような場合に、思考の補助手段としての実験の役割は大きくなるであろう。

このような意味で、今後とも実験的な手法をより一層発展させる必要があるであろう。

### 3.4 構造運動と火成活動との関係の問題

これまでの筆者らの研究では、火成岩とくに火山岩ないし火山碎屑岩を、基盤構造の推定あるいは堆積運動の解析の手段として用いてきたにすぎない。しかし、これら内成岩は深部の変化過程を反映して生成されたものである点で、深部に関する情報を多く含んでいる。したがって基盤の昇降運動にもなって受動的に反応する堆積岩とは、異なった面をもっているはずである。たとえば、グリーンタフ地域が隆起して断裂が発生し、そこに陥没盆地が生じてグリーンタフの火山活動が行なわれるという過程は、この火山岩が、深部、おそらく上部マントルで発生し表面に噴出して来る過程と密接不離の関係にあると考えられる。また、第一級の背斜が成長する過程も、その翼部などにしばしば分布する火山岩や火山碎屑岩の発生し噴出してくる過程と、密接な関係をもっているであろう。実際に、それらの活動が行なわれた時期は、背斜の急激に成長した時期に当たっていることは、この考えを裏付ける事実である。

このような地表付近の造構運動が、深部のどのような過程によって支配されるのかを解析する場合に、火山岩や火山砕屑岩は非常に重要な位置をしめるものであろう。このような解析は筆者らはまだ手をつけたばかりの段階であるが、これからの最も重要な研究課題であらう。なおこの際に、場合によっては中生代後期ないし古第三紀の花崗岩も重要な役割を果たしている可能性も検討しなければならないかもしれない。

上部マントルは、一般にペリドタイトから構成されていると考えられている。この中からグリーンタフ地域にみられるような、多量の玄武岩、安山岩や流紋岩などの火山岩や、花崗岩が分離してくるには、地下の相当大きな空間が関与しなければ不可能である。このような大きな空間を構成する重いものから軽いものが分離し上昇し噴出する過程が火成活動であるが、この重力下における物質の分化過程がグリーンタフ地域の造構運動の基本を決定しているのではないかと考えている。この意味で、この造構運動と火成活動との関係の研究は非常に重要である、と考えるわけである。

なおこれらの問題は、地殻ないし上部マントルの構造ないしそれらの物性とも関係する点で、地質学的方法だけでなく、地球物理学や地球化学的方法をも含めた総合的な研究によらねばならないことは、言うまでもないであらう。

最後に強調したいことは、これらの基礎はあくまで層序・構造であって、今後問題が多面的に発展する程、それに合わせた層序・構造の調査・研究が要請されるであらう。

### Program for Study of Petroleum Geology in Future

Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA  
Michio MIYASHITA, Tadao SHIMADA and Kisaburō KODAMA

It might be the most important problems in petroleum geology to determine where oil fields develop in a basin and which geologic structures are suitable for the reservoirs. The subjects should be pursued by analysing the composition of sedimentary rocks, their areal distribution, reconstructing the geologic development and studying the mechanisms of geologic structures.

The exploration in offshore areas around the Japanese islands and foreign countries is now in progress, but it should be done based on the knowledge which is accumulated enormously in the oil fields of our own country.



UEMURA, T.  
TAKAHASHI, A.

基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部楕形山脈の例—

植村 武・高橋 明  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 1~21, 1974  
9 illus., 2 tab.

新潟堆積盆地の新生界の褶曲の形成機構を解明するために基盤運動の実体と褶曲形成との関係を具体的に解析する必要がある。楕形山脈は褶曲構造の基盤である花崗岩類からなり、山体の両側には新第三紀層が带状に分布しており、上述の問題を解決するのに適当な地域である。基盤の中には多様な断裂が発達しており、それらの面の集中状況を調べることによりある傾向をもって傾いていることが分った。このことは花崗岩体の節理系は、一般に数 10km の深さから上昇してきた場合、垂直で直角な 2 方向の断裂が形成されることと矛盾する。これより基盤岩が 2 度の隆起を経る間に傾動運動、つまり回転を伴う隆起運動が生じたと考えられる。

551.782(521.42) : 551.24 : 552

KODAMA, K.  
HIGUCHI, S.

東山背斜翼部の断層系

小玉喜三郎・樋口 茂生  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 23~36, 1974  
9 illus., 2 pl., 2 tab.

新潟県長岡市東方に発達する東山背斜の西側急傾斜翼部で小断層の解析を行ない、断層の発達と褶曲の形成機構との関連を求めた。この地域の断層はおよそ 5 つの断層系に大別され、そのうち 4 つは面の分離した新期断層系である。新期断層系は、おそらく魚沼期以後のかなり新しい時期に、褶曲の急激な変形と前後して発達したと推定される。新期断層系のうち急傾斜翼部に発達する高角逆断層を中心とする縦走性の各断層は、特に褶曲変形と直接関連していると推定される。基盤のブロック状隆起による箱型褶曲のモデル実験との対比からこのような断層と褶曲が基盤の垂直的な差別運動により生じたと解釈することが妥当である。

551.782(521.41) : 551.24

KODAMA, K.  
SUZUKI, Y.  
MIYASHITA, M.  
SŌMA, Y.

上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関

小玉喜三郎・鈴木 尉元・宮下美智夫・相馬 庸三  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 37~51, 1974  
13 illus., 9 tab.

新潟堆積盆地内には、いくつかの褶曲構造を横断または縦断して、水準点路線が設けられている。そのような路線に沿う水準点の変動と地質構造の関係では、この堆積盆地内の褶曲が現在も成長していることが指摘されていた。筆者らの解析でも、中越地域では同様な傾向がみとめられるが、一部では、これらの運動に地塊の傾動が重複していることが分った。上越地域では、地質構造との関係は認められず、大規模な地塊が海岸線と平行な軸をもって傾動していることが認められた。これらより、最近の地殻の変形は、必ずしも第三紀や第四紀の運動を引きついだものではないこと、海岸線の形成がこれらの現象を反映している事を示した。

551.782(521.41) : 551.24





新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について

鈴木 尉元・三梨 昂・影山 邦夫・島田 忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎

地質調査所報告, no. 250-2, p. 53~78, 1974  
16 illus.

新潟堆積盆地に発達する褶曲を, 形態的に分類し, その発達過程や火山活動の場との関係を考察した。それらの結果にもとづいて, 先新第三系の基盤は地塊化して、それらの地塊が昇降運動することによって, 褶曲など一連の現象を, 統一的に説明できることを示した。地塊化した基盤を規定する断裂は, 地質構造と震源分布との関係から垂直に近いものであると考えられる。従来提出されている褶曲形成の他の学説では, この堆積盆地の種々の現象を, 説明できないことのべた。

551.782(521.41) : 551.24

SUZUKI, Y.

MITSunASHI, T.

KAGEYAMA, K.

SHIMADA, T.

MIYASHITA, M.

KODAMA, K.

信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について

鈴木 尉元・三梨 昂

地質調査所報告, no. 250-2, p. 79~91, 1974  
8 illus.

グリーンタフ地向斜は, 地質構造的に大複背斜, 大複向斜に区分できる。信越堆積盆地は大複向斜を構成するが, それをさらに複背斜, 複向斜に区分することができる。それら各単元は, 背斜, 向斜から構成されている。このように区分された複背斜, 複向斜は, そこに固有の褶曲構造によって特徴づけられる。それらは, 形態的には箱型, 楕型褶曲やドーム状褶曲などの中間型ないし不完全褶曲に属するものである。これらの褶曲は, 基盤のブロック化とその昇降運動によって, 形成機構を統一的に説明できる。その際, 基盤ブロック境界周辺の応力集中部では, 地層の流動注入するような現象が起ったであろう。

551.782(521.41) : 551.24

SUZUKI, Y.

MITSunASHI, T.

東北日本西南部の深部地質構造について

鈴木 尉元・関口 静嘉

地質調査所報告, no. 250-2, p. 93~115, 1974  
21 illus.

東北地方南部の地域を, 構造発達過程の異なる単元に区分し, 各構造単元の地震活動の様式を調べた。グリーンタフ地域の基盤岩分布地域には一般に震央は位置せず, その周辺に集中する傾向が認められる。この傾向は浅発地震のみならず中発地震にも当てはまる。これは, 地質学的に推定される深部裂カは地殻にとどまらず, 上部マントルにも及ぶものと解釈される。グリーンタフを噴出した陥没地域や火山周辺地域には一般に震央は分布しない。これは地殻, 上部マントルが, 応力集中しにくい物性をもっていることによるのであろう。地震波の吸収や初動の偏りから, そこでの物性をも論じた。

551.782(521.41) : 551.24

SUZUKI, Y.

SEKIGUCHI, S.



50万分の1 新潟・東京地震地質構造図

鈴木 尉元・藤田 至則・三梨 昂・小玉喜三郎  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 117~119, 1974  
1 map.

SUZUKI, Y.  
FUJITA, Y.  
MITSUNASHI, T.  
KODAMA, K.

この図は、地震活動の場と地質構造や第四紀の造構運動との関係研究の素材を提供するために作られた。地質資料は、地調の50万分の1地質図に、地震資料(1926~1970)は、地震月報別冊と地震月報によった。グリーンタフ地域の基盤岩分布地域においては、浅発と中・深発地震が、関東山地から伊豆半島にかけての地域においては、中・深発地震がその周辺からその外側地域に発生する。これらは、現在の山地の隆起運動に関係して起る地震と考えられる。関東平野は、関東造盆地運動とよばれる第四紀の沈降運動の中心付近に地震活動も活発で、相対的に深い地震が発生している。

550.34 : 551.24(084.3)(521.41+27) [1 : 500,000] : 551.782

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—

小玉喜三郎・鈴木 尉元・小川 銀三・丸田 美幸  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 121~143, 1974  
11 illus., 2 pl., 4 tab.

KODAMA, K.  
SUZUKI, Y.  
OGAWA, G.  
MARUTA, Y.

褶曲形成のメカニズムは大別して、水平な圧縮力による地層の座屈と、垂直な外力による地層の横曲げのタイプに分けられる。鈴木ら(1971)は新潟第三系堆積盆地中では、後者の褶曲が主体で、東山背斜はその典型であり、基盤ブロックの昇降運動を反映した箱型背斜だとしている。筆者らは、この褶曲の形式機構について、さらに相似条件をみたしたモデル実験を行ない、内部構造の解析をした。その結果、急傾斜翼部の形成により①引張性正断層、②翼部の高角断層と低角断層が発生した。それらの特徴を実際の野外調査の結果と比較して類似性のあることを指摘した。また、座屈褶曲の内部構造とも比較し、相異点や類似点を検討した。

551.782(521.41) : 551.24.02

基盤の地塊化運動に伴う地殻上部層中の応力分布に関する二、三の考察

藤井 敬三  
地質調査所報告, no. 250-2, p. 145~157, 1974  
9 illus.

FUJII, K.

構造地質学において、地殻の変形は垂直力によるという考え方と、水平力によるという考え方があられる。前者の考え方を支持するものとして地塊化運動があげられる。ここでは、隆起地塊化運動に伴う応力場、最大剪断応力値、変位量などについて考察した。モデルとしては、地殻を両端固定の二次元弾性板と仮定し、その中央下底部を一様分布荷重によって持ち上げることにした。本論は、荷重作用範囲、荷重量、拘束条件の差異が、応力場、最大剪断応力値変位量に及ぼす影響について考察したものである。

551.782(521.41) : 551.24.02



KINUGASA, Y.

**基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について**

衣笠 善博

地質調査所報告, no. 250-2, p. 159~174, 1974

14 illus.

基盤ブロックが昇降運動をする際の被覆層内の応力場を求めるために、10%ゼラチンゲルを用いて二次元光弾性実験を行なった。実験結果は主応力の大きさとその方向であらわされた。その結果、ブロックの境界部には大きな圧縮応力が作用する事、隆起部の表面に近い部分には大きな引張応力が作用する事、表面に近い肩の部分には水平圧縮の応力場が生じる事が示された。主応力の値から破壊領域が検討された。その結果隆起部の表面に近い部分は、大きな引張応力によって最も破壊を生じやすく、この部分からブロックの境界部にわたる部分も比較的破壊を生じやすい事が示された。これらの結果により新潟堆積盆地の構造が検討された。

551.782(521.41) : 551.24.02

TAGUCHI, K.

**本邦新第三系油田の鉱床生成時期に関する考察—主として有機・地化学的立場から—**

田口 一雄

地質調査所報告, no. 250-2, p. 175~200, 1974

10 illus., 9 tab.

石油化度による石油母岩の評価は再吟味される必要があり、椎谷層が石油化度の高いのは二次的な炭化水素の移動によるものである。七谷層、下部寺泊層の相当層だけが石油母岩としての資格をそなえている。新第三系堆積岩の埋没深度—孔隙率曲線、地下増温率、石油炭化水素の形成時期、深度から判断すると、西山層準の鉱床は鮎川造山運動後に形成され、七谷—寺泊層境界の鉱床だけが出羽変動により形成された。地下増温率を25°C/100mとすると、わが国の石油鉱床の大部分は鮎川造山運動(魚沼—矢代田間運動)後に形成された功算が大である。

551.782(521.41) : 553.982 : 543

ITIHARA, Y.

**日本の堆積岩に含まれるアミノ酸の研究と今後の問題**

市原 優子

地質調査所報告, no. 250-2, p. 201~210, 1974

3 illus., 2 pl., 3 tab.

日本における堆積岩中のアミノ酸含有量についての基礎的研究を目的とし、そのため層準の正確なものについて一連の研究を行ってきた。ここでは、次にのべるような項目について検討を行なった。I. アミノ酸含有量と埋没深度との関係、II. 新生代層におけるアミノ酸の分布状態、III. アミノ酸含有量と堆積環境、IV. アミノ酸組成の一様性、V. 特殊なアミノ酸分布状態、について検討し、また、今後の課題として汚染、風化による溶脱、分解速度についての問題点を指摘した。

551.782(521.41) : 552.5 : 543.6



KOMA, T.

油田第三系における泥質岩の化学組成

狩 武

地質調査所報告, no. 250-2, p. 211~227, 1974

7 illus., 3 tab.

新潟県中部の寺泊町から柏崎市にいたる地域から得られた泥質岩試料について、主成分の分析を行なった。この泥質岩の組成は、CLARK, F.W. (1920) が求めた頁岩の平均組成と比較して $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  および C に富み、 $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  に乏しい。秋田油田の天徳寺層(海成層)、釧路炭田の春採層(陸成層)と比較すると、 $TiO_2$  は、天徳寺層より多く、春採層より少ない。 $H_2O (+)$  は、寺泊層、椎谷層のみが天徳寺層、春採層より少ない。 $H_2O (-)$  は、春採層より多く、天徳寺層より少ない。C と S は正相関する。特に寺泊層は、C, S とともに多い。 $Fe_2O_3/FeO$  による堆積環境の推定は地質学的手法による堆積環境の推定とよく一致する。

551. 782(521. 41) : 552. 52 : 543. 6

SUZUKI, Y.

石油地質学の課題と今後の発展方向

鈴木 尉元・三梨 昂・影山 邦夫・宮下美智夫・島田

忠夫・小玉喜三郎

地質調査所報告, no. 250-2, p. 229~233, 1974

MITSUNASHI, T.

KAGEYAMA, K.

MIYASHITA, M.

SHIMADA, T.

KODAMA, K.

石油地質の学問分野は、大きく物の問題と場の問題を扱う分野に分けられるであろう。物の問題は、石油の発生とその変化過程を主として扱う。それは、石油そのものだけでなく、それを発生し貯溜している岩石、鉱物の化学的、鉱物学的、岩石学的研究によって、明らかにされるであろう。場の問題は、石油鉱床を胚胎する堆積盆地の変遷、地質構造の形成過程や機構、石油母層や貯溜岩の分布などの問題を扱う。これら両分野の発展と総合によって、石油地質学の健全な発展が期待できるであろう。最近探鉱の場が急速に拡大しているが、日本において築きあげられる上記の研究成果が、その基礎にならざるを得ない、と考える。

551. 782(521. 41) : 553. 982





地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- |                      |   |   |
|----------------------|---|---|
| A. 地質およびその基礎科学に関するもの | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. 地質</li> <li>b. 岩石・鉱物</li> <li>c. 古生物</li> <li>d. 火山・温泉</li> <li>e. 地球物理</li> <li>f. 地球化学</li> </ul>               |
| B. 応用地質に関するもの        | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. 鉱床</li> <li>b. 石炭</li> <li>c. 石油・天然ガス</li> <li>d. 地下水</li> <li>e. 農林地質・土木地質</li> <li>f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐</li> </ul> |
| C. その他               |   |   |
| D. 事業報告              |   |   |

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- |                                 |   |   |
|---------------------------------|---|---|
| A. Geological & allied sciences | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Geology</li> <li>b. Petrology and Mineralogy</li> <li>c. Paleontology</li> <li>d. Volcanology and Hot spring</li> <li>e. Geophysics</li> <li>f. Geochemistry</li> </ul>   |
| B. Applied geology              | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Ore deposits</li> <li>b. Coal</li> <li>c. Petroleum and Natural gas</li> <li>d. Underground water</li> <li>e. Agricultural geology and Engineering geology</li> <li>f. Physical prospecting, Chemical prospecting &amp; Boring</li> </ul> |
| C. Miscellaneous                |   |   |
| D. Annual Report of Progress    |   |   |

## 地質調査所報告

第 245 号

井上英二：北西九州，唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境，1972

第 246 号

片田正人・松井和典：北西九州，相の島帯の変成岩類，1973

第 247 号

小川克郎：空中磁気図解析・解釈法の研究，1973

第 248 号

IGI, S. : The metagabbros and related rocks of the "Yakuno Complex" in the inner zone of Southwest Japan

第 249 号

尾崎次男：地下水位の観測記録，1973

## REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 245

INOUE, E. : Lithofacies, fossil assemblages and sedimentary environment of Oligocene Kishima Formation in Karatsu coalfield, northwest Kyushu, Southwest Japan, 1972 (in Japanese with English abstract)

No. 246

KATADA, M. and MATSUI, K. : Metamorphic rocks of the Ainoshima belt in northwestern Kyushu, Japan, 1973 (in Japanese with English abstract)

No. 247

OGAWA, K. : A study of the method for interpretation of aeromagnetic maps, 1973 (in Japanese with English abstract)

No. 248

IGI, S. : The metagabbros and related rocks of the "Yakuno Complex" in the inner zone of Southwest Japan

No. 249

OZAKI, T. : Observation records of ground water level, 1973 (in Japanese with English abstract)

昭和49年3月20日 印刷  
昭和49年3月25日 発行

## 工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小林 銀 二  
東京都墨田区両国3の1の12  
印刷所 泰成印刷株式会社









A. n. XVII

REPORT No. 250-2

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

STRATIGRAPHY AND TECTONICS OF  
NIIGATA TERTIARY BASIN

Vol. 2 STRUCTURAL GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY

By

Tertiary Sedimentary Basins Research Group

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

1974

地質調査

Rept. Geol. Surv. J.

No. 250-2, 1974