

地質調査所報告 第250号-1

新潟第三系堆積盆地の

形成と発展

層序編

地質調査所

昭和49年3月

551.782(521.41) : 551.24 : 552 : 551.8 : 56

地質調査所報告

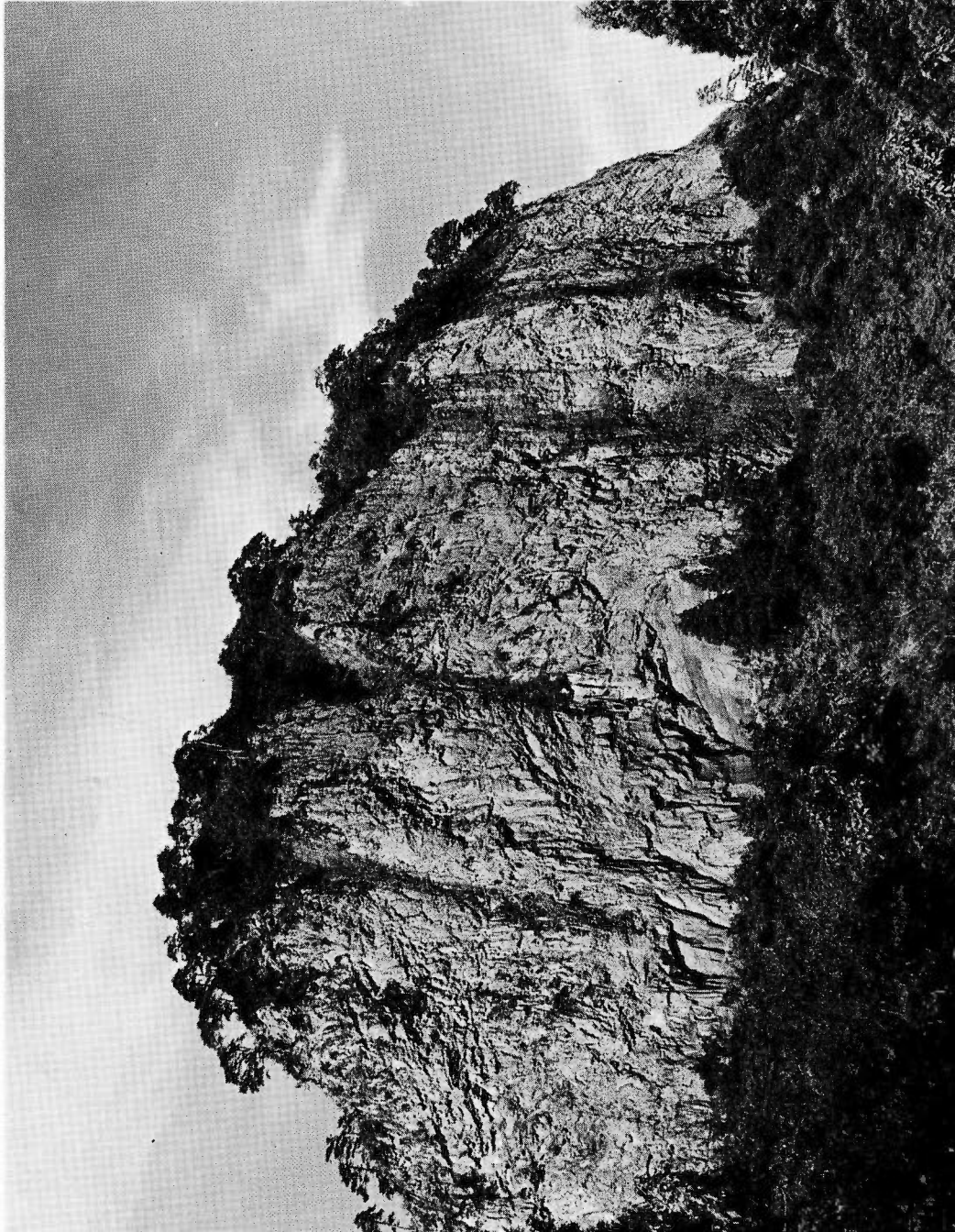
所長 小林 勇

新潟第三系堆積盆地の

形成と発展

層序編

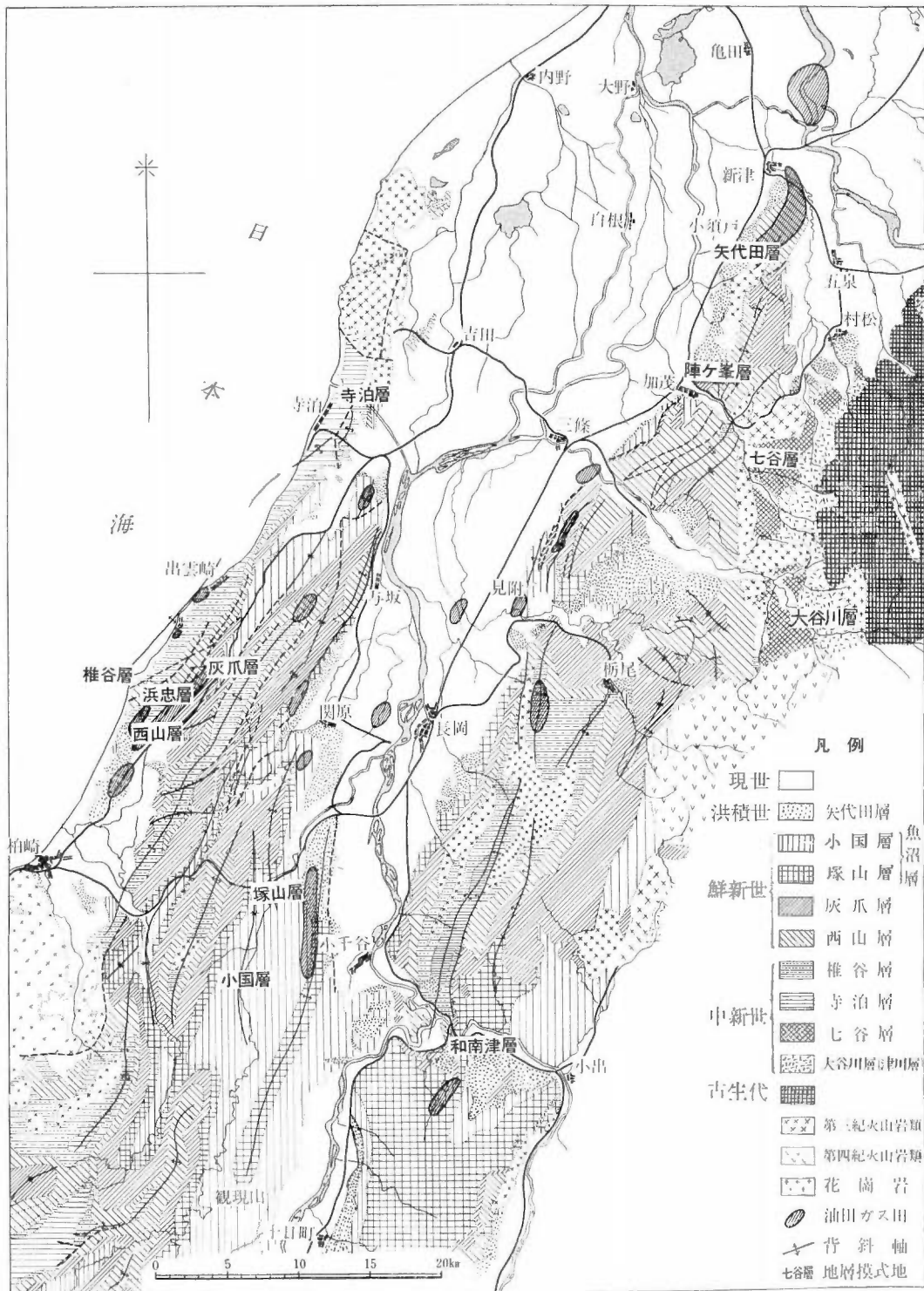
第三系堆積盆地研究グループ



椎谷期（中新統最上部）の石英安山
岩の岩類、新潟県南蒲原郡下田村八
木鼻
（三梨昌撮影）

魚沼丘陵の魚沼層下部の礫岩層
(三梨山撮影)





新潟堆積盆地の地質図（地層名は模式地を示す）

目 次

序文	井島信五郎	1
I. 模式地の地質		
I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系	吉村尚久・若林茂敬・高浜信行・小沼静代・滝沢洋雄	5
I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造.....	三梨 昂・宮下美智夫	25
I.3 寺泊地区の地質層序について.....	宮下美智夫・三梨 昂	51
I.4 新潟県西山・中央油帯の地質.....	鈴木尉元・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・島田忠夫	67
I.5 魚沼層の層序と堆積運動.....	三梨 昂・宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫	97
II. 地域地質		
II.1 東山背斜の層序と地質構造.....	島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元	113
II.2 新潟県加茂市付近の地質.....	鈴木尉元・影山邦夫・島田忠夫	129
II.3 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について	井島信五郎	145
II.4 フォッサマグナ最北部の新第三系(その1) —いわゆる難波山層に関する研究—	西田彰一・津田禾粒・市村隆三	155
II.5 フォッサマグナ最北部の新第三系(その2) —柏崎〜銚子線の意義—.....	西田彰一	169
II.6 新潟地区の火山層序について.....	茅原一也	183
III. 生層序および古生態		
III.1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island, Niigata Prefecture, and a Proposal of the <i>Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus</i> Zone for the Pliocene of Japanese Oil Fields of Japan Sea Side	Takayasu Uchio	235
III.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望.....	内尾高保	255
III.3 古生態学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要.....	大山 桂・石山尚珍	279
IV. 古地理および構造発達史		
IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について.....	影山邦夫・鈴木尉元	285
IV.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立	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	307

論文寄稿者

- | | |
|--------|---------------------------|
| 茅原 一也 | 新潟大学理学部地質学鉱物学教室 (地質調査所併任) |
| 市村 隆三 | (元)新潟大学理学部地質学鉱物学教室 |
| 井島 信五郎 | 東日本石油開発株式会社 (元地質調査所燃料部) |
| 石山 尚珍 | 地質調査所燃料部石炭課 |
| 影山 邦夫 | 地質調査所燃料部石油課 |
| 小玉 喜三郎 | 地質調査所燃料部石油課 |
| 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 |
| 西田 彰一 | 新潟大学理学部地質学鉱物学教室 (地質調査所併任) |
| 小沼 静代 | (元)新潟大学理学部地質学鉱物学教室 |
| 大山 桂 | 地質調査所地質部 |
| 島田 忠夫 | 地質調査所北海道支所燃料課 |
| 鈴木 尉元 | 地質調査所燃料部石油課 |
| 高浜 信行 | (元)新潟大学理学部地質学鉱物学教室 |
| 滝沢 洋雄 | (元)新潟大学理学部地質学鉱物学教室 |
| 津田 禾粒 | 新潟大学理学部地質学鉱物学教室 (地質調査所併任) |
| 内尾 高保 | 東京大学工学部資源工学科 (地質調査所併任) |
| 若林 茂敬 | (元)新潟大学理学部地質学鉱物学教室 |
| 吉村 尚久 | 新潟大学理学部地質学鉱物学教室 (地質調査所併任) |

List of Contributors

- CHIHARA, Kazuya; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- ICHIMURA, Ryūzō; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- IJIMA, Shingorō; East Japan Oil Development Co. Ltd., Tokyo
- ISHIYAMA, Schōchin; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- KAGEYAMA, Kunio; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- KODAMA, Kisaburō; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- MITSunASHI, Takashi; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- MiyASHITA, Michio; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- NISHIDA, Shōichi; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- ONUMA, Shizuyo; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- ŌYAMA, Katsura; Geology Department, Geological Survey of Japan, Kawasaki
- SHIMADA, Tadao; Hokkaido Branch, Geological Survey of Japan, Sapporo
- SUZUKI, Yasumoto; Fuel Department, Geological Survey of Japan, Tokyo
- TAKAHAMA, Nobuyuki; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- TAKIZAWA, Hiroo; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- TSUDA, Karyū; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- UCHIO, Takayasu; Department of Mineral Development Engineering, Faculty of Engineering, University of Tokyo, Tokyo
- WAKABAYASHI, Shigetaka; (Formerly) Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata
- YOSHIMURA, Takahisa; Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata

序 文

井 島 信 五 郎*

この論文集は、昭和42年以来5年近くの間、主として新潟第三系堆積盆地を中心として行ってきた特別研究「第三系堆積盆地の形成機構の研究」の成果をまとめたものである。第三系堆積盆地は、石油や天然ガスのみならず、多くの金属鉱床、非金属鉱床を胚胎しており、経済的に非常に重要な地域である。

近年、これらの有用資源の探鉱は、より深部に、また平野部から沿岸にまで伸びている。このような地域での探鉱は、一般に従来の山間地における探鉱よりも困難である。それは、層序や構造を、地表での観察結果から直接決定できる例は少なく、地震・重力・電気・磁気探鉱などの地球物理学的手法による結果を、地質学的に解釈した間接的結果から推定しなければならないからである。その解釈にあたっては、従来の地表地質調査結果やそれを一般化した規則性や法則性が基礎となる。したがって、地表地質の研究のレベルの高さが、探鉱結果を大きく左右する。また、深部の地質構造の探査も地球物理学的手法にたよる比重が大きい。この深部の地質構造は、一般に浅部のそれと平行ではない。この深部の構造を推定するには、その構造の形成機構すなわち成因が明らかにされねばならない。その機構をどのように考えるかによって、推定される深部の構造形態は異なってくる。この問題は、近年特に発展してきた上部マントルの問題とも、密接な関係をもっている。

石油や天然ガス鉱床の生成の条件は、その母層となるいわゆる硬質黒色頁岩や黒色頁岩が十分発達していること、貯留岩となる砂岩や火山岩ならびに火山砕屑岩が、母層中にあるいはそれよりも上位層準に発達していること、堆積運動や褶曲運動などのいわゆる構造運動の過程やその結果が、石油や天然ガスを移動集積するのに適当であることなどである。これらの条件は、堆積盆地の発生の段階からの構造の発達過程を明らかにすることによって、可能になる。そして、大きな石油や天然ガス鉱床が形成される場の条件も、明らかにできるわけである。このような条件は、現在までのところ必ずしも完全には明らかにされているわけではない。

近年、石油および天然ガスを対象とする探鉱は国内のみならず海外においても行われつつある。これらの探鉱の成否は、わが国の石油地質学のレベル如何と大きな関係をもっている。それは、かつてインドネシアの探鉱がオランダによって行われ、大きな成果をあげた際の地質学的な基礎が、ヨーロッパのアルプスを中心とする地域の地質学的成果にあったことから、わかるであろう。特に、環太平洋地域における探鉱には、この地域が中生代後半ないし新生代に始まる独特の構造運動の場であっただけに、日本の石油地質学的な成果が、直接に適用できる可能性が大きい、と考えられる。

筆者らは、このような、現在の日本の石油地質学のかかえている問題の解明に寄与できるような研究を志して、研究を積み上げてきた。その結果がこの論文集である。

この研究は、地質調査所の燃料部石油課の研究者を中心にして行われた。よく知られているように、戦前の地質調査所の石油関係の主要な業績は、大日本帝国油田図であった。この仕事は現在も石油課に

*元燃料部

受けつがれており、日本油田ガス田図として出版されている。しかし戦前の研究は、学問的な面での掘り下げは、必ずしも十分ではなかったように思われる。この論文集は、戦前におけるそのような仕事を受けつぎながら、さらに石油・天然ガス地質における学問的な現在の重要な問題点にも積極的に取り組んだ結果とみなされるであろう。

この論文集は、次のように構成されている。第1巻は、新潟第三系堆積盆地の各地層の模式地と特定の地域とその付近の層序と地質がこまかく記載された論文から成っている。従来、しばしば平野部や沿岸地域に掘られた坑井の層序は、直接地表と対比されず、その付近にある坑井地質を基準に対比されていた。これは、地表の標準層序が明確に量的に定義されていなかったことが、大きな理由と考えられる。この編では、それらが明確に定義され、記載されている。また構造単元の異なる地域への地層対比も、従来よりも詳しく、かつ正確にされている。したがって、将来、平野部や沿岸地域の地質調査やそこで掘られた坑井柱状対比の際の基準として、利用できるであろう。このほか生層序や貝化石にもとづく古生態をあつかった研究論文や、各時代の地層の岩相やその中に含まれる化石、堆積構造にもとづいて行われた古地理学的研究の成果が集められている。

第2巻は、構造地質学と地球化学の論文から成っている。この中には現在、地質調査所で行われているいろいろな手法による構造地質学的研究の成果が集められている。しかしそれらの基礎は、あくまでも、第1巻の層序学的成果に置いていることをここで強調しておこう。この巻は、筆者らの最も力を注いだ部分である。一般に石油鉱床は、背斜構造に胚胎する。しかし、ある特定の構造あるいは特定の場所からは産油するのに対して、他の構造、他の場所からは産油しない。この原因の一つは、それらの構造の発達過程と関係をもっていて、その解釈は、構造地質学的研究にまたねばならない。また、その構造のできる機構とも関係をもつものであろう。従来、褶曲は、全般的横圧力下で生成されるとされていたが、現在では褶曲には、いろいろな種類のものがあることが指摘されている。この問題を野外で具体的に明らかにすることは、石油地質学的に、緊急なまた重要な問題であろう。それらには、室内におけるモデル実験、数値実験や地震学的手法、測地学的方法をもちいた研究が併せ行われている。これらにもとづいて、褶曲の機構、地殻、上部マントルの構造の問題、構造運動の機構の問題、現在の構造運動の性格を論じた。これらの結果は、深部の探鉱の際の基礎あるいは基準として役に立つものであろう。その他は、主として地球化学的手法による堆積学の研究や地化学的な立場から鉱床生成時期を論じた論文も集めてある。それらは、新潟堆積盆地の構造発達の過程と石油、天然ガス鉱床との関係を論じ、今後の石油・天然ガス地質研究の問題点を扱った論文である。

なお、これらの研究に御協力いただき、論文を御寄稿いただいた東北大学田口一雄先生、新潟大学西田彰一・茅原一也・植村 武・吉村尚久の諸先生と高橋 明氏、東京大学内尾高保先生、東京教育大学藤田至則先生・関口静嘉氏、大阪市立大学市原優子先生に厚く感謝する。また、研究の過程でいろいろ御協力いただいた地質調査所地質部垣見俊弘・平山次郎・衣笠善博の諸氏にも、この機会に改めて御礼申しあげる。

なお筆者らの諸論文は、きわめて短時日の間にまとめたものであるので、いろいろ不十分な点、掘り下げの足りない点や、あやまった点も少なくないと思う。そのような点についていろいろ御指摘いただけたら幸いである。

序 文

Preface

Shingorō IJIMA

This is the memoir concerning the special study entitled "Geotectonic Study of Tertiary Sedimentary Basins." Most of them are related to Niigata Tertiary basin in Northeast Japan which is a representative one and famous for much production of oil and natural gas in the Japanese islands.

The report consists of stratigraphy, geotectonics, geochemical studies and some pending problems.

The first, second, third and fourth chapters give detailed description of lithology in stratigraphic standard areas and correlation with the geology of surrounding regions, and then, the biostratigraphy, paleoecology and paleogeography. Important horizons in oil geology are shown in the columnar sections in detail.

In the fifth and sixth chapters, the main part of the report, various kinds of geotectonic papers are collected. I would like to emphasize that most of them are based on the field evidences in the sedimentary basin. Several reports discuss the mechanisms of folding in the basin. Foldings are very important subject in oil and natural gas geology, as most of them are concentrated in the anticlines. Relation between Recent crustal deformation and geologic structures in the folding regions is discussed, which is based on the data of the 1st levelling surveys. Experiments and mathematical analysis are carried out in order to clarify the relation among the geologic structure, the stress distribution and the fracture patterns. The deep structures of this basin and surrounding areas are discussed from the relations between the geologic structure and the seismological data.

Geochemical analyses of the sedimentary rocks are given in the seventh chapter.

They are summarized in the last chapter.

I. 模式地の地質

I. 1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系

吉村尚久*・若林茂敬**・高浜信行**・小沼静代**・滝沢洋雄**

要 旨

本地域の新第三系は、古生層に不整合に重なり、下位から三川層、津川層、新谷層に区分できる。三川層は、3分される。下部層は、薄い基底礫岩をもつ安山岩溶岩・火砕岩からなる。中部層は、酸性の火砕岩、上部層は、主として砂岩・泥岩互層から構成される。本層に産する植物や貝化石から、台島層に対比されることがわかる。津川層は、古生層に不整合に重なるが、主として北西―南東方向にのびる沈降帯に発達する。本層は4分されるが、最下部層は砂岩と礫岩、下部層と上部層は酸性火砕岩から、中部層は砂岩と泥岩からなる。新谷層は、津川層に整合に重なり、凝灰質泥岩から構成される。

1. ま え が き

三川盆地の新第三系は、新潟地域では数少ない、下部グリーンタフの層準から上部グリーンタフさらに上位の泥岩層まで中新世の地層の連続して露出している地域とされていた（たとえば、新潟県地質図、1962）。しかし、この地域の公表された報告はほとんど無い。日出谷層、鹿瀬層、棒掛山火成岩などの名称が用いられた（杉山、1956）が記載はない。三川層群の名称だけは公表された報告（池辺、1953）がある。三川盆地の南に位置する津川盆地には津川層より下位の下部グリーンタフは露出しておらず、その分布形態からみても、津川層堆積時の運動は明らかにそれより前の時期のものとは異なったものである。

以上の現状をふまえて、三川盆地の下部グリーンタフとされている三川層群と台島階に相当する地層として新潟県北部に模式地をもつとされている“岩船層”にあたる地層の内容を明らかにすること、および、それらの地層と津川層との関係を明らかにする目的で三川盆地および津川盆地北縁を調査した。

概要はすでに簡単に報告した（高浜・吉村、1969；吉村ほか、1970）ことがあるが、この報告では、野外の資料にもとづいて、グリーンタフ層を中心に地質の記載を行う。

野外調査をするにあたって次の諸氏から協力いただいた。相田 毅・鈴木 実・田渕章敬・金原啓司・佐藤 修・西尾暁美・楠田 隆・外山哲英・伊藤修二・伊藤信雄・田中重明・佐藤憲司・斉藤道春・中島良一・茅原一也氏には未公表の資料をみせていただいたほか種々御教示いただいた。植物化石は福

* 新潟大学理学部地質学鉱物学教室（地質調査所併任）

** 新潟大学理学部地質学鉱物学教室

島大学の鈴木敬治氏に同定していただいた。島津光夫氏には津川盆地中心部とのつながりについて御教示いただいた。津田禾粒氏には討論をお願いした。三川温泉の阿部 清氏 (湯本館別館) には宿泊について便宜をはかっていただいた。花立から鹿瀬にかけての地域については津川団体研究会の資料を参考にした。以上の諸氏に厚く感謝するしだいである。

2. 層序各説

2.1 基盤岩類

地質図に示した地域の基盤岩類は古生層である。古生層は砂岩・粘板岩・チャートを主とし、輝緑凝灰岩を挟在する。チャートの部分には石灰岩がわずかにはさまれる。阿賀野川沿いの神無月トンネル西方および倉の平一八木山付近にフェンスター状に露出するものではチャートが卓越している。

古生層は全体として $N10^{\circ}E \sim N40^{\circ}E$ の走向をもっており、東に傾斜していることが多い。この地域から化石はまだみいだされていないが、津川地域で化石を産出する古生層 (長谷川・高野, 1969) と似た層準のものと考えられる。

本地域北東端の日出谷のすぐ東側には古生層に貫入する実川型花崗岩が露出しており、日出谷地域の古生層は熱変成をうけている。

2.2 新第三系

調査地域の新第三系を第1表に示すように下位から三川層・津川層・新谷層に区分した。

第 1 表

新 谷 層	
津 川 層	花立凝灰岩部層 品沢川砂岩泥岩部層 福取緑色凝灰岩部層 八木山砂礫岩部層
三 川 層	上部層 (砂岩, 泥岩) 中部層 (酸性火砕岩) 下部層 (安山岩質火砕岩)

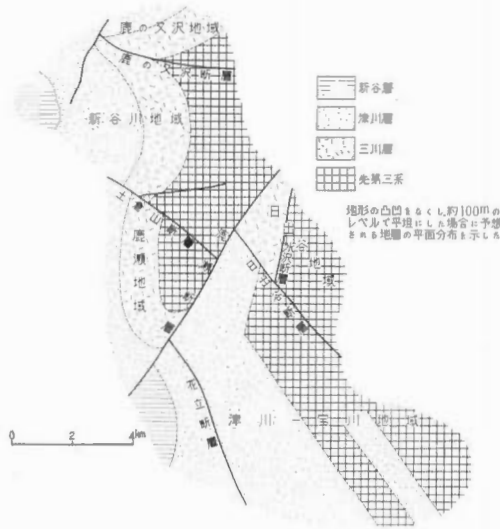
これらの地層は地域別に岩相を異にするので、断層で切られている地域ごとに記載する。主な断層と各地域には第1図に示すような名称を与えた。

2.2.1 三川層 (Mikawa formation)

三川層は本地域に分布する新第三系の最下位の地層である。模式地の新谷川本流において、上部は、おもに、砂岩泥岩互層、中・下部は安山岩ないし流紋岩質の溶岩および火山砕屑岩より構成されている。

三川層群の名称は、新谷川上流において、津川層の不整合下にある地層に対して命名されたものである (池辺, 1953)。その時代は上位層との構造的および岩相的相違と産出化石から西男鹿階に相当するものと考えられてきた (池辺, 1953; 西田・津田, 1962)。今回の調査によって上位層との顕著な構造的差異は認められず、また、時代も産出化石から台島階とみなされることが明らかとなった。したがって、別の地層名を用いた方が誤解を生まないかと思われるが、適当地名がないので、再定義して用いることにする。

1.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）



第1図 三川盆地および津川盆地の水平断面図
（おもな断層と地域区分）

〔模式地〕 新谷川注1)本流

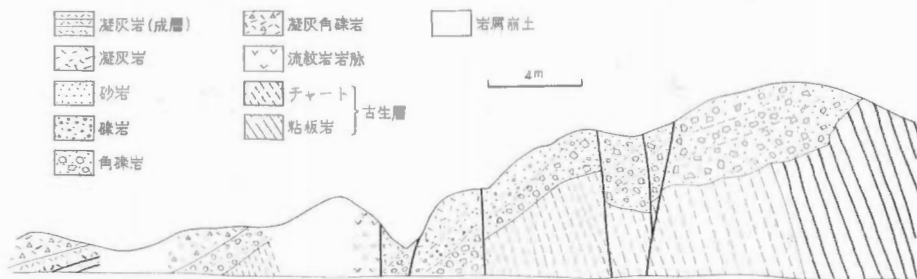
〔分布〕 ^{まないた} 俎倉山から^{ぼうかけ} 棒掛山にいたる地域、阿賀野川の屈曲部を中心にする鹿瀬北部の地域、および^{ひだり} 日出谷地域など調査地域の北東部に広く分布する。

〔層厚〕 地域によって非常に異なり、柱状図に示した通りである（第2図）。安山岩溶岩の発達する鹿の又沢で最も厚く、550m以上に達する。

〔基盤岩との関係〕 本層は基盤岩を不整合におおっており、分布からみて、一部はアバットの形態を示す。不整合関係のもっともよく観察できるところは新谷川本流および阿賀野川沿いの県道鹿瀬一日出谷線わきの露頭である。日出谷地域では、徳瀬沢および水沢川東股支流でよく観察される。

新谷川本流では、約30mの厚さの基底礫岩が発達する。礫は最大径1mにおよび、角礫および亜角礫より構成されており、基盤にアバットしている。

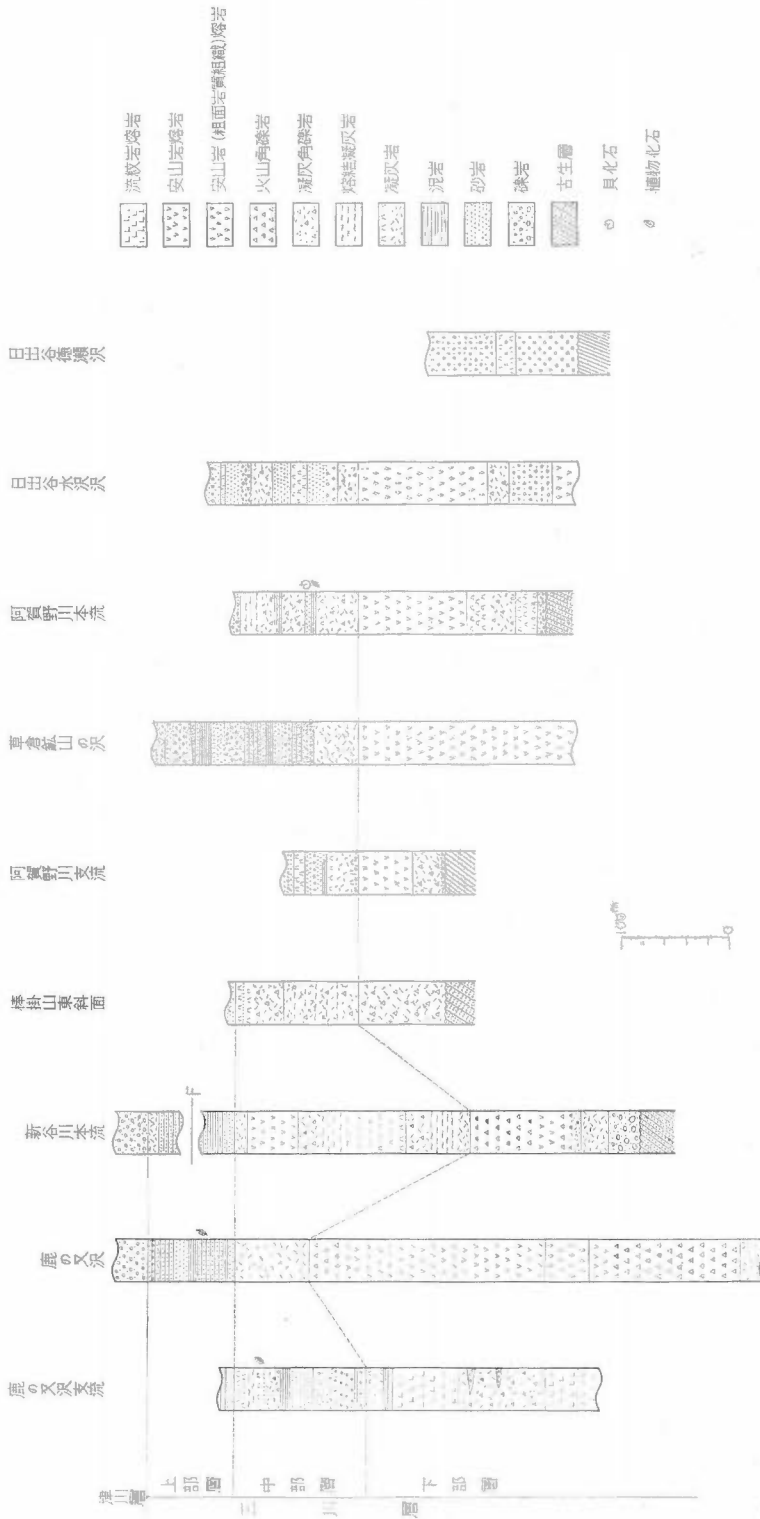
阿賀野川沿いの県道にある露頭の概要を第3図に示す。この部分では小さな断層がたくさんあるが、不整合を示すものである。基盤岩の上に重なっている角礫ないし亜角礫よりなる礫岩は、直下の基盤岩を破碎したような礫から構成されているが、わずかにラミナと分級を示しており、新第三系の基底を示すものである。



第3図 阿賀野川沿い県道わきの露頭のスケッチ（古生層の上に第三系が不整合にのる状態を示している）

注1) 模式地付近より上流を長走川と呼んでいる。

地質調査所報告 (第 250-1 号)



第2図 三川層の柱状図

I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）

〔岩相〕 柱状図に示した通りであるが、地域によってかなり異なっているので、以下地域にわけ、概略を述べる。

1) 新谷川—棒掛山地域

新谷川に露出する本層は、岩相から、上部、中部、下部に区分できる。この地域では、本層は、N—S ないし NW—SE 方向の走向をもち、西方にゆるく傾斜しているが、一部急傾斜の地帯がある。急傾斜の地帯は NNE—SSW の方向に延びている。

下部：安山岩溶岩、同質火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩を主とし、石英安山岩質凝灰角礫岩、同質凝灰岩をとまなう。谷の部分の深く浸食されている場所では、最下位の基底礫岩が観察される。

新谷川本流における基底礫岩は、最大径 1 m 以上に達する。チャート・砂岩・石英斑岩などの角礫ないし亜角礫よりなる巨礫岩である。層厚約 30 m で、上部では礫径は人頭大ないしそれ以下となる。礫岩の上位には層厚約 25 m の石英安山岩質凝灰岩が重なっている。この凝灰岩には、最下部に安山岩の角礫が含まれているほか、全体に基盤の粘板岩の岩片や緑色火山ガラスのパッチが多数含まれている。さらに上位には、安山岩溶岩を挟在する安山岩質火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が重なる。安山岩にはいわゆる粗面岩組織を示すものが多く、また無斑晶質緻密のものもみられる。溶岩部分あるいは新鮮な岩塊は暗灰黒色を示すが、凝灰角礫岩・凝灰岩では暗緑色を示す。いずれも著しく固く、大きな崖をつくっている。

棒掛山では、安山岩の礫を含む凝灰角礫岩が最下位をしめている。

中部：石英安山岩ないし流紋岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩よりなり、溶結している部分がかなり広範にみとめられる。一部には、下部層の安山岩と同質の安山岩溶岩を挟在する。溶岩流を除き、いずれも緑色を示し、一般に著しく固い。

新谷川では厚い溶結凝灰岩が発達し、その中に成層した凝灰岩・凝灰角礫岩をはさんでいる。凝灰角礫岩の部分には流紋岩の岩塊、基盤の粘板岩の岩塊などが多数含まれている。さらに、最上部近くに黒色ちみつな無斑晶質安山岩溶岩がはさまれている。この岩石は、一見、黒色頁岩と見誤られるような岩相を呈する。棒掛山では、下位半分が溶結凝灰岩で上位半分が比較的ルーズな凝灰角礫岩である。

下部層からは漸移的に移り変わる。この関係は新谷川本流でよくみられる。

上部：砂岩・泥岩の互層よりなり、軽石凝灰岩・礫岩をしばしば挟在する。層理は一般に明瞭である。砂岩あるいは泥岩の部分には炭質物が多く含まれており、保存のよい植物化石を産する。

中部層とは整合的に移り変わる。この関係は鹿の又沢の砂防えん堤のすぐ下流でみられ、酸性凝灰岩の上位に上部層の非常に固いアルコーズ砂岩が重なっている。

泥岩はシルト岩質のものから頁岩質のものまであり、暗灰色ないし黒色で細かな葉理がよく発達しており、軽石を含む凝灰質泥岩の薄層を何枚もはさんでいる。砂岩の粗粒部分はアルコーズ質で、花崗岩と見誤るくらいよく似ているものもある。砂岩・泥岩互層の単位は 10 cm ないし数 10 cm が普通であるが、3 m くらいのこともある。

最上部には厚さ約 10 m の緑色塊状の流紋岩質軽石凝灰岩があり、非常によく連続する。鹿の又沢ではこの凝灰岩中に厚さ約 1 m の礫岩層が挟在されている。

2) 鹿の又沢地域

新谷川地域にくらべて上, 中, 下の部層の区別が明瞭でなくなると同時に, 中部と思われる層準に礫岩層の発達してくると, 下部に流紋岩溶岩があらわれるのを特徴とする。一般に, NE 方向の走向をもちNWにゆるく傾斜している。したがって, 南からのつながりでいうと, ドーム状の背斜軸のところを断層できられていることになる。地質図には示さなかったが, 鹿の又沢上流において, 安山岩溶岩と基盤の古生層とはNS 方向の断層で接している。

下部: 流理構造の著しく発達する流紋岩溶岩が安山岩溶岩と密接な関係をもって鹿の又沢上流および支流に露出する。新鮮なものは暗灰色を示すが, 変質したものは淡緑色を呈する。この流紋岩と安山岩の関係は分布的に非常に複雑であり, また, 鹿の又沢上流の沢の出合付近でみられるように, 露頭においても入りくんでおり, 層序的にははっきり分けることができない。なお, 一部には, 安山岩に流理構造が発達してきて流紋岩となるといった漸移的な関係もみられる。鈴木 (1970) はこの流紋岩を安山岩の下位にしている。安山岩溶岩および同質火山角礫岩は前記新谷川地域のものと同質的に相違はない。

安山岩あるいは流紋岩の溶岩流ないしは角礫岩に介在して緑色凝灰岩および凝灰角礫岩が数枚みられる。鹿の又沢支流では凝灰角礫岩中に礫岩層のレンズが挟在している。

中部: 柱状図に示したように礫岩がかなり下位からみられるが, 礫岩層としてまとまっているのは流紋岩溶岩の上位であるので, ここからを中部層とする。礫岩・砂岩・泥岩および流紋岩質の緑色凝灰岩・溶結凝灰岩よりなる。尾根近くの連続した崖は溶結凝灰岩のつくるものである。細粒凝灰岩の部分には植物化石を産する。岩相は新谷川地域とかなり異なるが, 上部層にはまとまった火砕岩のみられないことから, 溶結凝灰岩が中部層の最上位になるものと判断される。

上部: 新谷川地域とほとんど変わらないが, 砂岩が卓越していることと礫岩が若干多くなるのが特徴で, 薄い炭層を挟在し珪化木を含んでいる。

3) 角神—鹿瀬地域

火砕岩よりなる中・下部層の層厚が新谷川地域と較べて薄くなる。新谷川における下部層の安山岩質凝灰角礫岩はみられない。上部層では, 礫岩が多くなるのが新谷川地域と異なる特徴である。全般的に側方変化が著しい。

この地域の三川層はかつて鹿瀬層と呼ばれ (杉山, 1956), 三川層の上位にされたことがあるが, 岩質からみて三川層と同じ層準のものである。

構造的には南に沈下 (プランジ) した背斜をつくっている。

下部: 下部と中部の境いをどこにおくかで異なるが, 安山岩溶岩までを下部に入れることにする。最下部には基盤岩を破碎したような角礫ないし亜角礫からなる礫岩があり, その上位は円礫ないし亜角礫よりなる礫岩が重なる。礫岩層の上位には緑色を示す凝灰角礫岩, 凝灰岩が重なる。凝灰角礫岩は硬く塊状であるが, 凝灰岩の細粒部にはラミナが発達し植物化石片を含んでいる。一部, 暗赤褐色の凝灰岩も安山岩溶岩の下盤にみられる。安山岩溶岩は塊状ち密の無斑晶質のもので岩質的には鹿の又沢, 新谷川のものに似ている。阿賀野川ふちの安山岩は火道をうめたものであるかもしれない。

中部: 緑色の凝灰角礫岩を主体として, 凝灰岩・砂岩・泥岩などを挟在する。荒砥沢の陸月橋たもとの砂岩からは貝化石を, 泥岩からは植物化石を産する。これは, 藤田 (1949) が報告した貝化石産出層準と同じものと思われる。鹿瀬発電所付近の硬い流紋岩質の岩石は珪化しているため明らかではないが

I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）

溶結凝灰岩と判断される。新谷川地域の中部層に砂岩・泥岩が側方変化のかたちで入ってくるものと思われる。

上部：層厚は新谷川地域とほとんど変わらないが、砂岩・泥岩のほかにも中礫ないし大礫の礫岩が多く含まれ、最上部と最下部に礫岩が比較的多くなる。礫岩の礫はほとんど古生層のもので、基質はアルコーズ砂岩である。

4) 日出谷地域

鹿瀬断層によって角神—鹿瀬地域および棒掛山—新谷川地域と境されているため、これらの両地域との直接の関係は不明である。前に述べたように三川層は大きくみると、棒掛山—黒崎山を結ぶ南にプランジした軸をもつ背斜構造をしているので、その東翼とみなされるが、単純にはいかないようである。

この地域は、水沢断層によって基盤の上にゆるい傾斜で重なる礫岩層からなる東部地域と、西に20～40°傾斜する安山岩溶岩および酸性凝灰岩を挟在する砂岩礫岩よりなる西部地域とに二分される。東部地域の礫岩層を三川層に入れる積極的根拠は何もないが、阿賀野川以南の津川層下部と岩質をことにするので三川層と同じ層準にした。西部地域では安山岩が顕著な粗面岩組織を示すもので、この種の岩石はこの地域では三川層に限られており注2)、さらに、砂岩礫岩の部分が鹿瀬地域の三川層上部と似ているので三川層とした。多分、鹿瀬地域の砂礫岩と同じ層準を示すものと思われるが、層準は明示しなかった。水沢付近および徳瀬の沢における本層の岩相は柱状図に示した通りである。

〔化石〕 つぎの地点より下記の植物化石を産出する。

田沢林道

Diospyros sp.

鹿瀬—日出谷県道陸月橋たもと

Quercus subvariabilis TANAI

5) 従来の見解との比較

i) 三川層の時代について

三川層は従来 *Marlea aequalifolia* (Göpp) を産する (池辺, 1953) あるいは *Fagus antipofi* を産する (西田・津田, 1962) ことから西男鹿階に対比されてきた。しかし、今回の調査ではこれらの化石はみいだされず、これらの化石を産出したと思われる層準の三川層上部層からは先に述べたように *Diospyros* その他の化石を産する。藤田 (1949) の貝化石も同層準のものと思われ、三川層上部はすくなくとも台島階であるとみなされる。火砕岩を中心にする中・下部の地層と上部層との間にとくに構造的差異を示す事実はみいだされないので、火砕岩は岩質的に古いようにもみられるが、全体として台島階に対比するのが妥当と考えられる。

ii) 三川層と上位層との関係

池辺 (1953)、西田・津田 (1962) によって不整合とされているが、後述のように、礫岩層下位の凝灰岩層がよく連続し削はくされた証拠はないし、構造的にも相違はみとめられない。したがって新谷川地域で不整合にする根拠とはぼしい。この問題については、新谷川における礫岩層の取扱いとともに津川層の項で述べる。

注2) 旧三川鉾山付近に安山岩の分布が知られており、津川層のものとしてされている (長沢, 1951)。

iii) “三川層群”と“鹿瀬層”の関係

“鹿瀬層”が台島階で“三川層群”が西男鹿階のものであるとの前提から時代的に別の地層であるとされてきた(西田・津田, 1962)が, 同層準のもとみなされる。両者の間に断層が推定されてはいるが, 野外での連続性がたしかめられているといっても差しつかえない。なお, “日出谷層”と呼ばれた地層も同じ層準のもとと思われる。

2.2.2 津川層 (Tsugawa formation)

津川層は藤田 (1949) によって定義され, 下部の観音沢砂礫岩と上部の広谷凝灰岩とに区分された。本地域における三川層より上位の地層は, 模式地との連続が確認されたわけではないが, 同じ堆積盆にぞくし, 岩相も比較的似ているので, 同層準と考えられる。したがって, 津川層の名称を用いる。

地域により岩相をことにするので, 以下, 地域別に記載する。

1) 津川—宝川地域

阿賀野川以南で鹿瀬断層以東の地域における津川層は, 西部域と東部域で岩相をことにし, つぎの表のようにいくつかの部層に分けられる。比較のため新谷川地域の層序をあげておく。なお, この地域の本層は地質断面図に示されているように, 傾斜がゆるく, 波状を呈している。

1) 八木山砂岩礫岩部層 (Yagiyama member)

津川層の最下位をしめる砂岩礫岩層で, 藤田 (1949) の観音沢砂礫岩に対比されるものと考えられる。

〔模式地〕 八木山付近および八木山から田沢にいたる道路。

〔分布〕 本地域の西縁を除き, 地形の低いところに広く分布している。巨礫岩は, 倉の平—古惣座山を結ぶ NW—SE 方向をもつ基盤岩の高まりの地帯には分布せず, おもに, 南西部の基盤の陥没地域に分布している。

〔層厚〕 柱状図に示したが, 模式地で下部の巨礫岩層が80m+, 上部の含礫砂岩層が約50mである。田沢付近では下部が40m+, 上部が約40m。基盤岩の高まりの地域では, 下部の礫岩層を欠き, 上部の砂岩層が直接基盤をおおい, 福取付近で約50m, 八つ田付近で約20mである。

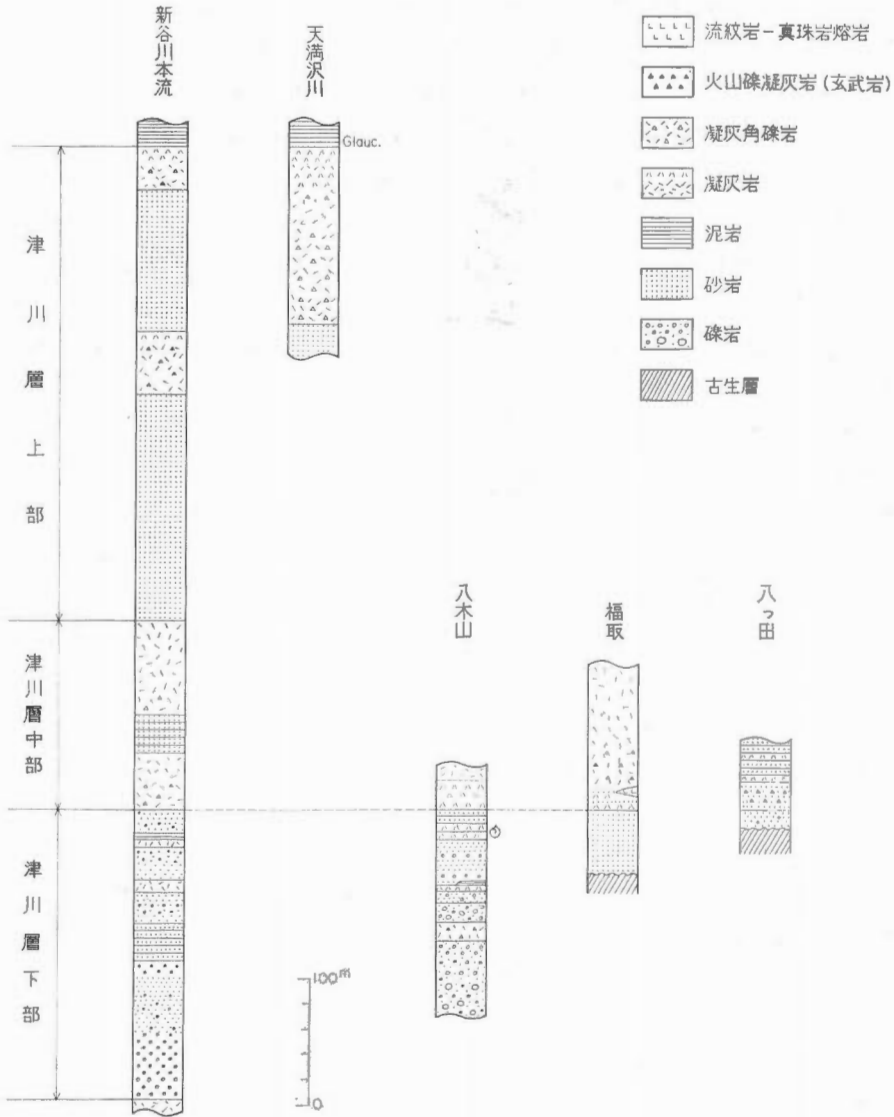
〔基盤岩との関係〕 この地域では, 三川層は露出していなくて, 津川層が直接基盤岩を不整合におおっている。下部の礫岩層は基盤の陥没した地溝状の地帯をうめてアパットの関係を示す。基盤に直接する部分は直下の基盤岩を礫とする亜角礫岩であることが多い。上にのべたように基盤の高まりの地域では下部の礫岩を欠き, 上部の砂岩層が直接基盤岩をおおっている。

〔岩相〕 巨礫を含む礫岩層よりなる下部層とおもに砂岩よりなる上部層に分けられる。凝灰岩が下

第2表 津川層の層序と地域による変化

新谷川地域		津川—宝川地域	
		西部	東部
新谷層		野村層	
津川層	上部 凝灰岩	津川 花立凝灰岩部層	宝川 宝川砂岩泥岩部層
	アルゴース砂岩	品沢川 品沢川砂岩泥岩部層	
	中部 凝灰岩	福取川 福取川凝灰岩部層	八つ田 八つ田凝灰岩部層
下部 礫岩・砂岩	八木山 八木山砂岩礫岩部層		

I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）



第4図 津川層の柱状図

部および上部層中に挟在している。全体に地層の傾斜は 10° くらいで、ゆるく波状褶曲をしている。

下部：最大径 3.5mに達する花崗岩の巨礫を含む礫岩を主体とし、アルコーズ砂岩・綠色軽石質凝灰岩を挟在する。礫岩の礫は花崗岩のほか、古生層のチャート・粘板岩・ホルンフェルス・砂岩・輝緑凝灰岩からなり、基盤に接する部分を除くと、多くの場合、円礫ないし亜角礫である。この地域には花崗岩の露出はなく、基盤に接する部分では花崗岩礫は少ないが、少しはなれると多くなり、さらに上位になると、花崗岩礫はまた少なくなる傾向が認められる。礫の大きさは花崗岩がもっとも大きく、ついで、チャート・ホルンフェルスの順となり、粘板岩・砂岩などの古生層の礫は大きくても数 10 cm 大で

ある。なお、輝緑凝灰岩(変玄武岩)の礫は量も少なく径も小さい。礫岩の基質はアルコーズ砂岩で、雲母片が目立ち、一般に風化して暗紫赤色を呈する。砂岩・凝灰岩をはさむ部分では成層している。上位では、礫岩の礫がだんだん小さくなり、砂岩と複雑にまじりあいながら砂岩に移化している。

上部：粗粒ないし中粒のアルコーズ砂岩を主体とし、礫岩・泥岩・凝灰岩を挟在する。炭質物を部分的にかなり含み、炭層をはさんでいるところもある。田沢南部には、10 cm 内外の炭層 5 枚からなる約 75 cm の厚さをもつ炭層があり、かつて試掘されたことがある。

砂岩は礫岩を混じているところを除くと、比較的淘汰が良く、灰白色を呈し、一般に塊状である。粗粒の砂岩ではクロスラミナを呈することが多い。

上位の福取緑色凝灰岩に接する部分では、厚さ数 m にわたって、緑色軽石凝灰岩と砂岩の互層がみられ、漸移帯を形成している。

ii) 福取緑色凝灰岩部層 (Fukutori member)

津川層を代表する酸性緑色凝灰岩よりなり、藤田 (1949) の広谷凝灰岩にほぼあたる。

〔模式地〕 福取付近および倉の平の沢の上流。

〔分布〕 八木山砂岩礫岩部層の上に重なっており、地形のやや高いところに広く分布する。

〔層厚〕 上限が断層で切られていて不明であるが、100 m 十。

〔下位層との関係〕 八木山砂岩礫岩部層とは整合的に漸移する。八木山―田沢ルートでは、細粒凝灰岩、砂岩・凝灰岩互層をへて塊状緑色凝灰岩に移化する。

〔岩相〕 軽石質の淡緑色凝灰岩・火山礫凝灰岩・流紋岩質凝灰角礫岩などからなり、泥質あるいは砂質凝灰岩、一部には流紋岩や真珠岩の溶岩を挟在する。一般に塊状の部分が多いが、下部は比較的成層している。全体として薄い青色を帯びた淡緑色を示している。下部の泥質あるいは砂質の凝灰岩からは *Chlamys* などの貝化石を産出する。

福取付近では、下位の八木山砂岩礫岩部層と本部層との漸移帯である砂岩・凝灰岩互層の上に黒色の真珠岩の火山角礫岩および溶岩がみられる。宝川の沢にも一部緑色化した真珠岩溶岩がみられる。

全体に、モンモリロナイト、沸石、シリカ鉱物を生じているが、一部にはベントナイト化していることがある。

iii) 品沢川砂岩泥岩部層 (Shinazawagawa member)

津川層の凝灰岩中にある程度まとまって泥岩砂岩層がみいだされたので新しく命名した。この層の下位の福取凝灰岩は一般に緑色化しているが、上位の花立凝灰岩は緑色化が弱く白色を呈しているのが特徴である。花立凝灰岩は有色鉱物が非常に少ないが、一方、福取凝灰岩には黒雲母がみられる。なお、本部層を津川層に含めるのには問題があるかもしれないが、時代的問題については今後の研究成果にゆだねたい。

〔模式地〕 品沢川 (津川町平堀東方) の上流。

〔分布〕 地域の西部に南北方向に延びて分布する。

〔層厚〕 模式地において約 150 m。

〔下位層との関係〕 はっきりと確認されていないが、福取緑色凝灰岩部層の上位に整合的に重なるものと判断される。

I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）

〔岩相〕 シルト質泥岩，細～中粒砂岩を主体とし，凝灰岩を挟在する。一般に凝灰質で軽石を多数含んでいる。

泥岩はシルト質あるいは砂質で，暗灰色を示し，塊状のことが多い。全体に，いわゆる海緑石粒と呼ばれる斑点状の緑色粒を不規則にまきちらしたように含んでいる。砂岩は中粒のものが多く，比較的淘汰はよいが，一般に塊状である。凝灰岩をはさむ部分では，しばしば非常に濃い緑色を呈すると同時にラミナが発達し成層している。凝灰岩は一般に軽石質で緑色を呈する。

iv) 花立凝灰岩部層 (Hanatate member)

下位の福取緑色凝灰岩と区別して，新しく命名した。凝灰岩がほとんど緑色化していないこと，有色鉱物の非常に少ない流紋岩質火砕岩からなっていることを特徴とする。

〔模式地〕 旧国道49号線（若松街道）の花立から野村に至る間，あるいは，同じ範囲の音無川に沿った崖。

〔分布〕 花立付近に NNW—SSE 方向で帯状に分布する。

〔層厚〕 天満沢で約 120m。

〔下位層との関係〕 品沢川，天満沢川では，品沢川砂岩泥岩部層の海緑石シルト岩の上に整合的に重なっているのがみられる。

〔岩相〕 流紋岩質の火砕岩より構成されている。火山角礫岩・凝灰角礫岩を主とし凝灰岩を挟在する。一部を除き，緑色化していないのが特徴で，有色鉱物をほとんど含まない軽石片が主要構成物である。下部は流紋岩の岩塊を含む火山角礫岩でわずかに淡緑色を呈している。また，玄武岩の角礫あるいは火山礫が少数ながら含まれているが，この部分は比較的濃い緑色を呈する。中部は真珠岩の岩塊や人頭大の軽石を含む灰白色の凝灰角礫岩からなる。上部は比較的細粒の軽石凝灰岩，砂質凝灰岩からなり，国道沿いでは，厚さ 30 cm および 15 cm の二枚のピソライトをはさんでいる。上位の厚さ 30 cm のピソライトには豆石の大きさによる分級がみられ，下では大きく上で小さくなる。全体に細粒部を除き層理は明瞭でないが，ぼんやりとしたラミナがみられる。

v) 八つ田火山礫凝灰岩部層 (Hatta member)

八木山砂岩礫岩層の上位に重なる玄武岩質火山礫凝灰岩を独立した一つの部層として，取扱い，八つ田火山礫凝灰岩部層と呼ぶことにする。津川南部の東小出沢に露出する花立凝灰岩部層より下位の玄武岩質火砕岩（新潟県，1970）と岩質的にはよく似ている。

〔模式地〕 八つ田付近および宝川の沢。

〔分布〕 分布地域はせまく八つ田付近および宝川の沢流域にかぎられる。

〔層厚〕 厚いところで約60m，八つ田では薄くなる。

〔下位層との関係〕 八木山砂岩礫岩部層の上部に玄武岩の火山礫がまじり，やがて礫や砂が少なくなるといった漸移関係が八つ田部落西の沢ぞいの露頭でみられる。

〔岩相〕 ガラス質玄武岩の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩，および同質の凝灰岩よりなる。中心部の新鮮なものでは黒色ないし暗緑灰色を呈するが，風化すると暗褐色のきたない色をしめすかなりもろい岩石である。部分的には変質してあざやかな緑色を呈する。多くの部分で礫岩や砂岩がまじっている。玄武岩礫には鉄サポナイトよりなる暗緑色のアミグダルが多数みられ，また，カルセドニーのアミグダル

もしばしばみられる。

vi) 宝川砂岩泥岩部層 (Hohkawa member)

地域の東部に発達し、福取緑色凝灰岩部層と一部同時異相、一部上位に重なる関係をもつものと考えられる砂岩泥岩およびそれらと凝灰岩の互層する地層を宝川砂岩泥岩部層とした。鈴木ら (1968) は宝川付近の砂岩泥岩層を縄沢層下部とし、福取緑色凝灰岩部層に対比される荻野層の上位に重なるものとしている。

〔模式地〕 八つ田から宝川にいたる新国道および宝川の沢。

〔分布〕 新潟—福島県の境から福島県側に分布する。すなわち、福取—古惣座山の基盤の高まりの東側にのみ分布する。

〔層厚〕 上限がおさえてないので全体の厚さは不明であるが、100m+

〔下位層との関係〕 砂岩、玄武岩質火山礫凝灰岩、緑色凝灰岩の上に整合的に重なっている。緑色凝灰岩とは一部同時異相の関係にある。

なお、本層と基盤の間にある薄い砂礫岩層は前述の通り八木山部層に含ませているが、基盤にアバットあるいはオーバーラップする地層に付随して発達する岩相で、八木山部層と同層準でないこともありうると考えている。

〔岩相〕 泥岩・砂岩・凝灰岩の数 10 cm～数 m 単位の不規則な互層からなる。全体としては量的に砂岩が多い。

砂岩は粗粒なものから細粒なものまであり、一般に凝灰質で緑色をおびた灰色を示す。粗粒なものはアルコーズ質でクロスラミナがしばしばみられる。淘状は比較的よい。砂岩には一般に黒雲母片が非常に多く、炭質物も多数含まれている。

泥岩は暗灰色凝灰質で魚のウロコの化石をしばしば含んでいる。凝灰岩は砂質で緑色のことが多いが、細粒淡黄色の泥質のはさみもよく発達する。粗粒部分には、緑色ガラスパッチや緑色軽石片が含まれている。

2) 新谷川地域

最下部には著しい礫岩層が発達する。この礫岩を主体とする下部、緑色凝灰岩を主体とする中部、アルコーズ砂岩を主体とする上部の三つに大きく分けることができる。津川地域とのつながりが明確になっていないこともあり、各部層にまだ名称を与えていない。新谷川では、津川層は三川層と同様に N 30°W—60°W の走向をもち、南西に 20° 内外の傾斜を示している。

〔模式地〕 下部層について新谷川本流および鹿の又沢。中部・上部層については新谷川本流および旧三川鉾山に至る大谷川。

〔分布〕 この地域の西半分に広く分布する。

〔層厚〕 新谷川本流における各層の厚さは柱状図に示した通りである (第 4 図)。

〔下位層との関係〕 三川層の記載の項で述べたように、下位の三川層と津川層の間には構造的に大きな差異は認められず、また津川層直下の凝灰岩はよく連続し、剝された様子はみられない。鹿の又沢では凝灰岩中に礫岩が挟在している。これらの事実からこの地域では三川層と津川層は整合であると判断される。しかし、急激に多量な礫岩を堆積させていること、他の地域では津川層の礫岩が基盤を直

I.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）

接おおってくることなどから三川層堆積期から津川層堆積期にかけて大きな変動があったことを示している。また、礫として三川層下部の安山岩類が含まれており、しかも亜角礫であることから、一部は近くに供給源として露出していたと考えられる。

〔岩相〕 上部，中部，下部の三つに分けて記載する。

下部：柱状図に示したように下半部，層厚にして約 110m は礫岩よりなり，上半部，層厚にして約 120m は砂岩・礫岩・泥岩・凝灰岩よりなる。津川地域における八木山砂岩礫岩部層に対比されるものと思われる。

比較的良好に円磨された基盤の古生層礫を主とする巨礫岩が最下位にあり，上位になるにしたがい礫径が小さくなる傾向がある。礫径は最大 60 cm で，最下位においては人頭大のものが多く，礫種は古生層の粘板岩・砂岩・チャート・ホルンフェルス・輝緑凝灰岩（玄武岩）のほか花崗岩がある。その他，わずかに三川層のものと思われる“粗面岩”組織をもつ安山岩，流状構造の発達する流紋岩などがある。安山岩は亜角礫で，肉眼では緑色凝灰岩によく似ている。チャートも角礫に近いものがまれにみられる。基質はアルコーズ質砂岩で暗赤褐色を示すことが多い。

新谷川と鹿の又沢を較べた場合，鹿の又沢の方が礫岩層が厚く，礫径も上位まで大きい傾向にある。新谷川では下位 60m は礫径が比較的大きいが，その上位では急激に小さくなる。

上半部は暗赤褐色のアルコーズ質粗粒砂岩を主体とし，黒色シルト質泥岩と砂岩のこまかい互層，礫岩，凝灰岩を挟在する。全体に炭質物がかなり含まれている。凝灰岩は淡緑色ないし灰白色を示し，粘土化している。

中部：緑色凝灰岩を主体とし，20 cm 内外の厚さを単位にするアルコーズ砂岩と暗灰色シルト質泥岩の互層を挟在する。津川地域における福取緑色凝灰岩部層に対比されるものと思われる。津川地域よりも凝灰岩層の厚さが減少している。旧三川鉦山付近でふたたび厚さを増す。

凝灰岩には緑色のグラスパッチが多く含まれ，全体に砂質で，津川地域の緑色凝灰岩と較べると，青味が弱く，色が鮮明でない。

旧三川鉦山付近ではこの層準と思われるところに変朽安山岩の溶岩が知られている（長沢，1951）。この地域では，津川層の安山岩の活動は旧三川鉦山付近に限られることになる。

上部：粗粒のアルコーズ砂岩を主体とし砂質泥岩・礫岩・凝灰岩を挟在する。炭質物を多く含み，炭層をはさむこともある。

上部層の最上部と中部に厚さそれぞれ 30m，50m のまとまった凝灰岩がはさまれている。中部のものは南部にいくと真珠岩溶岩に移化する。

3) 鹿瀬地域

この地域はまだ十分に調査していないので問題がある。地質図に示した部分はおもに下部の砂岩層が分布する。この地域では，アルコーズ砂岩が卓越し，礫岩の発達が悪い。下部層の層厚は約 250m である。前に述べたように津川層と三川層の関係をつかむのに重要な地域であるので今後調査をすすめた

い。

〔化石〕 鹿瀬草倉鉦山選鉦場跡上流より下記の植物化石を産出する。

Liquidambar Endoi Suzuki

Liquidamber cf. formosana HANCE

Machilus cf. protojaponica SUZUKI

Zizyphus miojuba HU and CHANEY

Quercus sp.

〔従来の見解との比較および問題点〕

i) 新谷川に発達する礫岩層について

西田・津田 (1962) は新谷川沿いに顕著に発達する礫岩層を、津川層の下位をしめ三川層群を不整合におおうことから、“岩船層”相当層とし台島階に対比している。池辺 (1953) は津川層の最下部におき、坊城ほか (1966) も津川層にふくめている。非常に顕著な礫岩であるので目立ちやすいが、津川層から分けて一つの累層とする根拠はない。津川層の緑色凝灰岩の層準からつなげれば、その下位をしめることから、津川層下部とすることが妥当である。なお、礫岩層をもって津川層基底としたことは、津川盆地の陥没ともなう堆積物の最初のもつと判断されるからである。

ii) 野沢盆地とのつながり

従来、野沢盆地との連続ができなかったが、今回の調査によって県境付近で岩相が著しく変わることによってその原因のあることが明らかとなった。岩相が変わる部分は断面図に示したように、基盤の高まりを境にしており、この高まりが NW—SE 方向をもち津川盆地と野沢盆地をわけていると考えられる。鈴木ほか (1968) は宝川付近の砂岩泥岩層を縄沢層下部とし、荻野層の上位にしているが、一部同時異相の関係にあるものと思われる。

iii) 下位層との関係

従来、不整合とされてきたが、三川盆地では新第三系の三川層と整合的に重なっているものと判断される。しかし、三川層の安山岩を礫として含むことから、三川層の一部は、あまり遠くないところですでに侵食をうけていた。一方、津川盆地では直接基盤の古生層の上のり、しかもアバットしていることから、津川期の断裂が基盤に生じたときの不整合と思われる。したがって、この部分では三川層は欠除しているか、きわめて薄いものと考えられる。前の時代から引きつづく堆積盆では整合的ではあるが、津川期の運動が堆積物の岩相に反映しているものとみなされる。また、この両者のつながりの部分が問題であるが、現在のところまだ明らかにされていない。鹿瀬地域で三川層を津川層が大幅に切っていることも全体の分布からは想定されるので、鹿瀬地域の検討が必要である。

2.2.3 新谷層 (Araya formation)

本地域の第三系の最上部をしめ、泥岩を主とした地層で、藤田 (1949) の栗瀬層に対比される。

〔模式地〕 旧三川鉱山いたる大谷川下流。

〔分布〕 新谷川地域の西部および津川地域の西部に分布する。

〔層厚〕 上限が不明であるが、100m 十。

〔下位層との関係〕 整合である。

〔岩相〕 暗灰色の砂質泥岩を主体とし、細粒砂岩、ベントナイト化した凝灰岩の薄層を多数挟在する。最下部には地域によって海緑石が発達する (吉村・佐々木, 1963)。

1.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）

2.2.4 流紋岩

本地域には津川層を貫く流紋岩が多数みとめられる。岩脈は大部分 NW—SE 方向の延びをもっている。この方向は津川盆地を規制している方向に一致している。

斑晶として石英を含むものと含まないものがあるが、量的には後者が圧倒的に多い。一般に流理構造がよく発達しており、しばしば赤褐色を呈する。

3. 地質構造

この地域の地質構造をわかりやすく表わすために、山地をけずり取ったときに予想される平面的な地質の分布を示した（第1図参照）。図から明らかなように新第三系には鹿瀬—棒掛山を結ぶ NNE—SSW 方向で南に沈下する軸をもつ背斜構造がみられる。この構造は鹿瀬断層により切られており、東側には連続しない。また、鹿の又沢から旧三川鉱山にかけてドーム状背斜構造があるが、背斜部が断層によって切られている。

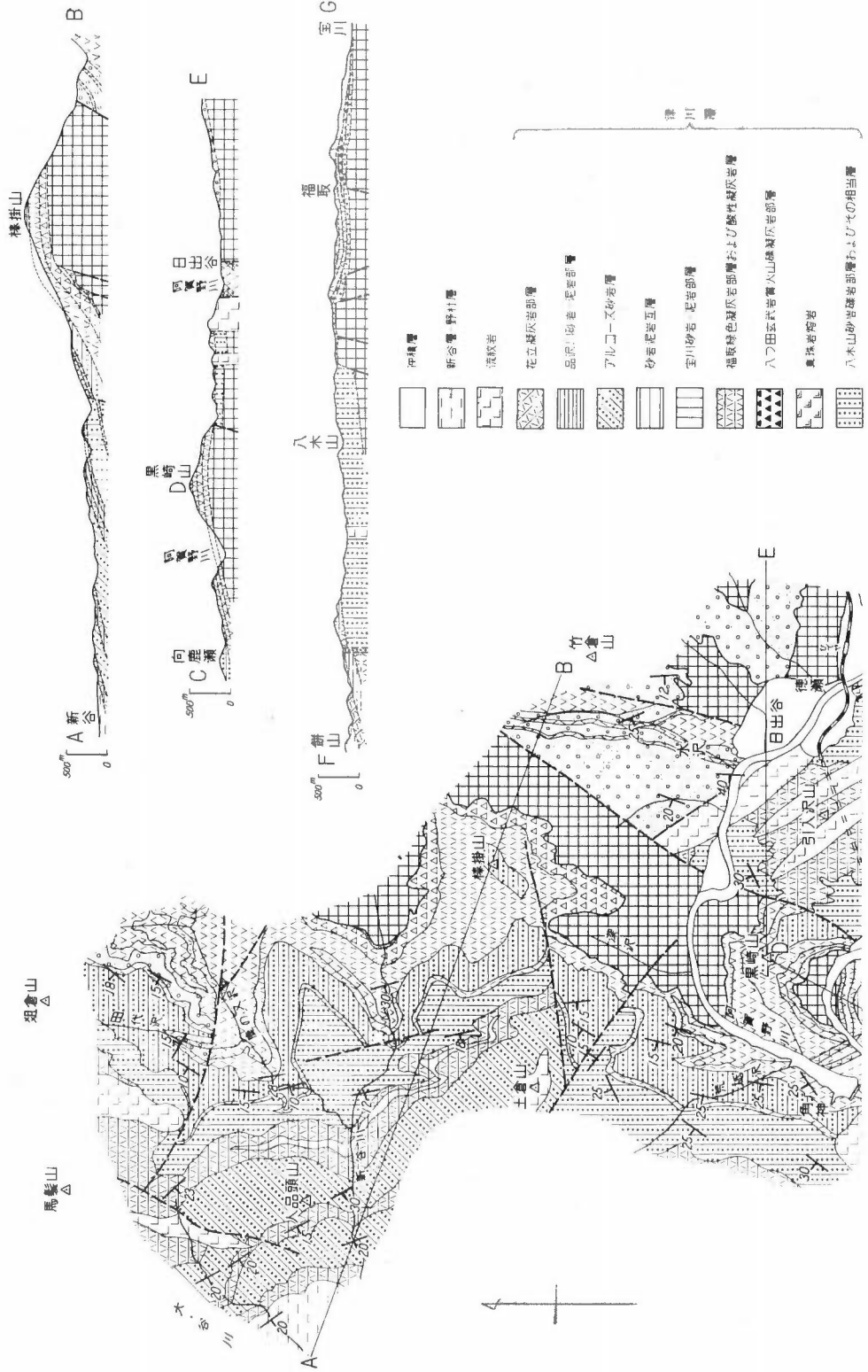
この地域には多くの断層があるが、大きな落差をもつものは鹿瀬断層、日出谷断層、水沢断層である。鹿の又沢断層および土倉山断層は落差は大きくないが、堆積盆の中の小さな単元の境目に生じており、運動の相違を反映しているものと解釈される。

鹿瀬断層はみかけ上北西側があがっている逆断層であるが、第三系の分布から予想される変位は、断層の南西側が北東に移動した横ずれ的なものである。つまり、北西側が斜めにおしあげているようなブロックとしての動きが想定される。このように考えると、つぎにあげるいくつかの点が合理的に説明できる。つまり、津川盆地の北縁を画する NW—SE 方向の流紋岩岩脈が直線的に延ばすと棒掛山の古生層の中に期待されるが、実際には大きなものはない。これを相対的に南にずらして鹿瀬付近まで移動させると津川町北部の流紋岩と連続性が出てくる。20万分の1新潟県地質図では津川町南部の向斜軸が鹿瀬断層の延長部でずれているが、上に述べたような動きを与えると連続する。鹿瀬断層付近を境にして、津川層の層相が凝灰岩を主とする津川盆地からアルコーズ砂岩の多くなる三川盆地に変わることは意味のあることと思えるのである。

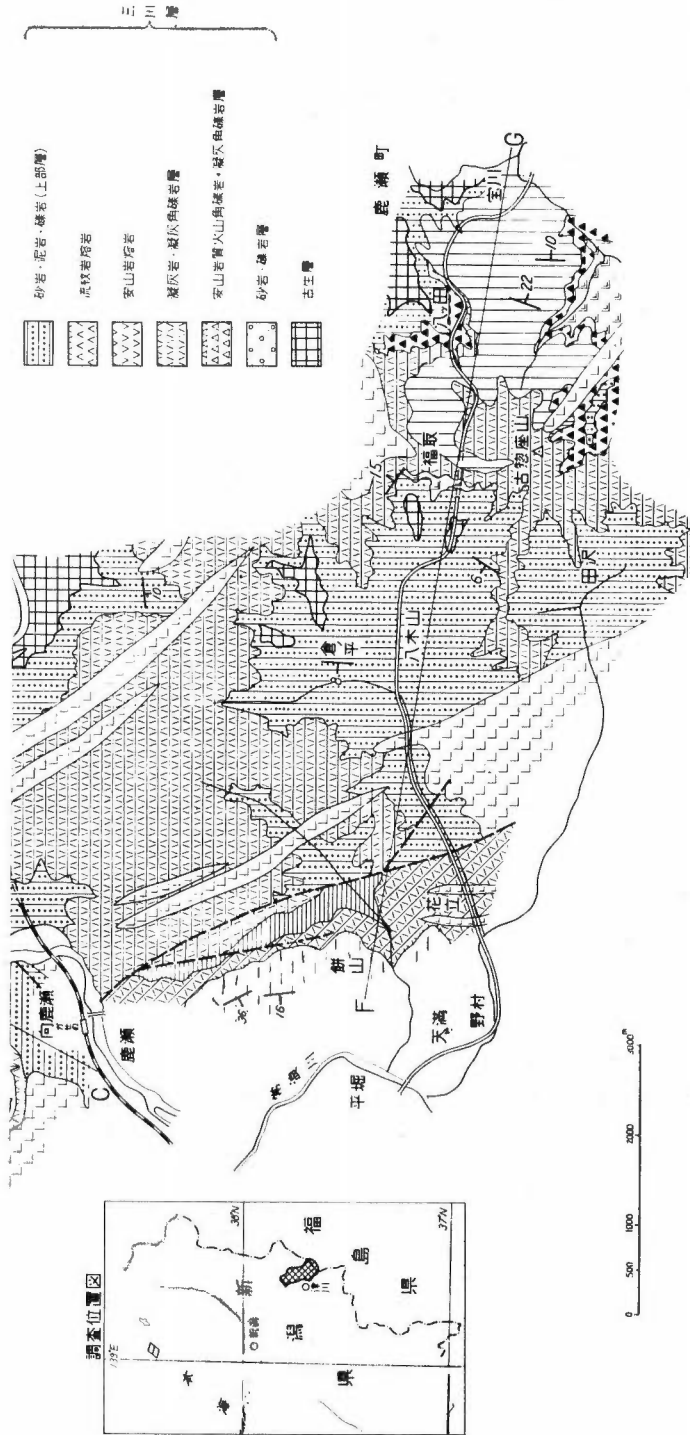
日出谷断層は津川層と三川層および基盤を境する断層で NW—SE 方向をもっており、津川盆地を規定する北縁となっている。この NW—SE 方向は津川層の堆積盆を規制する一般の方向で、基盤の陥没帯や隆起帯の分布、流紋岩の貫入方向によりよく示される。あとから再活動している可能性はあるが、基本的には津川盆地発生時の基盤の断裂方向を示すものである。NW—SE 方向の構造は西田（1958）によって指摘されたことではあるが、蒲原平野（片平、1969）から会津盆地（鈴木ほか、1968；島田・伊沢、1969）までよく追跡できる。

水沢断層は性格が明らかでないが、三川層の傾斜が断層を境にして急激に変わっており、火山岩が断層にそって分布する。その NNE—SSW の方向は台島期に想定される断裂帯の方向（高浜・吉村、1969）に一致していることは興味深い。

津川盆地北縁から赤谷にかけての津川期～七谷期の酸性火山活動帯と予想される断裂帯は NW—SE の方向性をとるが、連続しているわけではなく、雁行的配列をしている。



1.1 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系（吉村・若林・高浜・小沼・滝沢）



第5図 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部地質図および同断面図

(注) 土倉山南東の断層には含まれている三角の、三川層上部とある地層は、その後津川回研の調査により津川層下部の八木山部層に相当することが明らかとなった。この部分は基盤とは断層で接する。

文 献

- 青柳信義・坊城俊厚 (1966) : 飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について (その 1 新潟県津川町付近). 地質調査所月報, vol. 17, p. 451-458.
- 坊城俊厚・青柳信義・鈴木泰輔 (1966) : 飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度 (その 2 新潟県三川村およびその周辺地域). 地質調査所月報, vol. 17, p. 459-471.
- 藤田 和夫 (1949) : 新潟県津川盆地の第三系. 地質学雑誌, vol. 55, p. 199-204.
- 長谷川美行・高野 修 (1969) : 新潟県津川付近の古生層. 地質学会76年会討論会資料「グリーンタフに関する諸問題」, p. 73-76.
- 池辺 稔 (1953) : 最近の探鉱成果 新潟・長野地区. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 25-42.
- 井上絢夫・松井 寛・小松 彊・立花栄一 (1969) : 新潟県赤谷含炭地地域地質図説明書. 日本炭田図, 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. 石油技術協会誌, vol. 34, p. 249-256, p. 314-319.
- 長沢敬之助 (1951) : 新潟県三川鉱山の地質と鉱床. 地質学雑誌, vol. 57, p. 357-365.
- 新潟県 (1969, 1970) : 新潟県常浪川上流地域黒鉱鉱床調査報告書, その 1, その 2.
- 西田 彰一 (1958) : いわゆるグリーン・タフ地域にまつわる諸問題. 新生代の研究, no. 27, p. 8-21.
- ・津田禾粒 (1962) : 東蒲原郡の地質. 新潟県文化財年報, no. 4, p. 1-10.
- 島田昱郎・伊沢寿昭 (1969) : 只見地域の地質. 福島県地質調査報告書 5 万分の 1 図幅「只見」. 福島県.
- 島津光夫・吉村尚久 (1971) : 新潟県東部のグリーンタフ. 地質学会東北支部会報, no. 1, p. 6-7. (演旨).
- 杉山 隆二 (1956) : 第三紀火成活動と地殻運動との関係——新潟県下の第三紀火成活動の調査研究——. 地学雑誌, vol. 65, p. 8-15.
- 鈴木敬治・八島隆一・吉田 義・西村新六・真鍋健一・小林昭二 (1968) : 野沢地域の地質. 福島県地質調査報告書 5 万分の 1 図幅「野沢」. 福島県.
- 鈴木 雄一 (1970) : 赤谷鉱山付近の地質と銅鉱化作用. 鉱山地質, vol. 20, p. 276-294.
- 高浜信行・吉村尚久 (1969) : 新潟県北部のグリーンタフ (予報). 地質学会76年会討論会資料「グリーンタフに関する諸問題」, p. 105-115.
- 吉村尚久・佐々木邦夫 (1963) : 津川産七谷層基底の海緑石について. 地質学雑誌, vol. 69, (演旨).
- ・小沼静代・高浜信行・若林茂敬 (1970) : 新潟県三川盆地の新第三系. 地質学雑誌, vol. 76, p. 71 (演旨).

**Neogene Tertiary in the Mikawa and the Northern Part
of the Tsugawa Basin, Niigata Prefecture**

Takahisa YOSHIMURA, Shigeyuki WAKABAYASHI, Nobuyuki TAKAHAMA,
Shizuyo ONUMA and Hiroo TAKIZAWA

The Neogene Tertiary in the surveyed area is divisible into three formations in descending order, as follows:

Araya formation

Tsugawa formation

Mikawa formation

The Mikawa formation lies unconformably above the Paleozoic rocks and is divisible into three members. The lower member consists mainly of andesitic lava and its pyroclastic rocks with thin basal conglomerate. Sometimes andesite shows trachytic texture. The middle member consists of acid pyroclastic rocks containing welded tuff, while the upper member of alternations of sandstone and shale occasionally intercalated by conglomerate. Fossils of leaves and molluscas are found in the upper member. Judging from the fossils the Mikawa formation is correlatable with the Daishima stage.

The Tsugawa formation develops mainly in the depression zone which extends in NW-SE direction. In this zone acid volcanism is violent. This formation also unconformably overlies the Paleozoic rocks, and is divisible into four members. The lowest member is composed of sandstone and conglomerate. The middle of the other three members is composed of sandstone and siltstone, while other two members are of acid pyroclastic rocks.

The Araya formation is composed of taffaceous mudstone and conformably overlies the Tsugawa formation.

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造

三梨 昂*・宮下美智夫*

要 旨

層序については、この地域は新潟地区新第三系の標準層序の1つである七谷層の模式地があることから、七谷層を含め、主として新第三系の下部の層序、層相変化を記載した。また地質構造からは、この地区は基盤岩の分布する東側の隆起帯と油田第三系の分布する西側の沈降盆との2つの地区にまたがった地域である。この境および後者では NNE の一般走向をもつが、このほかに、これと直交する NW 性の地溝(幅約 10 km)があることが、地層の分布、層相変化、火山活動の形態から推定される。

この地溝は、油田第三系の初生段階に発生して、グリーンタフの発達を規制し、また1つの造山期と目される椎谷期、および魚沼堆積後一先矢代田期などの主要構造期には再活動の型式で発達した。褶曲運動や堆積運動は前述の2つの方向の断裂による基盤のブロック運動により規制されたものと考えられる。

1. ま え が き

本地域は、新潟地区における油田第三系の堆積盆の東縁部にあっており、層序学的には、新潟地区の標準層序の七谷層(硬質頁岩)の模式地があり、またその下位には、津川期のグリーンタフが厚く堆積し、油田第三系下部の層序が模式的に発達する地域である。また構造地質学的観点からは、この地域の東部には、基盤岩類が分布する隆起帯がありその西隣には、ほぼ NNE の一般走向で褶曲する油田第三系の堆積盆がある。これら両者を分ける NNE 方向の境は、“新発田一小出線”(山下, 1955)と名付けられている。

基盤岩類が分布する隆起帯は、各期のグリーンタフの主要な発達の間であり、とくに津川期のグリーンタフの発達は、NW 方向の断裂に規制され、地溝部に厚く発達する。

このように、この地域は、NNE と NW 性の断裂系の交錯する地域に当たっている。

筆者らは、以前からグリーンタフの発達の段階から次ぎの硬質頁岩層の堆積期に移行する過程について、とくに注目して調査を行ってきたが、小論は、この地域の層序や地質構造を記載し、その構造発達史を論じたものである。

つぎに、この地域付近の地質に関する調査・研究についてみると、千谷好之助(1919)の新潟県加茂油田図、松沢 勲(1940)の塩谷油田図があり、また橋本克巳(1941)の加茂一七谷地区、横山次郎(1948)の七谷地区の研究および大村一蔵(1928)の越後油田の地質全般についての研究がある。また大縮尺の地質図としては石油開発審議会編(1949)による新潟県内の20万分の1地質図、三土知芳ほか7名編(1955)新潟県地質産産図(20万分の1)、斎藤正次ほか5名編(1962)の地質産産図(20万分の

* 燃料部

1.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

1) がある。また最近茅原一也ら（1967）、島津光夫ら（1968）による五十嵐川上流地区の地質図（2万5千分の1、1万分の1）があり、これらの北隣地区には筆者ら（1970）の油田・ガス田図、七谷2万5千分の1がある。

小論に付した七谷—大谷川—守門岳—^{あがらま}破間川上流に至る地域の地質図は、茅原ら（1967）、島津ら（1968）、三梨・宮下（1970）、鈴木尉元・影山邦夫（1974）、井島信五郎（1974）を引用し編集したものである。

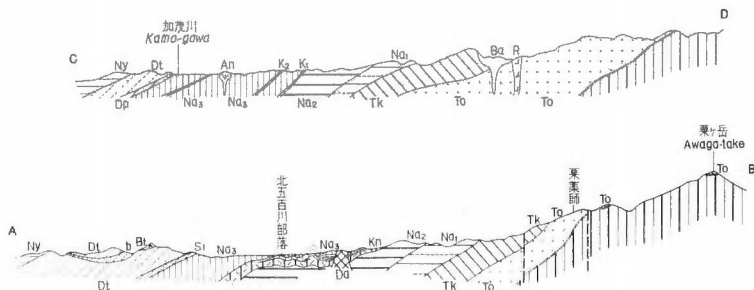
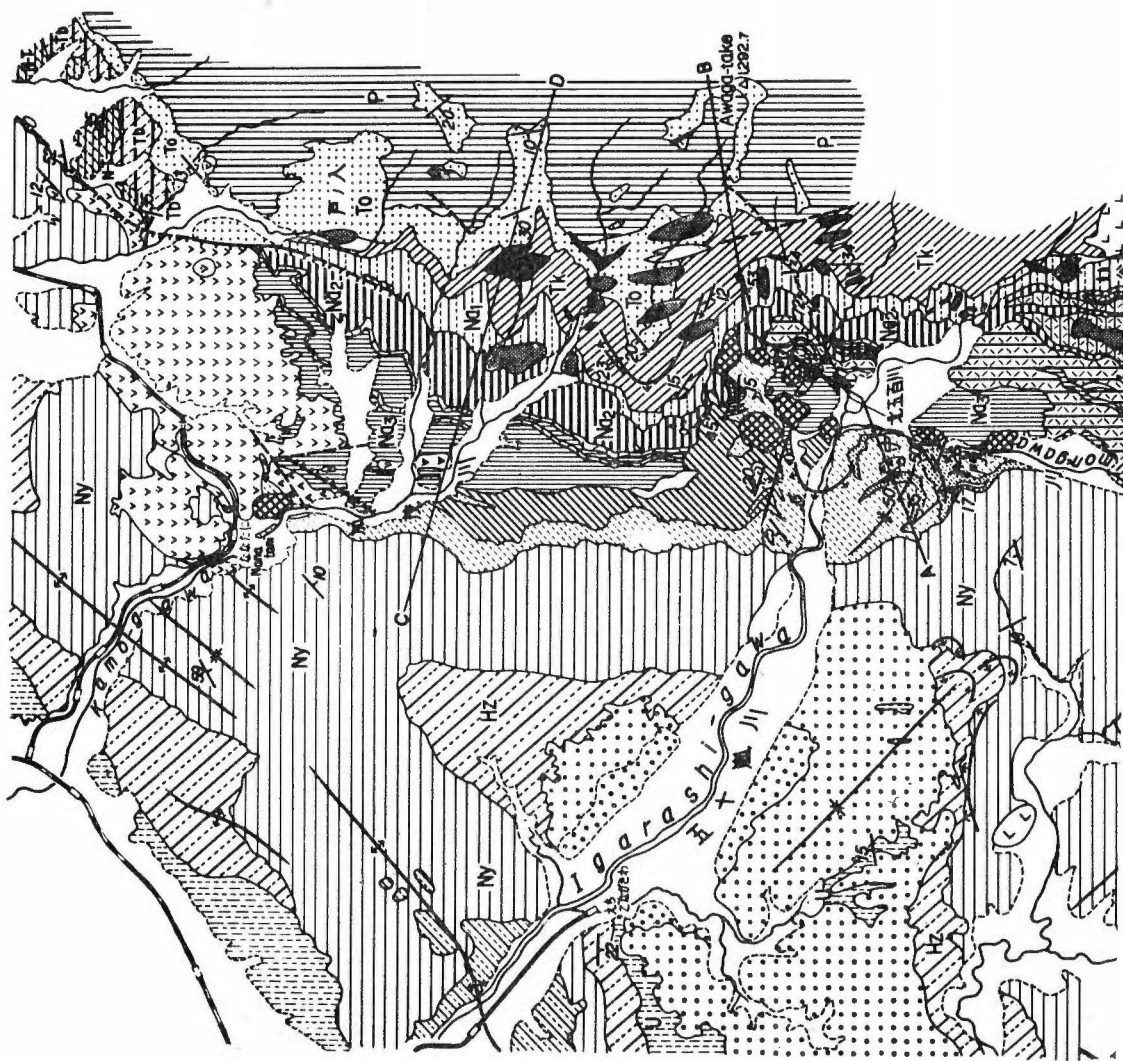
小論をまとめるにあたり、新潟大学の西田彰一氏、茅原一也氏、島津光夫氏、吉村尚久氏には野外においてまた室内で種々御教示を頂いた。とくに島津光夫氏には、グリーンタフ層準についての色々の点について私信による御教示を頂いた。東京大学の内尾高保氏には有孔虫調査の未発表資料を頂き、また当課の井島信五郎、鈴木尉元、島田忠夫、影山邦夫、小玉喜三郎の諸氏には野外・室内ともに御世話になった。なお結果については、東京教育大学の藤田至則氏をはじめ構造地質研究会の方々には種々御討議を頂いた。これらの方々には謹んで謝意を表する。

2. 地質概説

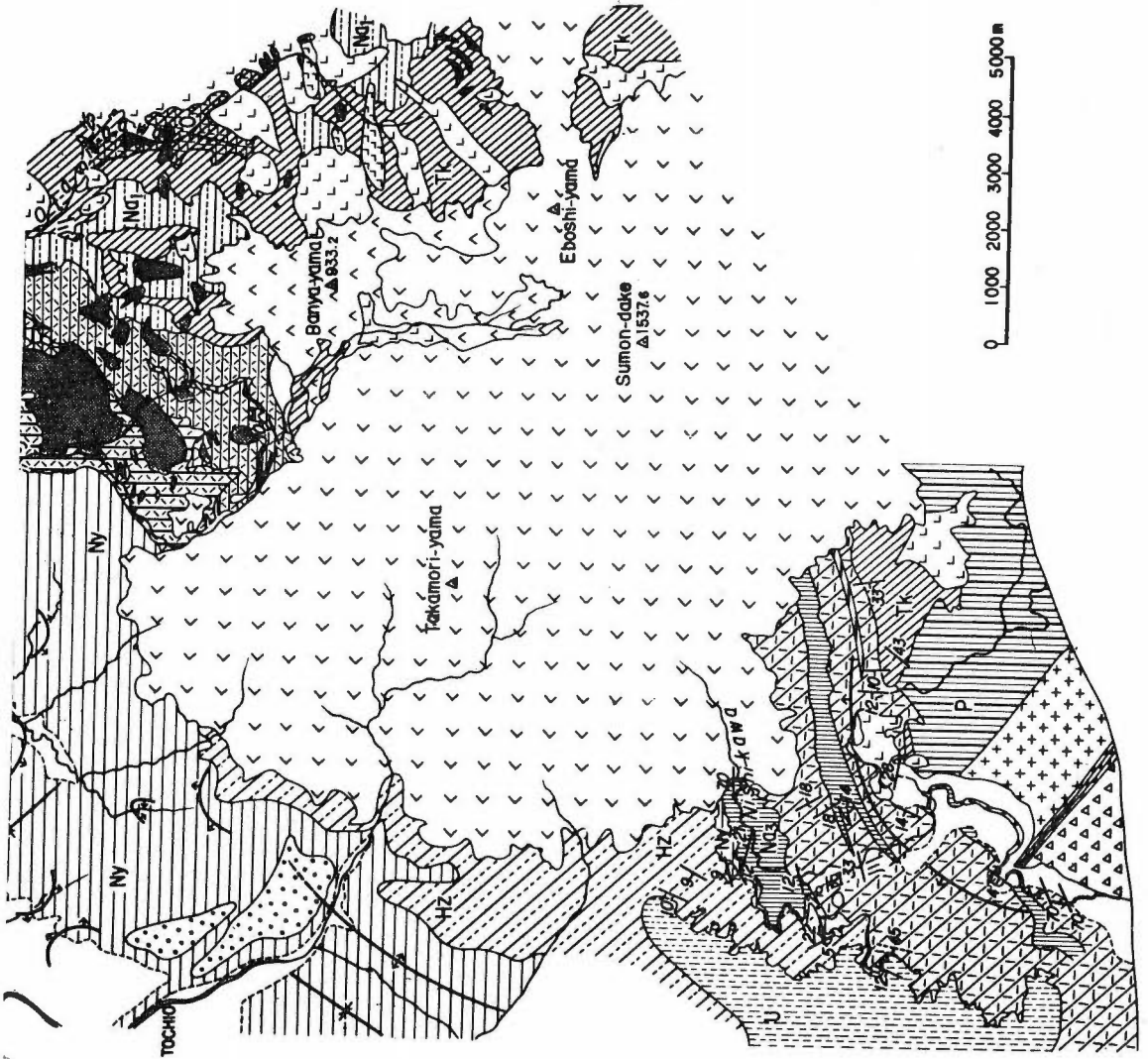
この地域に発達する地層の層序は第1表のようであり、地質図は第2図に示した、なお記載の都合から、この地域を、北部、中部、南部の3つに区分しておく。すなわち、五十嵐川—北五百川より以北を北部、これより守門岳までを中部、守門岳以南を南部と呼んでおく。なお本地域の地質のうち地質構造、分布などの詳細について、検討されるむきは北部および中部の一部については、筆者ら（1970）の

第1表 七谷・大谷川流域地区層序表

層序区分 (三梨・宮下)		標準 層序と対比
	魚沼層	魚沼層
	灰爪層	灰爪層
	西山層	西山層
	土倉火山角礫岩	
	石英安山岩・同凝灰岩層	椎谷層
七谷層	暗灰色泥岩層	寺泊層
	硬質頁岩層	七谷層
	硬質頁岩・凝灰岩互層	
大谷川層	高柳凝灰岩層	津川層
	大江緑色葉層状凝灰岩層	
	戸ノ入礫岩層	
先 第 三 系		

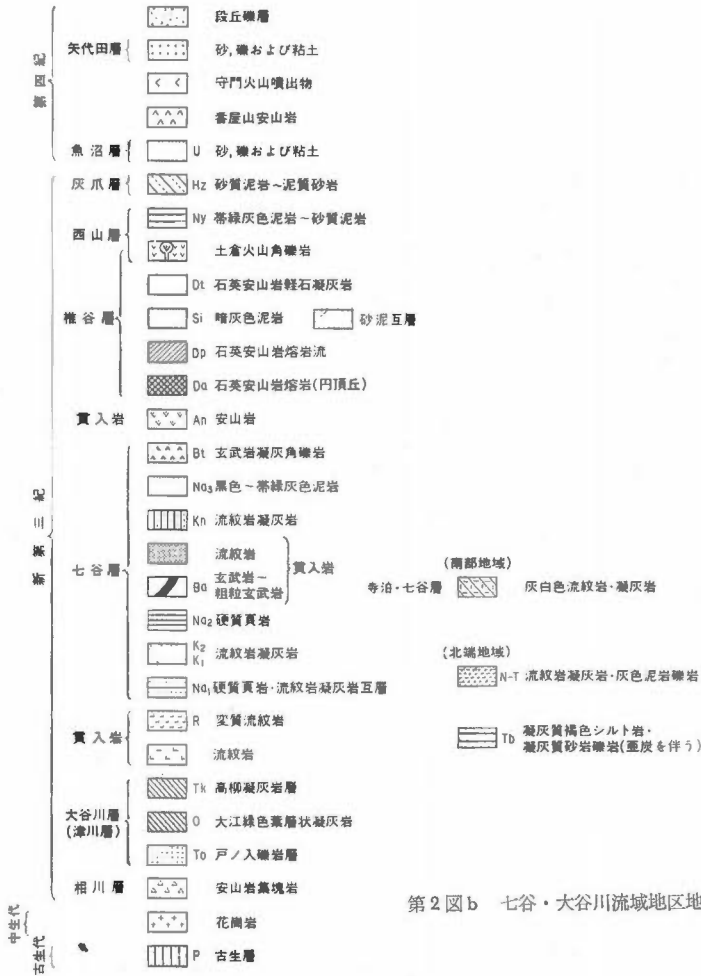


I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造 (三梨・宮下)



第2図a 七谷・大谷川流域地区地質図 記号の説明は次頁

地質調査所報告 (第 250-1 号)



第 2 図 b 七谷・大谷川流域地区地質図の記号説明

油田・ガス田図七谷, (2万5千分の1), また中部は茅原ら (1967) (2万5千分の1), 島津光夫ら (1968) (1万分の1) の地質図, 南部における破間川ルートについては, 井島 (1974) を参照されたい。

東三条市からほぼ南東方へ遡る五十嵐川沿岸地域および同河川の上流地域では, 七谷層の基底, 西山層, 灰爪層, さらに魚沼層の分布が示すように, 一般に油田方向と呼ばれる NNE 性の褶曲方向とほぼ直交する NW 性の軸をもち, 西に開いた半盆状の構造 (以下五十嵐川半盆地状構造とよぶ) がある。

またその南隣地区, すなわち守門岳をへて南方の破間川上流地区で, 破間川支流の西川が南流から西流に変ずる付近では, 七谷層から西山層までの地層の分布が, 河川の上流へ向って, NNE の一般走向から, ほぼ EW 方向に走向を転じ, 基盤側に食込んで分布する。この全体の構造は, 守門岳の第四紀火山に被われて, 詳しい構造は不明であるが, 守門岳の北麓から, 破間川上流西川の前記地点までの単元は五十嵐川半盆状構造と同様な形態をとるものと推定される。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

これらのことから、五十嵐川上流の北五百川地域から破間川上流に至る、幅約 20 km におよぶ地域は、七谷層以上の地層が、基盤側に食い込んで分布している地域であり、構造的には、西へ開いた NW 性の半盆状の構造が 2 つ併走する地域と考えられる。

また五十嵐川半盆状構造内には、この NW 性の構造にほぼ平行な軸長の短い (2 km 以下) 数条の褶曲構造がみられる。

上述のように、巨視的には西部は NNE の一般走向で褶曲する堆積盆であり、東部は、基盤岩、グリーンタフが全体として同じく NNE の方向に分布する隆起帯 (大複背斜) に含まれ、両者を分ける、ほぼ直線的な境は、新発田一小出線 (山下, 1955) と呼ばれているが、本地域のうち北部と南端部をのぞく大部分は、NW 性の構造が支配的である。

本地域に新潟地区油田第三系の標準層序の一つである七谷層 (硬質頁岩) の模式地があり、またその下位には津川層に対比される大谷川層 (緑色凝灰岩, 基底礫岩) が厚く分布し、本地域は新第三系下部層の模式的に発達する地域である。

七谷層の岩相層序は下位から硬質頁岩と凝灰岩層の互層 (Na1), 硬質頁岩 (Na2), と暗灰色泥岩 (Na3) の 3 つに区分される。七谷層上部層 (Na3) は、後で述べるように模式地における寺泊層の上部に対比される層位であるが、本部層は、地域的には、西山層の岩相と類似する帯緑灰色のシルト岩を挟在する。その上位には椎谷期と推定される、石英安山溶岩および火砕岩層が下位の層位を切って不整合に重なり、さらに西山層、灰爪層が累重する。また西山層の基底も、あとで述べるように不整合関係にあるものとする。

本地域の北端部では、椎谷期の末期から西山初期にまたがる土倉角礫凝灰岩層が下位の七谷層までを不整合に覆って分布する。

また、中部から南部地区にかけての地域には、第四紀に活動した守門岳の火山岩類が厚く分布する。

七谷層の下位には、標準層序の津川層に対比される、大谷川層が分布する。大谷川層は上位から下位へ、高柳凝灰岩、大江緑色葉層状凝灰岩および基底の戸ノ入礫岩層からなり、そのうち前 2 者の淡緑色ないし緑色凝灰岩は、本地域中部の五十嵐川上流、大谷川流域を中心として模式的に分布する。ただしこれらの地区では、その下限はみられない。

本地域北部では、基底の戸ノ入礫岩層が厚く分布し、その上位には、大江緑色葉層状凝灰岩を欠き、高柳凝灰岩が累重する。

戸ノ入礫岩層といわゆる古生層との不整合関係については、詳しくは後述するが、分布からアバット関係にあるものとする。

また高柳凝灰岩層 (Tk) は、五十嵐川半盆状構造外の北側では急激に層厚を減じ、本地域の北部で尖滅する。またさらに北端部ではこの層準の延長層準から上位の層位には、流紋岩質凝灰岩、泥岩、礫岩からなり亜炭を挟在する (Tb) 層、(T—N) 層が分布する。

(Tb) 層、(T—N) 層は筆者らは七谷層最下部 (Na1) と下部 (Na2) の一部の異相と考える。

しかし、上記したように特異な岩相を示し、また比較的軟弱な岩相を呈することから、従来これらを、西山層 (Ny) の異相とし、基底礫岩層 (To) をも西山層の基底礫層とする見解や、これらを七谷層の異相とし、基底礫岩層 (To) を七谷層の基底礫岩とする見解などがあるが、これらについては、項を

改めて述べることにする (4. 参照)。

以上が北部地区内での層相、分布の概要であるが、北部地区から中部地区へかけての層相、分布について述べる。

大谷川層については、中部地区の大谷川流域付近では、高柳層 (Tk) とその下位に緑色葉層状凝灰岩が厚く発達することは前にも述べたが、七谷層下部 (Na2)、および七谷層上部 (Na3) (寺泊層に対比) についても、北部地区内の北五百川付近から南方の塩野淵へ向い、火砕岩層の発達が著しいが、さらに中部地区ではその発達が著しく、一方泥岩部が薄化し、七谷層、寺泊層の大部分の層位が火砕岩によって占められる。

ついで七谷層 (Na1, Na2)、寺泊層 (Na3) とそれらが側方に移化する火砕岩と下位の大谷川層の凝灰岩とを比較すると大谷川層のものは一般に淡青緑色～灰緑色を呈し、変質も進んでいるのに対し、七谷層 (Na1, Na2) 層準のものは一般に白色～淡黄色、およびわずかに淡緑色を帯びた、パーライト質溶岩、流紋岩質火砕岩からなり、両層の角礫凝灰岩 (雨生沢) については、一部区別しがたいものもあるが、一般的には両層は緑色化にはっきりした違いを示している。また寺泊層 (Na3) の層位のもの是一般に白色を呈し、淡緑色を帯びた流紋岩質凝灰角礫岩、ガラス質凝灰岩などからなるが、粘土化の程度は七谷層のものに較べて軽微である。

中部地区の南部は守門岳の第四紀火山に被われるが、さらに南方の^{まおるま}破間川流域でも前述の寺泊・七谷層の層位の大部分は前述と同質の火砕岩によって占められている。

このように本地域の北部の南限から中部の大谷川、守門川の上流地域、および守門岳をへて魚野川支流の破間川流域にわたるほぼ南北の地帯、構造的には新第三紀と基盤岩類の境界付近 (新発田一小出線 [山下1955]) では、七谷層、寺泊層の層準の大部分は流紋岩質の火砕岩によって占められる地域となっている。

3. 層序各説

3.1 大谷川層 Otanigawa formation

茅原一也ほか9名 (1967)、島津光夫ほか8名 (1968) 命名。

本層は、下位から戸ノ入礫岩層、大江緑色葉層状凝灰岩層、高柳凝灰岩層からなり、後2者の凝灰岩層は、五十嵐川上流およびその上流の大谷川流域に模式的に分布する。また基底礫岩は本地域北部の戸ノ入を中心に分布する。

「対比」岩相層序および有孔虫化石から標準層序の津川層に、また秋田地区の西黒沢層に対比される。

【備考】 新潟地区油田第三系の標準層序である津川層と七谷層は模式地が隔っていることから、これらの層序の細かな検討を行なう場合には問題が残ることが多い。本地域では、緑色凝灰岩の発達が良く、また露出条件に恵まれていること、七谷層の模式地に近く、その層序関係が確かなことなどから、大谷川流域が標準層の模式地として適当と考えられる。この点については、本地層の命名者らと筆者らとの意見の一致をみているので、今後標準層序としての津川層の名称は、そのまま使用するとしても、具体的な層序の検討については、筆者らは七谷および五十嵐川・大谷川地域で行なうことにする。

3.1.1 戸ノ入礫岩層 Tonoiri conglomerate (To)

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

橋本克巳（1941）命名。

〔模式地〕新潟県村松町上戸倉南方の戸ノ入沢。同沢が大きく西流から北流に転ずる付近から上流へ約 700m の間。

〔層序関係〕この地域の新第三系の基底部をなすもので、古生層を不整合に被¹⁾い、上位の高柳凝灰岩層に整合²⁾に被われる。

〔岩相〕本層は一般に暗灰色を呈する堅硬な礫岩、砂岩からなり、流紋岩質凝灰岩および硬質の泥岩を挟む。礫は古生層から由来したものおよび花崗岩類の円礫からなり、普通数 cm 以下である。模式地の戸ノ入沢付近から以北では、植物破片の含有が多くなり、その北方の下戸倉付近では、数十 cm 以下の亜炭層数枚を挟んでいる。

〔分布〕本層は、本地区北部の蛭野、下戸倉、模式地の戸ノ入沢、高柳川上流、小乙の沢上流、加茂川上流から粟葉師の付近まで連続して分布するほか、東方の粟嶽、宝蔵山のような高所にも薄く分布している。

〔層厚〕約 500～200m。

〔分布および構造〕本地区の北限の村松町蛭野付近から南へかけては、ほぼ北東—南西の走向で、NW へ数度傾く単斜構造をもって下戸倉、上戸倉部落川底およびその西方まで連なり、戸ノ入沢付近から南へは、走向をほぼ南北に転じ、模式地の戸ノ入沢上流に連なり、次第に北東に走向をかえ高柳川上流に至る。高柳川から南の小乙の沢へは、本層上部は、北から引つづいて NE 走向で分布するが、本層下部は、上部と多少異なり、同沢をななめに切った即ち EW より NW に近い方向の半向斜構造を推定させる分布を示す。その南の加茂川上流では、顕著な NW に近い半ドーム構造をなして分布し、さらにその南側の粟葉師の南方付近北五百川部落東方地区では、断層によって欠除する。それ以南の地区では、地表に分布しない。

本層の分布および構造は、上述のようであるが、特徴的なことは、本層の上部が比較的単純な構造、分布を示すのに対し、下部および不整合面の分布が凹凸の多い比較的複雑な形態を示すことである。これは、基底礫層が基盤岩に対してアバットすることによるもので、堆積時における基盤地形を反映したものと考えるものである。詳しくは後述する。

3.1.2 大江緑色葉層状凝灰岩 Oe green layered tuff

島津光夫（1973）命名。

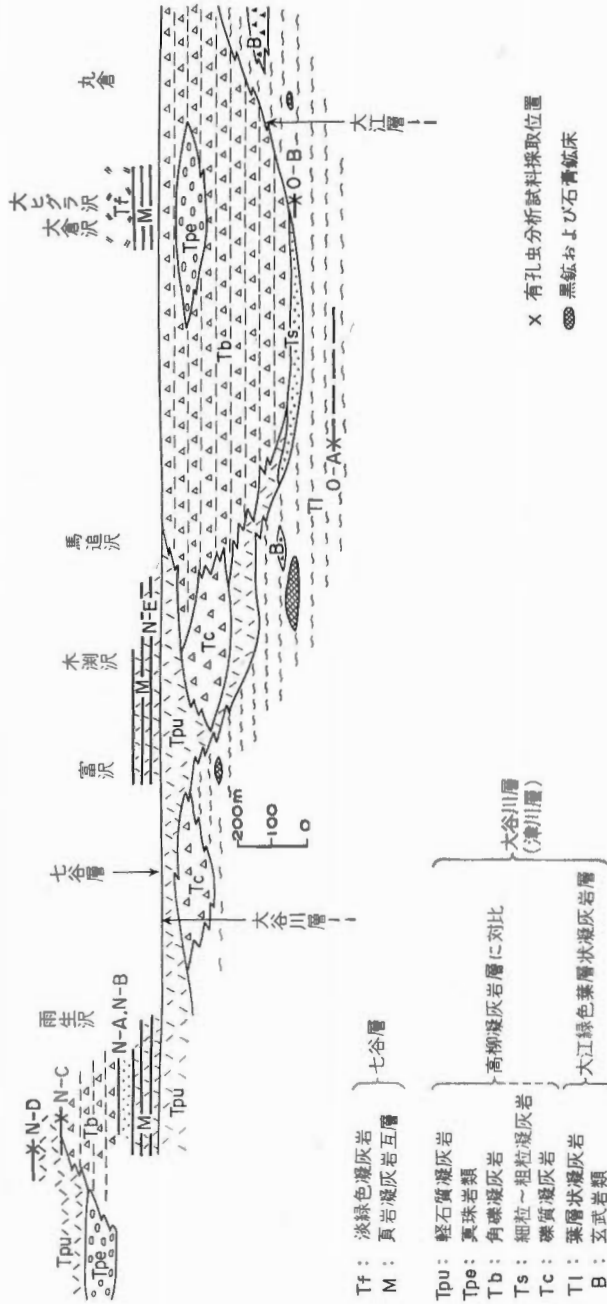
〔模式地〕新潟県南蒲原郡下田村大江付近の大谷川河床

〔岩相・層序〕本地域中部の五十嵐川上流および大谷川流域では、下位から緑色葉層状凝灰岩（一部に青緑色の玄武岩溶岩を挟む）、灰緑色流紋岩質の礫質凝灰角礫岩、淡緑色軽石凝灰岩、および灰緑色の凝灰角礫岩ないし凝灰岩などからなり、これらの層序のうち最下位の緑色葉層状の凝灰岩を大江層と呼ぶ（第 3 図参照）。なお本層の上位に累重する火砕岩層のうち比較的上位の層準は、後述する高柳凝灰岩に連なるものと考えられる。

注1) 加茂川上流の貯水池のすこし下流では、川底における不整合付近の礫層の傾斜（約20°）とその北側高所の不整合面の位置からみて、川底の礫層の傾斜よりいちじるしく急な不整合面が想定され、不整合面の低い部位に対しては、礫層が急激にアバットする関係を示すものと考えている。

注2) 本層と高柳凝灰岩層とが接する露頭については高柳層（3.1.2）参照。

南



島津光夫(1968)原図 (地層名の一部を変更)

第 3 図 五十嵐川上流・大谷川流域地区模式層序断面図

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

〔層序関係〕上位の高柳層と整合であるが、本層の下限はみられなく、基底礫岩との関係は不明である。

〔分布・構造〕本層は、大谷川流域地区だけ、すなわち構造的には、五十嵐川半盆状構造地区のみに分布し他の地区には分布していない。なお上記地区では一般に傾斜はゆるいが、島津（1968）は、大谷川層は、NSに近い軸をもつ撓曲を呈するものとしている。

〔化石・堆積環境〕本層はまれに薄い（数m以下）泥層を挟み、このなかから有孔虫化石を産する（第2表，O—A，O—B）。内尾高保によれば、その堆積環境は、七谷層と同じく海深1,000m程度としている。

〔層厚〕250m以上。

3.1.3 高柳凝灰岩層 Takayanagi tuff

大村一蔵（1940）命名。

〔模式地〕新潟県加茂市高柳川上流。

〔岩相〕淡緑色流紋岩質の軽石凝灰岩からなり、ときに火山礫凝灰岩および硬質泥岩を挟む。

〔層序関係〕下位の戸ノ入礫岩層を整合に被い、上位の七谷層に整合に被われる。

本層と下位の戸ノ入礫岩層との関係を示す露頭は、本地区北部、加茂川流域の岩野から南へ遡る支流でみられ、ここでは、本層の基底が下位の戸ノ入礫岩層を浸食している関係がみられるが、全体としては小さな浸食のように考えられる。本層の模式地のある北部地区では、大谷川層のうち、上部の高柳凝灰岩層とその下位に基底礫岩である戸ノ入礫岩層のみが分布し、中部地区で高柳相当層の整合に下位にある大江緑色葉層状凝灰岩層の発達をみない。このことから前記浸食面を大江緑色葉層状凝灰岩層の欠除する露頭とする考え方もあろう。

本層と上位の七谷層との関係について、島津ら（1968）は、中部地区の大谷川流域では、一部側方変化の関係としているが、全体としては漸移帯をへて整合に重なる。

〔分布および構造〕模式地の高柳川では、ほぼ北東の一般走向で北西に十数度傾斜する単斜構造を示し、北方へは層厚を減じつつ連続するが、戸ノ入入口付近で尖滅する。同地点では、上位の七谷層下部（Na1）とともに本層の層準は断層により欠除する。また本地域北部の下戸倉以北でも本層は分布しないが、本層の延長層準は、七谷層下部（Na1）層の異相である（To）層の下部付近の層準にあたるものと考えている。

一方本層の模式地から南方へは、北東の一般走向で小乙の沢上流に続き、加茂川流域から南へは、ほぼNW方向の軸をもつ半ドーム状構造を呈して分布し、またその南翼の北五百川付近では小規模な撓曲を示すようである。さらに南方へは、NSからNNWの走向で大谷川流域まで連続し、島津ら（1968）の大谷川層上部に属する淡緑色軽石凝灰岩層およびその側方関係にある角礫凝灰岩、礫質凝灰岩につながる。

〔層厚〕500～0m。

〔化石〕高柳川で本層上部に挟在する硬質頁岩から *Acesta yagenensis* (OTUKA), *Chlamys* (*Mimachlamys*) sp. *Mutilus* sp. を産するが、これらは陸棚上に広く分布する群集に相当するものと考えられる（大山桂，1971の口述による）。また中部地区の大谷川流域での本層に挟在する泥岩層からの有孔虫化石群集

(第 2 表) は、七谷層とほとんど環境上の変化はみられず、ほぼ海深 1,000m 程度の環境を示すものとされている(内尾高保, 1971 の口述による)。前述したように本地区北部では、本層の延長層準は亜炭層を挟む、泥岩、礫岩などの互層からなる (To) 層の下部付近にあたる。

このように (To) 層の岩相と同層から有孔虫化石が見出されていないことから、淡水性に近い環境が推定される。以上のことから、グリーンタフ層が厚く堆積する五十嵐川半盆状構造地区では深い海域で堆積が行われ、その構造外の北方へは著しく層厚を減じつつ、浅海性からさらには淡水性に近い環境であったという一連の古地形が推定される。

3.2 七谷層 Nanatani formation 大村一蔵 (1928) 命名。

〔模式地〕新潟県加茂市大字大谷付近。

本層は岩相から最下部層 (Na1)、下部層 (Na2)、上部層 (Na3) の 3 つに区分される。最下部層 (Na1) は暗灰色硬質頁岩と流紋岩質凝灰岩との互層部であり、下部層 (Na2) は暗灰色硬質頁岩、上部層 (Na3) は灰色ないし暗灰色の泥岩を主としており、それぞれ整合に重なる。

なお上部層 (Na3) は橋本克巳 (1941) の七谷頁岩層 (模式地: 加茂市下大谷北方の沢) にあたり、下部層 (Na2) および最下部層 (Na1) は橋本の 大谷硬質頁岩 (模式地: 上大谷東方の沢) にほぼ相当^{注3)}するものと思われる。なお上部層 (Na3) は後に述べるように、寺泊層に対比される層準である。

〔層序関係〕下位の高柳凝灰岩層 (Tk) を整合^{注4)}に被うが、上位層との関係は、模式地の北方付近では、椎谷期末から西山期の土倉凝灰角礫岩層 (Ts) に不整合に被われ、また、椎谷期と推定される石英安山岩溶岩 (Dp)、同降下堆積層 (Dt) とは、本層の模式地付近ではほぼ調和的に接するが、これらは本地域北部南限の袴腰山の北麓から順次下位と接し、粟葉師半ドーム構造の南翼地区では、本層の下部層までを不整合に被っている。

また本地域の中部地区の守門川流域では、本層上部 (Na3) (寺泊層に対比) が、上位の石英安山岩、同火砕岩を欠き、直接西山層と不整合に接している(茅原ら, 1967)。

〔岩相・層序および側方変化〕この項では、各部層毎に記載する。

硬質頁岩、凝灰岩互層〔最下部層 (Na1)〕: 本層は上位の硬質頁岩層 (Na2) と下位の高柳凝灰岩層との漸移的な岩相を示し、暗灰色硬質頁岩と細粒ないし、シルト粒の白色ないし淡緑色の凝灰岩層との互層からなる部分である。

暗灰色硬質頁岩層〔下部層 (Na2)〕: 本層は上大谷から村松町上戸倉に至る道路上および小乙の部落川底などで比較的良く観察される。一般に数 cm から 20~30 cm 毎に層理をもつ暗灰色堅硬な頁岩からなり、ときに薄い凝灰岩層を挟む。前述したように上部層 (Na3) との境は、ほぼ凝灰岩層 (K₁) の層準を境にして岩相が急変する。この傾向は、模式地付近から南の北五百川地区以南についても認められる。なお本層上位の黒色泥岩層 (Na3) とは、有孔虫の群集組成の上からも、はっきり区別される(内尾, 1963) (第 3 表)。

本層 (Na2) は、北五百川から南方へ次第に流紋岩質の火砕岩類のしめる割合が多くなり、中部地区では、ほとんどが火砕岩によって占められる。島津光夫によれば、角礫凝灰岩 (雨生沢) は、七谷層下位

注3) 橋本 (1941) は地質図を公表していないので、確実なことはいえないが、とくに最下部層 (Na1) が七谷層に含まれているか、または下位の高柳層に含まれているかについては、明らかでない。

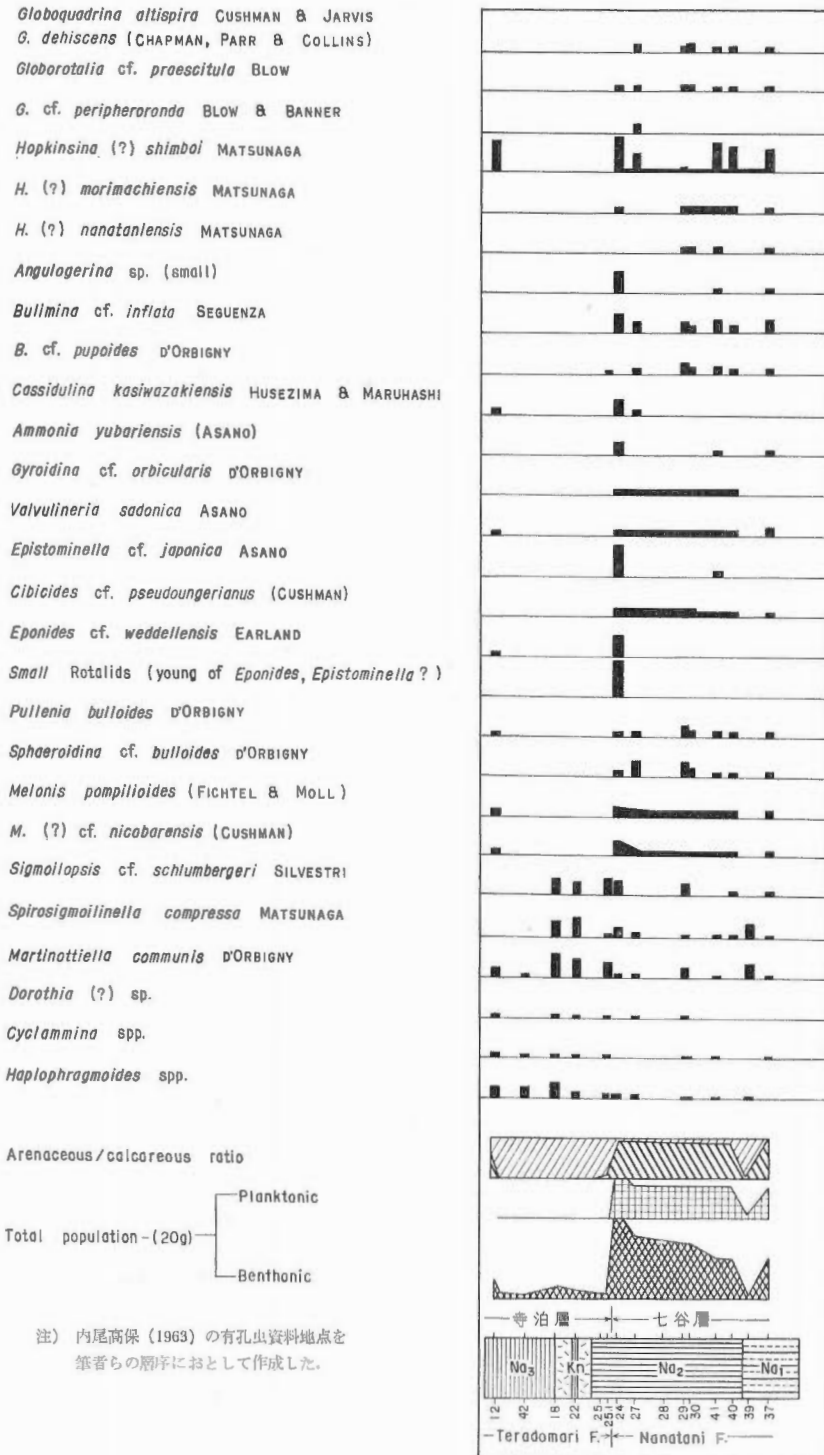
注4) 横山次郎 (1950) は不整合としている。これについては後述する (4. 参照)。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造 (三梨・宮下)

第2表 大谷川層, 七谷層中の有孔虫 高柳洋吉・白井健治同定 島津光夫ほか (1968) より引用

<p>O—A 大谷川上流, プナ沢分岐点の上流 400m の川底 <i>Bathysiphon</i> (?) sp. <i>Cyclammina</i> sp. <i>Haplophragmoides compressum</i> LEROY <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>emaciatum</i> (BRADY) <i>Haplophragmoides</i> spp. <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Sigmoilina schlumbergeri</i> SILVESTRI <i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA <i>Spiroplectammina</i> sp.</p>	<p><i>Bulimina</i> cf. <i>striata</i> d'ORBIGNY <i>Cibicides malloryi</i> MATSUNAGA <i>Dentalina infexa</i> REUSS <i>Dentalina</i> sp. <i>Dorothia</i> sp. <i>Gyroidina</i> cf. <i>soldani</i> d'ORBIGNY <i>Hopkinsina imogawaensis</i> MATSUNAGA <i>Lenticulina nikobarensis</i> SCHWAGER <i>Lenticulina</i> sp. <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Nodasaria longiscata</i> d'ORBIGNY <i>Nodasaria</i> cf. <i>raphana</i> (LINNAEUS) <i>Pullenia bulloides</i> (d'ORBIGNY) <i>Pullenia salisburyi</i> STEWART & STEWART <i>Plectofrondicularia japonica</i> ASANO <i>Sigmoilina schlumbergeri</i> SILVESTRI <i>Sphaeroidena japonica</i> ASANO <i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA <i>Uvigerina nitida</i> SCHWAGER <i>Trochammina</i> sp. <i>Globigerina</i> cf. <i>falcoensis</i> BLOW <i>Globigerina praebulloides</i> BLOW <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Globigerinoides immaturus</i> LEROY <i>Globigerinoides sacculifer</i> (BRADY) <i>Globoquadrina dehiscens dehiscens</i> (CHAP- MAN, PARR, & COLLINS) <i>Globorotalia birnageae</i> BLOW</p>
<p>O—B 大倉沢中流 <i>Globigerina praebulloides</i> BLOW</p>	
<p>N—A 雨生沢下流 A <i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Globigerina praebulloides</i> BLOW <i>Globigerina woodi</i> <i>Globigerina</i> spp. <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Globigerinoides</i> cf. <i>bisphericus</i> TODD <i>Globorotalia praescitula</i> BLOW <i>Globorotalia</i> sp. <i>Orbulina suturalis</i> BRONNIMAN <i>Porticulusphaera glomerata curva</i> (BLOW)</p>	<p>N—E 木沢上流 <i>Ammonia</i> sp. <i>Bathysiphon</i> (?) sp. <i>Bulimina puboides</i> (d'ORBIGNY) <i>Cibicides</i> cf. <i>Pseudoungerianus</i> (CUSHMAN) <i>Cyclammina</i> spp. <i>Dentalina</i> spp. <i>Eponides</i> sp. <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Gyroidina</i> cf. <i>orbicularis</i> d'ORBIGNY <i>Melonis pompilioides</i> FICHTEL & MOLL. <i>Nonion</i> (?) sp. <i>Oolina</i> spp. <i>Pullenia aperta</i> <i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA <i>Uvigerina</i> spp. <i>Globigerina</i> spp. <i>Globorotalia</i> spp.</p>
<p>N—B 雨生沢下流 B <i>Bathysiphon</i> sp. <i>Dorothia</i> sp. <i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>emaciatum</i> ASANO <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>evoluta</i> NATLAND <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Spiroplectammina</i> sp.</p>	
<p>N—C 大谷西方 <i>Cyclammina</i> spp. <i>Haplophragmoides compressum</i> LEROY <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>emaciatum</i> (BRADY) <i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY) <i>Sigmoilina schlumbergeri</i> SILVESTRI <i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA <i>Textularia</i> sp.</p>	
<p>N—D 塩野湖 <i>Anomalina glabre</i> CUSHMAN <i>Bulimina</i> cf. <i>pupoides</i> d'ORBIGNY</p>	

第 3 表 新潟県南蒲原郡下田村北五百川の有孔虫群 (三梨・宮下, 1970)



注) 内尾高保 (1963) の有孔虫資料地点を筆者らの層序におとして作成した。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

にある大谷川層中のもとはかなり似ているが、軽石質凝灰岩は、大谷川層のものと同程度の緑色化の程度がかなり異なっており、また真珠岩類は、大谷川層のものに比較し粘土（モンモリロナイト）化の程度を異にするなど、大谷川層と七谷層の火砕岩類とは、ともに斜長流紋岩質で岩質的に余り大きな違いはないが、角礫凝灰岩を除いては、緑色化にはっきり違いがみられるとしている。

暗灰色泥岩層〔上部層 (Na3)〕：上部層 (Na3) は北部地区南限の北五百川地区および守門川の下流域では、いわゆる黒色頁岩と呼ばれるような、暗灰色塊状の泥岩であり、部分的に層理が発達し、ときに細粒の凝灰岩層を挟む。北部の七谷層模式地の大谷付近では、暗灰色泥岩および灰色塊状のシルト岩からなるが、下大谷の神社付近では、西山層の岩相と類似する帯緑灰色塊状のシルト岩が挟在する。すなわち本地域の本層 (Na3) は、本地域の中部から北部へ、粒度の細かな暗灰色の泥岩から、より粗粒な灰色泥岩および帯緑灰色のシルト岩を挟むような岩相に移行するようである。

(Na3) 層は、後に述べるように有孔虫などによる検討から、寺泊層の模式地である新潟県三島郡寺泊町の大河津分水における寺泊層の上部に対比される層準であるが、その模式地での岩相が暗灰色泥岩と、10数 cm～数 cm の細砂とのフリッシュ型の泥勝ちの互層からなっているのに対し、本地域の (Na3) 層は、塊状の泥岩を主としており、岩相的に多少の違いがみられる。

また、七谷における本層の模式地付近では、上部層 (Na3) の下限付近に二枚の流紋岩質の凝灰岩層 (K2, K1) があり、鍵層として袴腰山北西部まで追跡されるが、それ以南の北五百川および南五百川地区では、この層準には多くの凝灰岩層 (Kn) が発達する。さらに同地区から南方へ凝灰岩層が発達し、中部地区では、本層 (Na3) の下位から上位までのほとんどが凝灰岩層によって占められた、守門火山岩類に被われるが、中部地区の南限地区では、僅かに数枚の泥層を挟む程度になる（第2図参照）。

流紋岩質の火砕岩は、一般に淡緑ないし白色を呈し、粘土化の程度は、下部層 (Na2) のものに較べて軽微であり、白色で緻密な凝灰岩、流紋岩礫を多量に含む凝灰角礫岩、ガラス質凝灰岩などからなっている（茅原ら、1967）。

また本層 (Na3) の最上部の層準には、守門川下流でみられるように、玄武岩溶岩および同質凝灰角礫岩を挟有している。また本地域の北部地区の本層 (Na3) 最上位にも玄武岩凝灰角礫岩（普通輝石、ハリ質）が発達する。なお、下高柳、下大谷地区では、普通輝石、シソ輝石安山岩に貫かれている。

3.3 石英安山岩溶岩および同質凝灰岩

〔岩相〕本層は袴腰山付近を中心とした地域に軽石流および降下火山灰層として発達し、また岩頭は袴腰山付近を中心とした地域で、地質構造的には、粟葉師半ドーム構造の南翼に集中的に分布する。岩質は、八木鼻、袴腰山の溶岩円頂丘およびこれに類似の形態をとる貫入岩体は、角閃石、黒雲母石英安山岩、黒雲母、角閃石安山岩などからなり、軽石流も同様な岩質からなる。層序的には一般に下部に軽石流が卓越し、上部には同質の凝灰岩層が主体となっている。

五十嵐川以南の守門川西岸では凝灰岩層中に泥岩層が発達し、凝灰岩層と泥岩の不規則な互層を呈するのがみられる。この地区の北方へは泥層は薄化するが、五十嵐川以北へもうすい泥層が連続し、構造を明らかにする上で有効であった。

〔分布〕本層は袴腰山の北方へは、ほぼ南北の走向で重倉山、下高柳から加茂川沿いに続いて分布し、黒水北方で上位の土倉凝灰岩層に被われる。袴腰山から南方へは守門川西岸沿いに約数 km 連続し

て分布する。

〔層序関係〕本地域の北部の加茂川沿いおよび七谷層模式地付近では、本層は下位層の構造と調和的に累重するが、袴腰山の北麓から順次下位層と接し、粟葉師半ドーム構造の南翼地区では七谷層下部までを不整合に被う。また前述したように、本地域の北限付近では、本層は土倉凝灰岩層に被われる。一方加茂市東方の加茂川流域元狭口の石切場では、土倉凝灰岩層に属する安山岩角礫岩の上位に、本層に属する石英安山岩凝灰岩が重なっている。

従って土倉安山岩として一括されている火山岩類の活動は、椎谷末期から西山初期にまたがったものと考えられる。本層と上位の西山層との層序関係は(3.4) 参照〔層厚〕 600~0 m。

〔構造〕本地域の北部では、分布の項で述べたように、ほぼ南北の走向で西に傾斜する単斜構造を示すが、袴腰山の北麓から北西方向に急に走向を変え、粟葉師半ドーム構造の南翼に沿い、下位層を切って分布する。またこの分布の南側の五十嵐川および守門川流域では、軸長が短かく(2 km 以下)、波長の小さな褶曲帯が、約 4 km の幅で発達する。これらの褶曲軸の方向は、不安定であるが、ほぼ北西を示している。なおこれらの形成機構については後述する。

3.4 西山層

〔岩相〕本地域内にみられる西山層は、主として帯緑灰色塊状の泥岩であるが、ときに砂質泥の部分を含在する。これらの岩相は新潟平野西部の刈羽郡西山町の本層模式地付近の岩相と比較して、多少粗粒のようである。

また本地区の寺泊層相当層 (Na3) 中に一部含在する泥岩や、本地区の南方の破間川流域での、寺泊層、七谷層の層準の大部分の泥岩は、帯緑灰色塊状のものである。しかしこれらの層準の泥岩は、一般にやや硬質でありまた粒度もいく分こまかい点で、西山層に属する泥岩と識別される。

〔分布〕本層は本地域の西半部に分布する。中部地区では、椎谷期と推定される石英安山岩質凝灰岩層 (Dt) の上位に重なり、また本地域北限地区では、七谷層下部の異相と考えられる (N-T) 層 (流紋岩凝灰岩、泥岩、礫岩よりなる) の北西側に、断層で境されて分布する。また本地域の北部では、本層下部に、土倉安山岩質凝灰岩角礫岩を含在するが、この層は七谷層下部 (Na2) までを広く被って分布する。

〔層序関係〕上位の灰爪層には、本地域の西方で整合に被われている。本層と下位層との層序関係については、一部問題は残るが下記することから一応不整合関係にあるものと考えられる。

1) 五十嵐川流域の森町北方 2 km の中浦の東方約 1 km では、椎谷期と推定される石英安山岩質凝灰岩とその上位の西山層との関係が観察できる。地質図^{注5)}にも表現してあるように、西山層の最下部に含在する二枚の砂層は、北方へは、その下位の砂層が直接下位の石英安山岩凝灰岩と接する。このことは、石英安山岩凝灰岩層に対して西山層が、アバットする関係を示すものとみることができる。

2) 本地区北限の新屋では断層を境にしてその西側の西山層は、東側の七谷層最下部の異相と考えられる (T-N) 層と接する。この付近では、下位の (T-N) 層およびその下位の地層は、撓曲を示し、傾斜も急であるのに対し、西山層は NE 走向で NW へ 10 数度傾く安定した分布を示していて、地質構造の差異がみられる。

3) 西山層の下部に含在する土倉安山岩質凝灰岩層は、下位七谷層下部までを被って分布する。

注5) 三梨・宮下 (1970)

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）



写真1 寺泊層を被う西山層基底の不整合（守門村荒谷西方約1kmの地点）

4) 茅原ら（1967）は、本地域中部の守門川流域では、寺泊層に属する流紋岩角礫凝灰岩と西山層との不整合関係を指摘している。

5) 本地域南部の守門村^{つなぎ}實木から石峠^{いしとうげ}へ向う路上では、安山岩質の角礫岩を主とする表層型の異常堆積があり、これらが、下位層を侵食する露頭がみられる。これらは、部分的な侵食のように思われる。しかしこの境が顕著な礫岩層をもって境とする場合、火山礫岩が多い場合、または、基底礫岩を有しない場合等（写真1）あるが、一連の不整合面として本地域南部の破間川西岸地区まで追跡される。

4. 層序関係についての従来の見解

ここでは、本地域に発達する各層の層序関係のうち、筆者らと異なった従来の見解についてのべ検討することにする。

本地区北端の下戸倉、蛭野付近に分布し、古生層の上位に重なる筆者らの大谷川層および七谷層に属する地層（Tb, To, N~T）は、本地区より南の地域の岩相と多少異なっている。

すなわち、1) 一般に岩相が軟弱である、2) 亜炭層が発達する、3) 泥岩が植物破片を含む、4) ワックス状の流紋岩質凝灰岩層が多い、5) その上位に寺泊層・七谷層の模式的な岩相が分布しないことなどである。これらのことから、古生層の上に不整合に重なる基底礫岩と、その上位の地層の層準について、従来3つの異なった意見がある。すなわち、この基底礫岩を西山層の基底とする見解（斎藤正次ほか5名、1962）、七谷層の基底礫岩とする見解（横山次郎ほか、1948、1950）および大谷川層（津川層）の単なる延長とする見解（橋本克巳、1941および筆者ら）である。これらの見解の根拠は、いずれも本地域北端部にあることから、以下少し詳しくその地質を述べることにする。

1) 西山層およびその基底礫岩とする見解

下戸倉北西の土倉層 (Ts) の分布する地域にはほぼ NE 性の背斜を想定し、その東側にある筆者らの (N—T) 層、(To) 層を、想定した背斜西翼の西山層 (Ny) の同時異相とし、(Tb) 層をその基底礫岩とみる考えである。

したがって西山層が基盤へアバットするとみるわけである。この見解は、(N—T)、(To)、(Tb) 層が、ワックス状の流紋岩質凝灰岩を多くはさんでいるのに対して、この地区では一般に西山層は安山岩質のものを多くはさみ、流紋岩質のものがいないことから、火山層序学的な点から矛盾がある。構造・分布上では、(N—T)、(To) 層は複雑な撓曲を呈し、上位の西山層 (Ny) は NE 走向で NW へ 10 数度傾斜する安定した構造を示す。

筆者らは両者は、いちじるしい構造差があり、断層^{注6)}で接すると考える。

2) 七谷層およびその基底礫岩とする見解

これは、横山 (1948, 1950) が述べた見解である。本地域の北端地域で、古生層と接する基底礫岩および砂岩を七谷層の基底と考え、この地域全体としては七谷層と下位の高柳凝灰岩層 (T₂) との関係の不整合とする根拠にしている。

横山は、この露頭について、「七谷層の下底は高柳層の上に整合するように思われていたが、大蒲原村には不整合の露頭があり、下底礫岩およびこれにつづく著しい砂層がある」とのべている。この不整合の露頭というのは、旧大蒲原村下戸倉にみられるもので、不整合の下位に古生層がある。その上位に基底礫岩およびこれにつづく砂層の露頭がある (筆者らの (To) 層と古生層 (p) との関係)。

池辺 穰、山内 肇 (1954) 執筆による地層名辞典、大村一蔵の七谷層の項の備考欄には、横山の論文の引用として「大蒲原では、本層は高柳凝灰岩層を被い、最下部には下底礫岩があり、その上位には、いちじるしい砂岩層がつづいている」と記載されている。横山は、この露頭における不整合の下位の地層については記載しておらず、これを池辺らが、不整合下に高柳層があり、同層と基底礫岩が接しているように表現してあるのは、引用のあやまりであろう。

しかし横山が上記の露頭の礫岩を七谷層の基底部と考え、高柳凝灰岩層との層序関係を不整合と想定したことは容易に推定される。

この見解については、前述したように、下戸倉地区では、七谷層の模式的な岩相が分布しないことから当然、基底礫岩の上位の (To)、(N—T) 層 (植物質の泥岩、砂岩、礫岩、流紋岩質凝灰岩からなる) も七谷層の異相と考えたものと推定されるが、上位の (T—N) 層は、七谷層最下部 (Na1) の異相とも考えられる。しかしこの関係は、土倉層に被われて分布上連続的でないことから、問題はのこされるところである。したがって、この見解については、比較的分布が連続する最下位の戸ノ入層 (To) の分布、構造、岩相変化についての筆者らの見解と対比させて述べることにする。

1 つは、戸ノ入沢入口付近の構造、分布の点と他の 1 つは、戸ノ入沢層の模式地からの岩相の移行関係にある。橋本も「戸ノ入沢入口付近^{注7)}で硬質頁岩が礫岩層に移行する」と述べているが、筆者らによれば、両層 (Tb) と (Na2) は、明瞭に断層で接していて、硬質頁岩層と礫岩層は、岩相の側方変化の関係でも、上・下の関係でもないことが明らかになった。

注6) very point はみられない。両者が不整合で接し、それがさらに断層で接している可能性もあろう。

注7) 記載では十全村上戸倉付近としてある。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

また戸ノ入層 (To) は本地区では、一般に堅硬な礫岩、砂岩、凝灰岩からなるが、模式地付近から北方の上戸倉部落河底およびその西方山地へと、次第に植物破片やワックス状の流紋岩質凝灰岩層が多くなり、岩相的に移行関係がみられることと、構造・分布からも下戸倉に連続する。また高柳凝灰岩層 (T₂) は、戸ノ入沢入口付近で尖滅する。なおこの岩相移行関係についての古生物学的な検討は行われていないが、中部地区の大谷川層は、有孔虫資料によれば、一般に深い環境を示すが、下戸倉地区では、亜炭層の発達および全般的に植物破片が多いことから、浅い、または、淡水性の環境に移行するものと推定される。

5. 地質構造

本地域は新潟地区における油田第三系堆積盆の東縁部にあたるが、少し巨視的な地質単元から本地区の構造的な位置について述べる。

新潟平野の東方には、朝日岳、飯豊山、越後山脈をつらねる幅約 50 km、NNE 性の方向をもって基盤岩類が分布する隆起帯（大複背斜）と、その西側に同じく NNE の一般走向をもち、幅のひろい油田第三系が発達する堆積盆地（大複向斜）が隣接している。

大複背斜地帯は、相川期、岩船期や、津川期のグリーンタフの主要な発達の間であって、岩船期には複背斜の延びの方向に沿った断裂に伴って、またその上位の津川期のグリーンタフは、主として、この複背斜を NW 方向に割って入った型をとって厚く発達する。

なおまたこの地区のグリーンタフは、一般に軸方向のはっきりしないゆるい撓曲を示している。

一方複向斜地区は、複背斜地区における津川期のグリーンタフの活動に引続き、七谷層以上のいわゆる油田第三系の堆積の間であって、より単元の小さな複背斜（軸長30~40 km の背斜とこれに併走する軸長の短かい背斜からなる）が併走する堆積盆である。

このように大複背斜と大複向斜とでは、一方がグリーンタフ、他方が次の時期の屑砕岩というように、それぞれ発達の様式や場がことなるが、これらはあとで述べるように時期的に一連の運動であることから形態的に大複背斜と大複向斜の地区と呼んでおこう。

本調査地区は上記の両地区にまたがった地域である。これら両構造単元の境に、新発田一小出線と名づけられた構造線が想定されている。

この境付近では、津川期のグリーンタフは少なく、七谷・寺泊期の酸性火砕岩類が多く発達するなど、特有な性格をもっている地帯である。

また本調査地域は、このような地帯と、次にのべる津川期のグリーンタフが NW 方向の地溝状に分布する地帯との交差する地域にあっている。

ほぼ NW 方向をもって、基盤岩に割って入る形をとって分布する津川期のグリーンタフの発達地帯は、南北に 50~40 km 間隔で、幅 20~10 km 程度の規模をもつもので、地形的にも朝日山—飯豊山—越後山脈を結ぶ地帯を横切って峡谷をなしている。これらは北方から関川、津川、および本地域内の五十嵐川沿いからその南方の破間川上流にみられるものである。

これらの地帯に共通していることは、グリーンタフが厚く発達し、その側面に上位の七谷層以上の地層がいずれも西方に開いた半盆状の構造をとって分布していることである。

筆者らは、グリーンタフの活動から次の七谷層以降の油田第三系の碎屑岩の堆積に移行する過程についてとくに注視して研究をすすめて来ているが、これらの分布形態をとる地域は、上記の過程が、最も具体的に現われているように思われる。

本地域で、NW 性の地溝とみられる部分は、ほぼ北西に流れる五十嵐川と北五百川部落を結ぶ線付近を北限とし、守門岳の南方、破間川支流の西川で同河川が西流から南流に変ずる地点を南限とする範囲が想定される構造単位である。

なお上記の地帯は、その中央部にほぼ NW 方向に配列する高森山、守門岳、浅草岳などの新期火山におおわれていて、くわしい構造は不明の点が多いが、五十嵐川半盆状構造が呈する構造単位と、これと同様な形態をもち南接する構造単位との 2 つに分けられよう。

ただし後者について、この地域の東方を含め、より広域的に、グリーンタフおよび基盤岩類の分布から検討すると、南接する単位は小さく局地的である。

本地域の北部は、五十嵐川半盆状構造の北側に接する地区であり、七谷層、西山層の分布構造から単一の西へ凸な湾曲状の構造を示すと考えられる^{注B)}。この西へ凸な湾曲状構造の南端には、椎谷期の石英安山岩・同火砕岩層が、北端では、土倉凝灰角礫岩層(椎谷末期～西山初期)が共に著しく下位層を切り、上記構造を誇張するような形態を示して分布する。

また本地域北端部、前記構造の北側の地域では、西山層は、NE 走向で、NW 十数度傾斜する安定した構造を示すが、これと断層で接する (T—N) 層、(To) 層は、軸方向のはっきりしない撓曲を示して分布する。

なお、五十嵐川半盆状構造の北部にみられる、ほぼ NW 方向の軸長の短かい褶曲帯については、すでに前述(椎谷層、分布・構造の項)したので繰返さない。

6. 構造発達史

ここでは、野外での記載事実をまとめ、造構過程、古地理的環境について、期を追って考察を行うことにする。また、この項のおわりには、造構機構、各構造単元の相互の関係についてふれることにする。

津川期

- 1) グリーンタフの分布地域は基盤岩類を割って入ったような型で分布し、その境界は直線的であること。
- 2) 五十嵐川半盆状構造内では、グリーンタフは厚く発達し、下限は不明であるが、層厚は、1,000 m を越えると推定されること。
- 3) なお、半盆状構造の外側にも、一部グリーンタフが分布するが、それらは上部の層準に属し、しかも急激に厚さを減じ尖滅する。
- 4) 基底礫岩は基盤岩類に対し、アバット関係で接すると想定され、また、本期のグリーンタフもア

注B) この北端部では、土倉安山岩凝灰角礫岩層が広く被い、また NNE 方向の断層も発達して不明の点があるが、この断層は、すぐ南で消滅し、この地点では大きい落差をもつものではなく、西山層の分布などから南側と対称的に、全体として西へ凸な構造を示すものと考えられる。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

バット関係^{注9)}を示す。

5) 半盆状構造内のグリーンタフに挟在する泥層の有孔虫は、深い海の環境を示し、同構造外のすぐ北方では、陸棚上、さらにその北方のグリーンタフの尖滅する地域では、半鹹半淡的な堆積層を示す。

これらの事実から、次のような構造発達過程が考えられる。

津川期には、基盤岩類が分布する大複背斜を胴切るNW方向に、幅20km、落差1,000m以上におよぶ地溝が生じた。グリーンタフは、この深部断裂に沿って、あるいは、この地溝内の小単位陥没中に噴出し、地溝の側壁にアバットして堆積した。そして末期には、地溝を埋めて、一部は外側へも流出した。また、この地区では、グリーンタフの堆積期には、すでに、地溝部には海浸が行われ、深い海の環境を呈していた。ちなみに、同様な発展過程をたどる津川地区よりも、海の深度は大きかったものと推定される。

七谷・寺泊期

1) 津川期のグリーンタフと七谷（硬質頁岩）とは整合関係にあるが、地溝内における津川期のグリーンタフは、ほぼNS性のゆるい撓曲を示す（島津，1957）のに対し、七谷層以降の地層は、NW方向に開いた半盆状の構造を呈して分布する。

2) 半盆状構造内での七谷・寺泊層は、流紋岩質の火砕岩層よりなるが、これらを貫入する同質の脈岩の方向は、半盆状の構造に沿った北西に凹な弧状を呈して分布する。

3) 七谷期の堆積の中心は、津川期のグリーンタフの発達を中心より、西に移っていること（島津，1957）。

4) この地域と同様な発展過程をとる津川地区では、七谷層に粗粒玄武岩が貫入する（藤田和夫，1949、押手玄武岩）が、とくに岩床は、半盆状構造に沿って分布する。

5) 津川期のグリーンタフは、大複背斜内の地溝部などを中心として広く分布するが、大複背斜の西縁部には、ほとんど分布せず、そこでのこの期の堆積層は、浅い環境の礫岩などが、わずかに分布するにすぎない。一方深い海の環境を示す、七谷・寺泊層は、半盆状構造内や大複背斜の西側に広く分布する。

上記のことから地溝内では、七谷・寺泊期には、津川期のグリーンタフの堆積の中心部は隆起に転化し、七谷・寺泊層の堆積は、その西側に移行するが、5)のことから、この時期には、大複背斜全体が隆起に転じ、急激な沈降の場合は、西側の大複向斜に移行した。

また、これらの現象は、1)で述べたように時間的間隙をおかず、一連の運動として行われたものと考えられる。とくに、グリーンタフと七谷・寺泊層とが共に厚く発達する半盆状構造内では上記の現象が典型的に表われた。すなわち、3)、4)で述べたことは、隆起と沈降のジャンクションにあたる部位に生じたものであり、3)は、その境界の沈降側に生じた断裂系に沿ったものであり、また4)の層状併入の現象は、地殻の沈降（下方への湾曲）の過程で、堆積物が未だ柔かい条件で形成されたと考えられる（ペロウゾフ，1960）。

椎谷期

この期は、グリーンタフ地向斜の1つの造山期と云われているように、大複背斜地区を含め絶対的に

注9) 破間川中流

隆起した時期である。新潟平野地区の大複向斜地区は、引続いて沈降を続けるが、この内においても、基盤ブロックの昇降運動が活発であり、その上昇単元の1つと考えられる第一級の背斜の翼部に沿って、すなわち、ブロックの境目には、石英安山岩や安山岩などの活動がある。

本地域内では、火山活動が活発であり、下記するような現象がみられる。

1) 石英安山岩溶岩および同降下火山灰層は、下位層を不整合に被うが、とくに、半盆状構造の境界付近では、同構造に沿い、著しく下位層を切って分布する。

2) また、これらの供給通路となった岩頭の分布は、半盆状構造の境界に沿って、集中的配列する。

3) 本地域の北端部では、椎谷末期から西山初期にまたがる、土倉安山岩凝灰角礫岩が著しく、下位層を不整合に切り、北に傾斜して分布し、また、その北東側には、不規則な撓曲がみられる（T-N 層 To 層）。

1)、2)に述べた現象は、津川期のグリーンタフの発生の場となった NW 性の地溝を境する断裂が再び活動し、これに沿って岩頭が生じ、石英安山岩溶岩・同火山灰を堆積するが、その基底の不整合面の形態は、地溝状の古地形を反映したものであろう。

本地域北限の七谷・寺泊層の構造は、土倉安山岩凝灰角礫岩層に被われて不明であるが、半盆状構造に隣接する北部地区での、七谷・寺泊層は、全体として西に凸な湾曲構造を示し、土倉層はその北端に分布すること、および3)にのべた不整合の形態は、前述した石英安山岩類のそれと対称的であることから、この地域の北限を除く北部地区は、ほぼ NW 方向の断裂によって境された、上昇基盤ブロックの1単位であろうと考えられる。

また、本地域の中部、五十嵐川半盆状構造の北翼に発達する軸長が短く、方向が不安定な撓曲帯および本地区北限の（T-N）層、To 層にみられる不規則な撓曲の形成は、上記地塊の上昇により、その側面に生ずる水平分力によって形成されたものであろう。また、その形成時期については、これらの撓曲が西山層の分布に影響がみられないこと、およびこの地域では、西山層の基底が不整合であることから、おそらくこの不整合形成期に、その大部分が形成されたものであろう。

西山期～先矢代田期

西山層基底の不整合現象が顕著にみられる地域は、大複向斜の東縁部に発達する1級背斜の東側にみられる（例えば、新潟平野北部村上市東方の楯形山背斜の東部など）。本地域も東山背斜の東側にあたる部分でみられる。これらは椎谷期と、とくに同堆積後、大複背斜部とその西方の1級背斜に至る間の地域が全体として傾動的に隆起して侵食され、西山期に再び一般的な海浸が行われたことによるものと解される。

そして西山層堆積後、順次灰爪層、魚沼層が堆積するが、五十嵐川半盆状構造内ではその外側よりも引続いて沈降量が大きかった。

魚沼層堆積後、先矢代田期^{注10)}この地域で最も大きな構造時相^{注11)}を迎える。この時期には、大複背斜および大複向斜を含めた地域は、絶体的な隆起をするのであるが、個々の地質単元では、すなわち、

注10) 矢代田層については模式地との対比が未検討である。

注11) 魚沼層堆積後、先矢代田期の褶曲時相の運動の性格は、ここで述べる他にこれと異質な運動も含まれているが、これについては別の機会に述べることにする。

I.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造（三梨・宮下）

1級背斜，五十嵐川半盆状構造など，これまで引き続いてきた垂直的な基盤の地塊運動が，大きく再活動すると云う形式で褶曲が形成され，その境界部に沿って浅草岳，守門岳，高森山などの第四紀火山が活動した。栃尾市北東部の拗曲は，五十嵐川半盆状構造の沈降，南接隆起地塊の境界付近に二次的に生じたものであり，また，東山背斜の東側面の軸長の短い褶曲についても，東山背斜地塊の隆起による二次的な水平圧縮によって生じた。

また，五十嵐川半盆状構造の南に併走する地溝单元は，西山層の分布，構造などから，魚沼層堆積前にすでに活動を停止していたと考えられる。

第4図は，層厚変化，分布，構造から想定される基盤地塊を描いたものである。

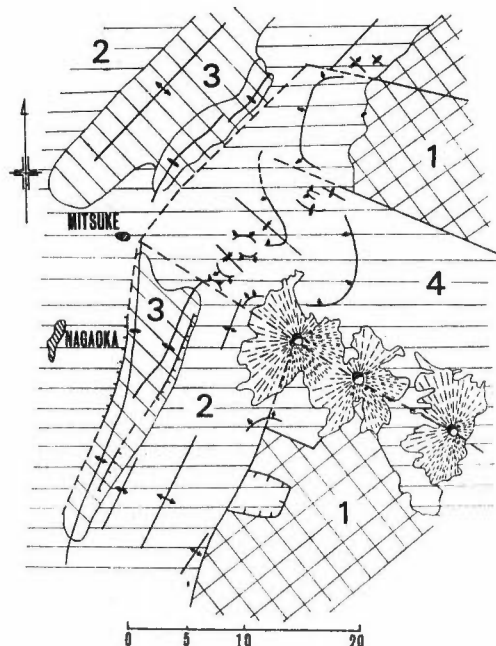
ま と め

1) 本地域は，新潟地区油田第三系の下部が模式的に分布する地域であり，筆者はここで層序を確立し，また寺泊層の模式地との対比を行った。

2) 本地域は，構造的に，基盤岩類，グリーンタフの分布する大複背斜とその西側に七谷以上の地層が分布する大複向斜とに区別される。また大複背斜を中心とし，一部大複向斜にもまたがる，NW方向の地溝地塊の3つに区分し，それぞれの運動形式について述べた。

3) とくに地溝地塊は，地層の分布，堆積環境から津川期に発生し，幅 20 km，落差はほぼ 1,000m に達するものとした。

4) 稚谷期には，この地塊が再活動し，上述地溝に沿い石英安山岩が，また上昇地塊の境にも安山岩が噴出した。なおこれらの火砕岩層基底の著しい不整合は，地塊運動を反映したものとした。



第4図 新潟堆積盆地東縁部の構造区分図

1 は古期岩類の分布する隆起帯，その西縁部を結ぶ以東の地区は「大複背斜部」と呼ぶ。

2 は沈降部（大複向斜部）であり，

3 は沈降部（大複向斜部）のなかでの隆起帯（複背斜部）。

4 の部分は，大複背斜部（1）を地溝状に割って入った沈降部。

褶曲・拗曲記号は，グリーンタフ層準より上位にある七谷層から魚沼層までの地層が呈する構造。

断層線は，中新世から前期洪積世まで活動した垂直的な基盤断裂。

5) この地域で最大の褶曲時期は、先矢代田期にあたるが、この時では、引続いた基盤地塊の再活動の形式をとったものが多く、その周りの小さな褶曲は、二次的な水平分力によるものとした。

6) 堆積作用、褶曲運動を規制する基盤地塊を想定し第 4 図に示した。

参 考 文 献

- 茅原一也・他 9 名 (1967) 新潟県五十嵐川上流地域黒鉦鉦床調査報告書. 新潟県.
- 千谷好之助 (1919) : 新潟県加茂油田地質調査所報告, vol. 76, p. 105-113.
- (1919, 1920) : 新潟県加茂油田 (大日本帝国油田第十四区) 地質及地形図説明書. 地質調査所.
- 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学的・造構史の変遷に関する法則性. 地球科学, vol. 50-51, p. 22-35.
- ・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, vol. 1, p. 41-45.
- 橋本 克巳 (1941) : 新潟県加茂・七谷地方の地質. 石油技術協会誌, vol. 9, p. 27-35.
- 井島信五郎 (1974) : 破間川流域の地質. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 145-154.
- 池辺 展生 (1940) : 新潟県各油田の地層対比. 石油技術協会誌, vol. 8, p. 363-367.
- ・他 3 名 (1949) : 富山県氷見地域の地質 [演旨]. 地質学雑誌, vol. 54, p. 126-127.
- 池辺 穰 (1953) : 最近の探鉦成果, 新潟・長野地区. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 146-157.
- 金原 均二 (1949) : 新潟県中頸城郡水原村産化石. 石油技術協会誌, vol. 14, p. 74-75.
- (1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32.
- (1950) : 新潟油田の地質 (続). vol. 15, p. 62-92.
- 横山 次郎 (1948) : 静岡県戸沢層に *Lepidocyclina* の出たこと (演旨). 地質学雑誌, vol. 53, p. 622-627.
- (1950) : 日本地方誌・中部地方, p. 177~184, 朝倉書店.
- 正谷 清・宅間 達 (1954) : 新潟県古志郡塩谷町および北魚沼須原付近の地質について (演旨). 石油技術協会誌, vol. 19, p. 104.
- 松沢 勲 (1940) : 新潟県塩谷油田 (大日本帝国油田第四十区) 地形および地質図説明書. 地質調査所.
- 三梨 昂・宮下美智夫 (1970) : 日本油田・ガス田図, 9, 七谷. 地質調査所.
- (1973) : 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- 宮下美智夫・三梨 昂 (1974) : 寺泊地区の地質層序について. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 51-66.
- 大村 一蔵 (1928) : 石油地質学概要 (十七). 地球, vol. 9, p. 215-223.
- (1930) : 越後油田の地質及び鉦床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 775-797.
- (1939) : 越後油田地方の東部に露われる不整合について. 地質学雑誌, vol. 46, p. 549-607.

1.2 七谷・大谷川流域地区の層序および構造 (三梨・宮下)

- 齋藤正次・他 5 名 (1962) : 新潟県地質鉱産図 (20万分の 1). 新潟県.
 島津光夫・他 8 名 (1968) : 新潟県五十嵐川上流地域黒鉱鉱床調査報告書 (その二). 新潟県.
 ————— (1972) : 新潟県破間川流域黒鉱鉱床調査報告書 (その 1). 新潟県.
 ————— (1973) : 新潟県破間川流域黒鉱鉱床調査報告書 (その 2). 新潟県.
 島田昱郎・平林武雄 (1972) : 西会津地域只見川金山地区における黒鉱鉱床地帯の地質学.
 品田芳二郎 (1950) : 新潟県南蒲原郡森町村に見られる同時褶曲の一例. 石油技術協会誌, vol. 15,
 p. 262-266.
 内尾 高保 (1963) : 新潟油田の有孔虫化石層序の基礎的研究. 石油技術協会誌第29回総会演旨.
 WATANABE, K. (1926): *Tertiary System Geol. & Min. Resour. Japan Emp.* p. 34-67.
 山下 昇・他 5 名 (1955) : 30万分の 1 関東地方地質図, 同説明書. 内外地図.

Geology of Nanatani and Ōtanigawa Districts, Niigata Prefecture

Takashi MITSUNASHI and Michio MIYASHITA

The stratigraphic succession and their lithofacies of the Neogene and Quaternary formations in this district are summarized in Table 1.

Table 1

Yashiroda formation		Sand, mud and gravel
Uonuma formation		Sand, mud and gravel
Haizume formation		Sandy siltstone
Nishiyama formation		Greenish gray mudstone
Shiia formation		Tsuchikura volcanic breccia Dacite pumice flow and tuff
Nanatani formation	Teradomari formation	Gray mudstone
		Dark gray hard shale
		Alternation of hard shale and tuff
Ōtanigawa formation (Tsugawa formation)		Takayanagi tuff
		Oe layered green tuff
		Tonoiri conglomerate

The sedimentary basin with definite width originates in the collapse subsidence by faulting. Then green tuff at the Tsugawa stage erupted and deposited thickly.

The subsiding area cuts the basement rocks in NW-SE direction, at the boundary of which the deep

faults are supposed. Following the subsidence gone with volcanism, the area began to uplift and the subsiding area was formed next to it at the Nanatani and Teradomari stages.

The former area is now the megaanticlinorium. The basalt and rhyolite occurred along the boundary between the uplifting and subsiding areas.

The uplifting of megaanticlinorium was activated and such coarse sediments as sandstone were supplied to the basin at the Shiya stage.

The faulting was also active, and andesite and dacite volcanics erupted on the older rocks partly unconformably.

Relatively thick sediments of Nishiyama, Haizume and Uonuma Formations develop on the north-western extension of the above-mentioned collapse subsidence.

The block faulting occurred again at the pre-Yashiroda epoch of late Pleistocene, and Asakusa, Sumon and Takamori volcanoes began to erupt.

In the basin the folds were formed at the epoch.

I.3 寺泊地区の地質層序について

宮下美智夫*・三梨 昂*

要 旨

寺泊層は、新潟油田の主要石油母層であり、同時に石油貯溜層も挾有している重要な地層である。これまで、多くの人々によって調査研究されているが、模式地の寺泊層についての記載はあまり発表されていない。

筆者らは、大河津分水を中心として、層序学的な調査を行った。その結果は次のとおりである。

- 1) 寺泊層は、挾在する砂層の発達程度および泥岩の性質などから、下部と上部とに2分される。
- 2) 寺泊層は、本地区では、フレッシュ型の砂泥互層となっているが、新潟堆積盆の東縁部では、一般に塊状の黒色泥岩からなる。
- 3) 寺泊下部層は、岩相および有孔虫資料から、模式地の七谷層に対比される。
- 4) この地区では、試錐資料を参照すると、寺泊層・七谷層を含めて約2000m以上に達し、升潟地区(坑井資料)などに比し、津川期のグリーンタフの上位にくる泥相部が厚く発達する地域にあたる。

1. ま え が き

寺泊付近の層序および地質構造は、1909年伊木常誠の「大日本帝国油田図第9区寺泊油田」の公刊によって、ほぼ明らかにされたといつて良いであろう。彼の層序区分は、第1表に示した通りである。その後、寺泊付近の地質は、大村(1927)によって、新潟第三系の下部層である寺泊層の模式地に設定された。これは、伊木の下部層中の頁岩に相当するものと考えられる。

その後、信濃川の大河津分水注1)が開さくされ、ほぼ連続露頭がえられるようになると、このルートが寺泊層の模式地とみなされるようになってきた。

伊木、大村の研究以後も、この地域は、多くの人々による調査研究が行われているが、大部分未公表である。

この寺泊層は、新潟油田の主要な石油母層と考えられており、同時に石油貯溜層をも挾有している点で、重要な地層である。

この寺泊層の層序に関して、従来からいくつかの問題点が指摘されている。例えば、金原(1950)は、寺泊層の発達する所には、その下位に来るとされていた七谷層はなく、七谷層の発達する所には、寺泊層はないとしている。また、横山(1950)も寺泊層と七谷層との層位関係が、上下関係にあるものかどうか疑問であることをのべている。これら両層は、模式地がお互いに離れているために、その層位

* 燃料部

注1) 正式には新信濃川とよぶ。

関係には、これまでも多くの議論が行われてきた。最近では、七谷層と寺泊層とは上下関係にあり、別々の層準を示すと考えられている (白石ほか, 1969)。

また、三梨・宮下 (1970) は、加茂市七谷付近の七谷層を、最下部層、下部層、上部層に3分し、岩相・層序と有孔虫調査結果から、その上部層は寺泊層に対比しうることを述べた。すなわち、七谷地域は、従来七谷層のみが賦存し、その模式地^{注2)}と考えられていたが、筆者らは、この地域に寺泊層と七谷層の両層が賦存し、それらはそれぞれ上下関係にあることを提示した。

寺泊層の上に重なる椎谷層の模式地は、出雲崎町から西山町石地にかけて発達する尼瀬背斜の南方に位置する。この椎谷層と寺泊層との層位の正確な関係は、模式地の離れていることもあって、問題が残されているように思われる。同時にまた、椎谷層の下位の尼瀬背斜の核部に分布する泥層の層位についても、正確な関係がつかまれていないように思われる。筆者らは、この地区の寺泊層をこまかく記載し、また、これをもとに尼瀬地区との対比および七谷層模式地との対比を行った。

本稿を草するに当たり、有孔虫調査による未発表資料の提供をはじめ対比についての貴重な御意見を頂いた東京大学内尾高保氏および野外および室内において種々協力いただいた石油課鈴木尉元、影山邦夫、島田忠夫、小玉喜三郎の諸氏に御礼申上げる。また、図面の作成等で協力して頂いた芝浦工業大学丸田美幸、相馬庸三の両氏にも謝意を表する。

第1表 伊木常誠 (1909) による層序

第四紀層	}	沖積層
		洪積層
第三紀層	上部	{ 砂, 粘土および礫
		{ 砂岩
	中部	{ 砂岩
		{ 砂質頁岩
		{ 砂岩を介在せる砂質頁岩
	下部	{ 頁岩および砂岩の互層
{ 頁岩 (細砂岩および凝灰砂岩を挟在す)		

2. 地層の記載

本調査地域には、下位より、寺泊層、椎谷層、西山層、灰爪層の第三系各層と魚沼層が露出分布している (第1図)。

この報文では、寺泊層と椎谷層について述べ、他は省略する。

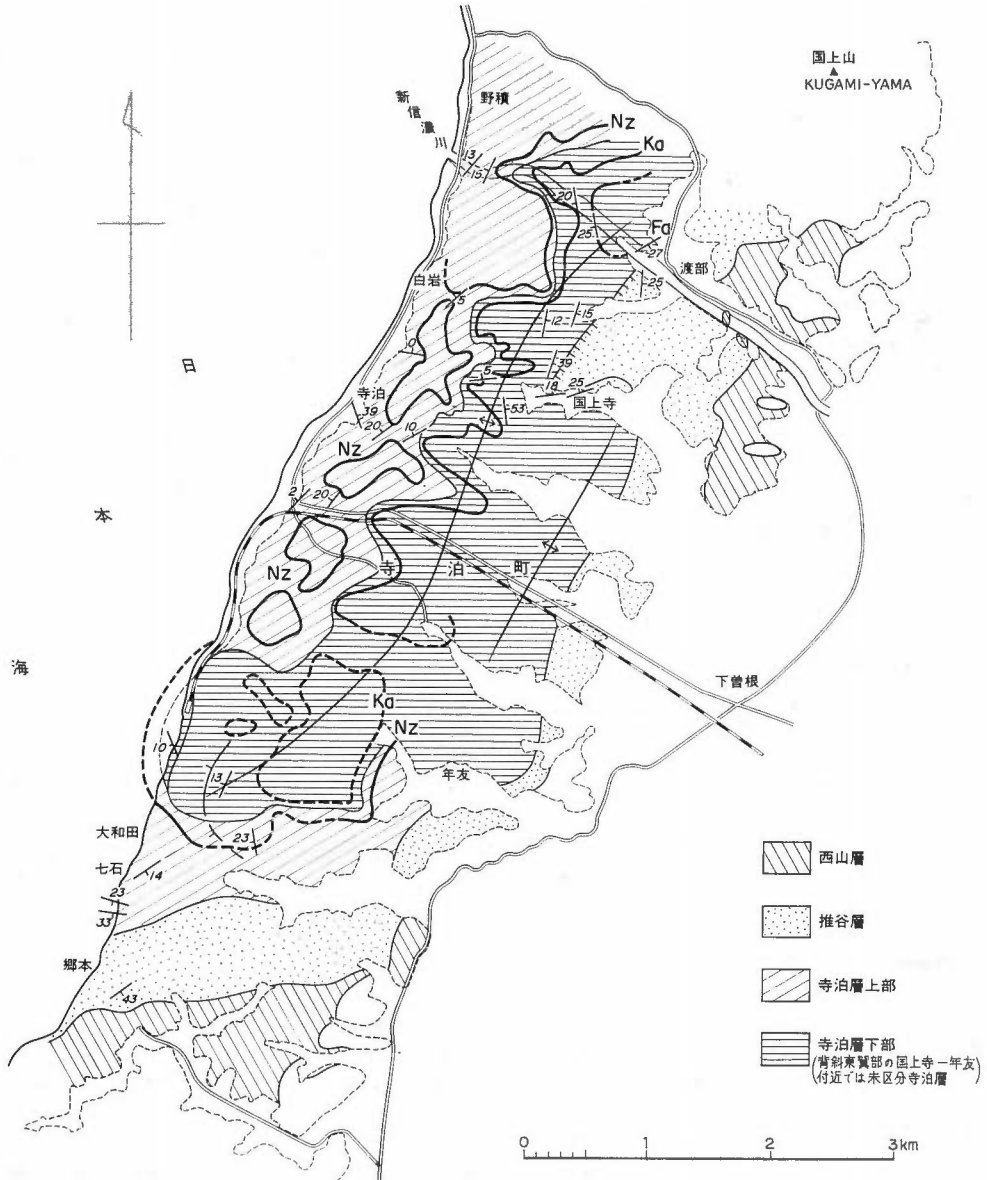
なお、寺泊層の地質柱状図は、別に示した (巻末袋入り)。これには大河津分水でみられる寺泊層の最上位を0mとして、下方へ累計した数字を付してある。またこの数字は、ルートマップ (第2図) にも付してあり、両者が対照出来るようにしてある。

2.1 寺泊層 (大村一藏, 1927, 命名)

[模式地]

注2) 筆者らも七谷地域を、七谷層の模式地とする従来の考え方には異存がない。

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)



第1図 寺泊層模式地付近の地質図

大村は、新潟県三島郡寺泊町としたが、大河津分水（新信濃川）開さく後は、慣例的にこの分水ルートが模式地とみなされてきたようであるが、筆者らも、このルートを模式地とする。

〔岩相〕

帯紫灰色～帯紫暗灰色の泥岩と灰白色微細粒ないし細粒砂岩との泥勝ちの砂泥互層で、泥灰岩の薄層や団塊および凝灰岩をはさむ。この砂泥互層はフリッシュ型を呈する。また、砂岩・泥岩の単層の組織

は底棲動物群集によって乱されておらず良く保存されている。したがって、本層は嫌気性の環境下に堆積したものであろう。

なお、本地域の岩相が呈する泥勝ちの砂泥互層は、本地区から南方の海岸沿い地区にみられるが、新潟堆積盆地東縁部などでは、一般に塊状泥岩からなっている。

〔分布・構造〕

南隣地区では、本層は、主としてセツ石から年友および円上寺をへて渡部付近を結ぶ線の西側の丘陵地に、寺泊背斜を取巻いて、海岸まで広く分布している。尼瀬背斜の軸部に位置する出雲崎町井ノ鼻、尼瀬、勝見付近にも分布し(後述)、また、北隣地区では、弥彦山の北麓の岩室村間瀬付近に分布する。

寺泊背斜は、大河津分水付近からセツ石に至る北東～南西方向に走る。東翼最大 50° 、西翼 $10\sim 25^{\circ}$ 位の軸長 10 km 以上の背斜である。この背斜は、南方では、セツ石付近で海域に入る。北方では、大河津分水のやや北部で沈降するが、渡部北西方で再びあらわれ、セミ・ドーム構造を呈している。また、この背斜は、年友西方の長嶺付近で、大きい翼のゆるいドーム状構造を形成している(伊木, 1909)。

寺泊背斜の東方には、引岡から京ヶ入にわたる背斜がある。東翼 30° ±、西翼 15° 位の軸長 3 km 弱の小背斜である(第1図)。

また、寺泊背斜の南方には、この背斜の延長上に尼瀬背斜がある。

〔層序〕

大河津分水ルート

このルートに分布する地層は、泥岩優勢互層からなるが、大きく上・下に2分することができる。両者は比較的急激に移化する。

地質柱状図からも分るように、上部よりも下部に硬質の頁岩の挟みが多く、また、比較的厚い砂岩層をひんばんに挟む。ここでは、Nz 凝灰岩と Ka 凝灰岩の中間層準の砂岩層の発達が多くなる層準付近(Ms 付近, Sg. 158)を境としておく。なお、下部層は後述するように、模式地の七谷層下部(三梨・宮下, 1970)に対比される層位である。

下部層

下部層は、主として $20\sim 50\text{ cm}$ 、時に 2 m の帯紫暗灰色泥岩と数 $\text{cm}\sim 30\text{ cm}$ の微細粒ないし細粒砂岩の泥勝ち砂泥互層からなる。また、時に泥灰岩の薄層や団塊を挟む。

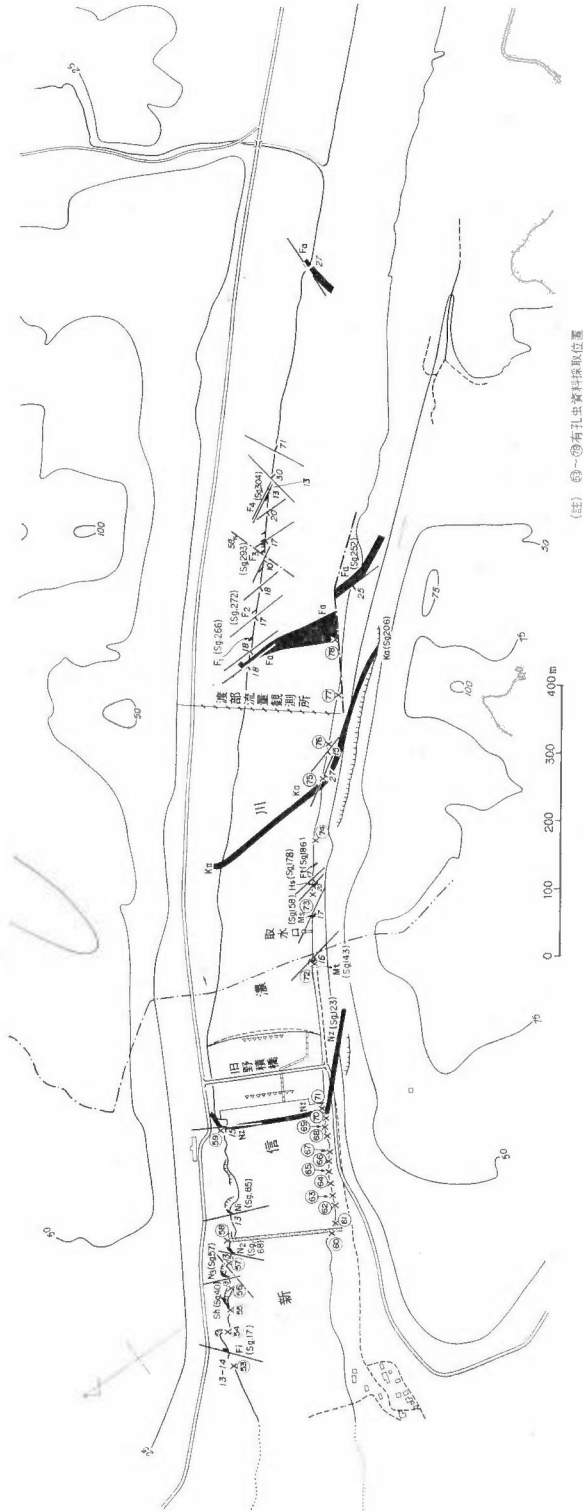
本部層に属する泥岩および砂岩は、上部のものより一般に堅硬であり、砂岩単層も比較的厚いものを多く挟む特長がある。泥岩の色調は、上部のものより、いくぶん暗色である。

また、本部層は、主要なものだけで数枚におよぶ凝灰岩を挟有するが、その中で、Fa 凝灰岩、Ka 凝灰岩は、有効な鍵層として追跡できる。下部層に挟まれる凝灰岩は変質が著しく、いわゆるワックス状を呈する。特に厚い Fa、Ka 凝灰岩では著しい。これに対して、上部層に挟まれる凝灰岩は、それ程変質が著しくない。

本部層の下限は、不明であるが、観察しうる最下部は、旧野積橋上流約 900 m (第2図 Sg. 304 付近)の新信濃川右岸付近でみられる。本部層の層厚は、 150 m 以上。

次に、本部層中に挟有される凝灰岩層の中で、主要なものについて記載する(第3図、巻末袋入り)。

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)



第2図 新信濃川(寺泊層模式地)ルートマップ
 (建設省信濃川工事事務所大河津出張所作成の河川図を利用した)
 (Sg. 304)：巻末新信濃川ルート地質柱状図参照。
 数字はその柱状図における層序を示す。

F₄ 凝灰岩 (Sg. 304)

40~60 cm の帯紫灰色の硬質頁岩を挟む帯紫白色のシルト粒凝灰岩で、基底の約 50 cm は、平行ラミナが発達する細砂粒ないし微細砂粒凝灰岩である。全層厚、2 m 40 cm。

F₃ 凝灰岩 (Sg. 293)

約 1 m 50 cm の灰色シルト岩を挟んで、その下位の 1 m 70 cm は、平行ラミナの発達する中~粗砂粒凝灰岩と板状シルト粒凝灰岩の互層からなる。上位の 3 m 60 cm は、板状シルト粒凝灰岩と細砂粒凝灰岩の互層である。この部分には、20~40 cm 位の硬質頁岩を 2~3 枚挟む。全層厚、約 7 m。

F₂ 凝灰岩 (Sg. 272)

灰白色の板状シルト粒凝灰岩で、基底の 5 cm は、微細砂粒凝灰岩である。全層厚、25 cm。

F₁ 凝灰岩 (Sg. 266)

下半部の 60 cm は、細砂粒凝灰岩、上半部の 40 cm は、微細砂粒凝灰岩ないしシルト粒凝灰岩からなる。全層厚、約 1 m。この凝灰岩は、全体が側方へ砂粒凝灰岩に移化する。

Fa 凝灰岩 (Sg. 252)

基底の 35 cm は、ワックス状の浮石の入った礫質の凝灰質砂岩で、その上に 1 m 30 cm のワックス状の浮石を多含する砂粒凝灰岩が重なり、さらにその上位 3 m 60 cm は、ラミナが発達し、しかもスランピング構造を示す粗シルト粒凝灰岩からなる。この凝灰岩中には、硬質頁岩の大団塊が含まれる。全層厚、約 5 m。

Ka 凝灰岩 (Sg. 206)

基底の 30 cm は、浮石を含有する凝灰質礫岩で、その上に、10~15 cm の硬質頁岩を不規則に挟み、浮石を豊富に含有する中砂粒~粗砂粒凝灰岩約 2 m が重なる。さらに、その上に浮石を多く含み、ワックス状の緑色凝灰岩のパッチの入った中砂粒~粗砂粒凝灰岩が 90 cm、硬質頁岩 (20 cm 位) と浮石入の緑色中~粗砂粒凝灰岩 (10 cm 位) との互層部が 90 cm、浮石を含有する帯紫白色で泥質の中砂粒凝灰岩が 1 m 70 cm、硬質頁岩 (20 cm 位) と浮石入の暗灰色泥質中砂粒凝灰岩 (10 cm 位) との互層部 90 cm の順に重なる。この凝灰岩の上位約 4 m は、直径約 50 cm の団塊の散在する暗灰色泥岩で、浮石が散る。全層厚、6 m 50 cm。

上部層

上部層は、20~50 cm の帯紫灰色の泥岩と数 cm から 20 cm 位の微細粒砂岩との泥勝ち砂泥互層である。本部層は凝灰岩の薄層や団塊をひんぱんに挟み、上位に玄能石を産する。凝灰岩層を 10 数枚はさみ、この中に主要鍵層となる Nz 凝灰岩が含まれる。有孔虫化石から、本部層は、下部層より、いくぶん冷たく、深い環境に堆積したものである。

本部層は、このルートでは、約 160 m が観察される。それより上位の層準は、みられないが椎谷層の基底までを推定すると本部層の全層厚は約 350 m である。本部層の上位層準から椎谷層に至る岩相・層序については、本地域およびその南部地域においても良好な露出はないが、椎谷層との関係については、後述する。

次に、本部層中に挟有される主要な凝灰岩層について記載する (第 3 図、巻末袋入り)。

Nz 凝灰岩 注³⁾ (Sg. 123)

基底の 1 m 50 cm は、有色鉱物をわずかに含む白色砂粒凝灰岩で、その上に 30 cm の剝理をもつ堅硬砂粒凝灰岩、15 cm の微細砂粒~粗シルト粒凝灰岩、40 cm の細砂粒凝灰岩、1 m 80 cm の凝灰岩礫、泥礫、泥層を含むコンポリユートラミナを示すシルト粒凝灰岩の順に重なる。全層厚、約 4 m 30 cm。

注³⁾ 普通野積橋凝灰岩とよび、大河津分水の旧野積橋の橋脚付近に標式的に発達する。

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)

N_z 凝灰岩 (Sg. 57)

基底の 20 cm は、ゴマ塩状の中～粗砂粒凝灰岩で、その上に 40 cm の帯紫白色の炭質物入りの縞状シルト粒凝灰岩、10 cm の砂粒凝灰岩とシルト粒凝灰岩の互層の順に重なる。全層厚、約 70 cm。

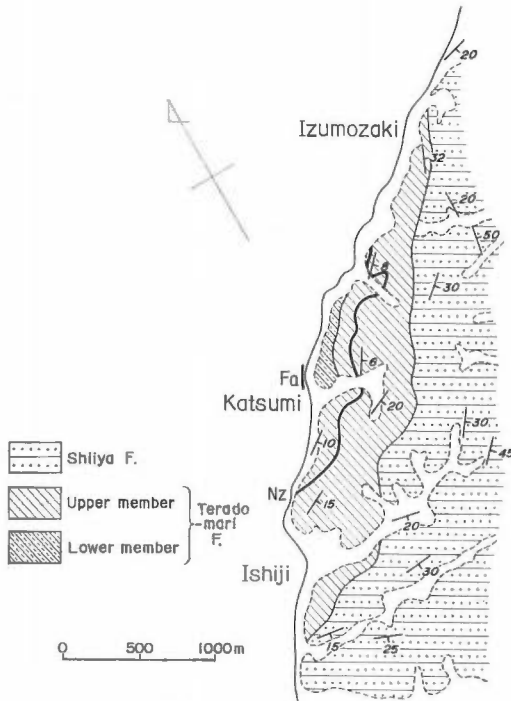
Sh 凝灰岩 (Sg. 40)

基底の 2～3 cm は、有色鉱物を含む中砂粒凝灰岩からなり、それより上位へ向い 15 cm の赤、緑の斑点のある縞状粗シルト粒凝灰岩、35 cm のやや硬質のシルト粒凝灰岩と白色の砂粒凝灰岩の互層、30 cm の石英や緑色鉱物を多含し、有色鉱物をわずかに含む褐色白色ペントナイト質の砂粒凝灰岩の順に重なる。全層厚、約 80 cm。

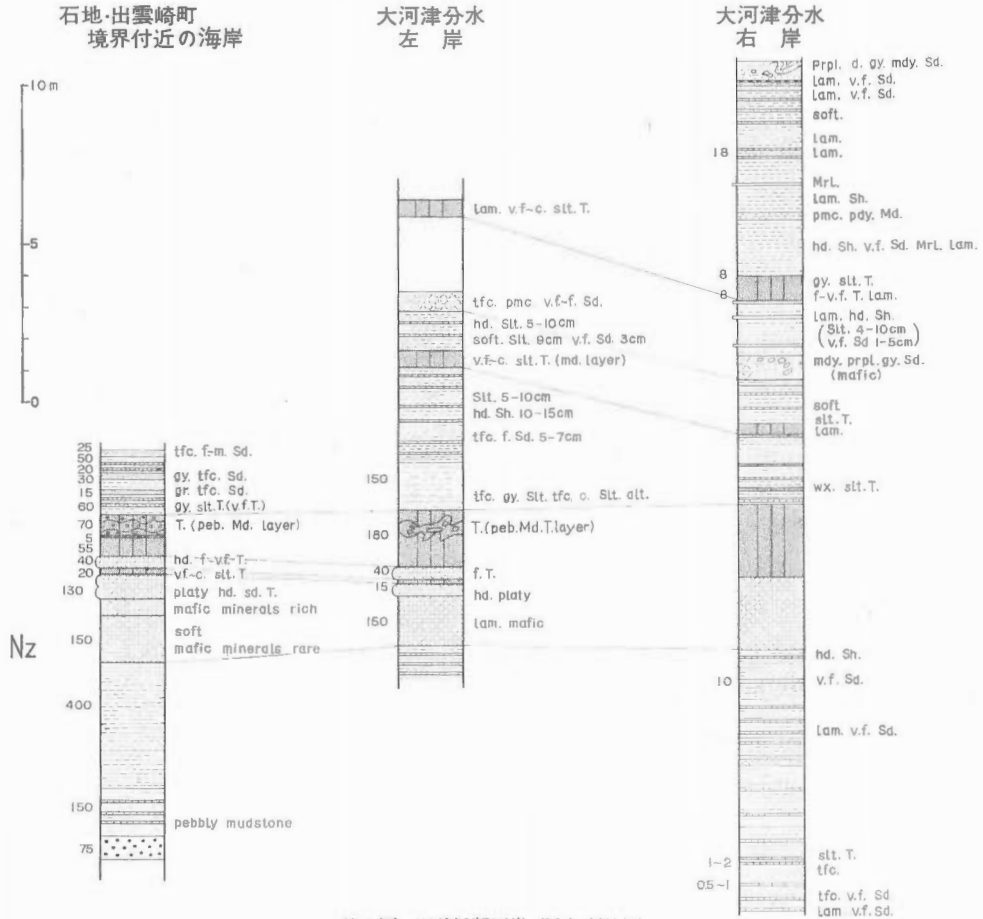
尼瀬地区の層序および坑井対比についてのいくつかの問題

この地区では、露頭の条件が悪く、寺泊層について、連続的に観察することはできないが、模式地の層序を基礎にして対比を試みる。

西山町石地の町はづれから北東方へ約 550mの道路に、出雲崎町と西山町(石地)の境界があり、その町境から南方へ約 200mの地点付近の海岸に Nz 凝灰岩に対比される凝灰岩が露出する(第4図)。模式地の Nz 凝灰岩との岩相対比については、第5図のように、下部の硬柔の状態、上部のシルト粒凝灰岩中の不規則な泥層～泥礫のほか、凝灰岩礫を含む状態などの特長がよく保存され、また、上下の岩相層序の組合せから容易に同定される。さらに、模式地では、その下位約 130mの層位にくる Fa 凝灰岩は、この地区では出雲崎町勝見部落北方約 150mの海岸突端部に露出する(第4図)。海浜のため、ここでは全層を観察することはできないが、模式地でみられるように(第3図, Sg. 252)、下部は浮石質の粗砂粒凝灰岩、上部は微細粒～粗シルト粒凝灰岩で、スランピング状にラミネイトした特長が保存される。また、上下の岩相層序から(特に Nz との層位的関係から)同定が可能である。



第4図 出雲崎・石地付近の地質図



第 5 図 野積橋凝灰岩 (Nz) 対比図

f.T.	fine sand-grained tuff	細砂粒凝灰岩
v.f.T.	very fine sand-grained tuff	微細砂粒凝灰岩
sd.T.	sand-grained tuff	砂粒凝灰岩
c.slt.T.	coarse silt-grained tuff	粗シルト粒凝灰岩
slt.T.	silt-grained tuff	シルト粒凝灰岩
m.Sd.	medium sandstone	中粒砂岩
f.Sd.	fine sandstone	細粒砂岩
v.f.Sd.	very fine sandstone	微細粒砂岩
c.Slt.	coarse siltstone	粗粒シルト岩
Slit.	siltstone	シルト岩
Md.	mudstone	泥岩
Sh.	shale	頁岩
MrL.	marl	泥灰岩
sd.	sandy	砂質
mdy.	muddy	泥質
alt.	alternation	互層
lam.	laminated	葉理状
peb.	pebble	礫
tfc.	tuffaceous	凝灰質
pnc.	pumiceous	浮石質
wx.	waxen	ロウ状
prpl.	purple	紫色
gy.	grey	灰色
d.gy.	dark grey	暗灰色
gr.	green	綠色
hd.	hard	硬質

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)

したがって、尼瀬背斜極隆部は、模式地でみられる寺泊層の最下部に近い層準が分布し、その翼部には順次上位の寺泊層が分布する。

望月(1962)は、尼瀬海岸に掘さくされた尼瀬R4号井について、深度150mで、野積凝灰岩(Nz凝灰岩)に対比される凝灰岩があらわれ、以下700mまでは、黒色泥岩に凝灰岩と凝灰質砂岩をはさみ、有孔虫では、upper *Dorothia* sp. —*Haplophragmoides* sp. subzonule である。942mまでは暗褐色泥岩に砂岩をはさみ、*Cassidulina kashiwazakiensis*-*Gyroïdina* sp. 2 subzonule で石灰種を混在している。942~1,033m間は淡灰色砂質凝灰岩で以下七谷層になる。寺泊層は地表から合せて厚さ約1,000mである、としている。

しかし、R4号井の位置は、前述したように、地表ではNz凝灰岩が蛇崩の小沢に分布していて、この坑井は、その下位の層準から掘り込まれている。

また、勝見海岸にみられるFa凝灰岩の走向分布から、この層準は、ほぼこの凝灰岩付近の層準に当るであろう。

筆者らによれば、地表で、既に500m近い寺泊層が分布していることになる。

一方上記坑井では、深度1,650m位まで、泥岩を主体とする岩相からなるので、七谷層(後述)と寺泊層の境の問題を別にして考えると、この尼瀬地区は両層を含めて、約2,000m以上に達し、升潟地区(坑井資料)などに比し、津川期のグリーンタフの上位に来る泥相部が厚く発達する地域にあたる。

また、MATSUNAGA(1963)は、寺泊R1号井の深度60mにNz凝灰岩があらわれるとして、坑井における有孔虫チャートを作っているが(第2表)、上記したように、Nz凝灰岩の下位の層準から、この坑井は掘り込んでいるので、地表における層序調査や有孔虫調査との対比について再検討が必要であろう。

[層序関係]

寺泊層と後述する椎谷層との関係については、寺泊町郷本付近や出雲崎町地内および西山町石地地内においても、良好な露頭がないため、両層の接統面を観察することができなかった。

しかし西山町石地から南方へ行く道路と、尾町へ行く道路との交叉点付近に、約2mの硬質暗灰色で、石英粒に富み、泥灰岩の団塊を含む火砕質粗~極粗粒砂岩(尾町砂岩とよばれる)が露出し、海中へ礁として細長くのびている。この火砕質砂岩の上下の地層は帯紫灰色泥岩に微細粒砂岩の薄層をはさむもので、寺泊層の岩相と一致する。一方大津から石地および長磯へ至る道路の三叉路の北曲り角付近の丘陵崖に約5mの灰白色凝灰岩が露出する。この凝灰岩の下位には、砂岩優勢互層がみられ、この層準が椎谷層であることを示している。この凝灰岩と前述の尾町砂岩との間の全層厚は、約90mであるから、露出欠除部分は、おおよそ50~60mと考えられる。したがって、この露頭欠除部分に、寺泊層と椎谷層の境界があることになる。

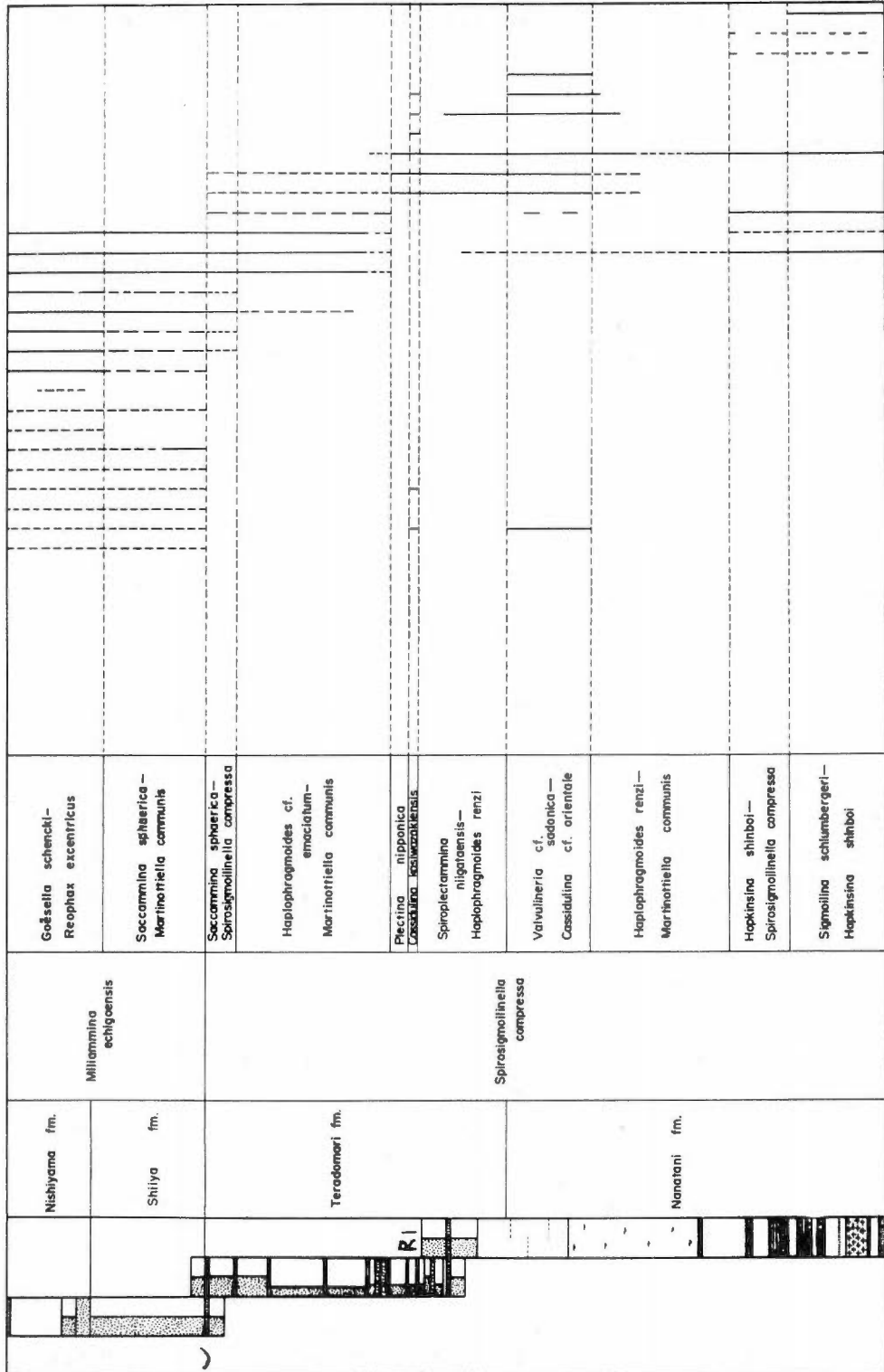
次に、セツ石部落付近の海岸に露出する石英粒に富み、スランピング構造を示す粗砂粒凝灰岩ないし凝灰質粗粒砂岩は、岩相がきわめて尾町砂岩に類似しており、また、この凝灰岩の直上の岩相も、帯紫灰色の泥勝ち互層からなり、寺泊層の岩相と一致していることも、尾町砂岩の直上の岩相と類似している。以上のことから、この凝灰岩を尾町砂岩に対比する。

後述するように、郷本橋付近で、郷本GS1号井を掘さくし、130mの椎谷層を掘り抜いたが、セツ

Table 2 Check List showing known stratigraphic occurrence of Foraminifera and Zonules in Teradomari District, Niigata Prefecture (MATSUNAGA, T., 1963)

Reconstructed column of outcrop sections	ZONES		SPECIES
	N.	F.	
<p>Scale in meter 200 100 0</p>	Uonuma fm.		<i>Cibicides cf. refulgens</i> — <i>Elphidium fax barbarensis</i> <i>Elphidium hughesi foraminosum</i> — <i>Siphogenerina raphanus</i> <i>Cassidulina japonica</i> — <i>Elphidium hughesi foraminosum</i>
	Haizume fm.	<i>Cribrorhaphidium yabei</i>	
	Nishiyama fm.	<i>Uvigerina subpergrina</i>	<i>Cassidulina kasiwazakiiensis</i> — <i>Uvigerina asanoi</i>
			<i>Elphidium fax barbarensis</i> Nicol <i>Parasiphonina bradyi</i> (Cushman) & Uchii <i>Horowitzia nipponica</i> Asano <i>Cibicides cf. refulgens</i> (Montfort) <i>Rotalia nipponica</i> Asano <i>Siphogenerina raphanus</i> (Parker & Jones) <i>Cribrorhaphidium yabei</i> (Asano) <i>Eolima argentea</i> Cushman <i>Elphidium hughesi foraminosum</i> Cushman <i>Cassidulina japonica</i> Asano & Nakamura <i>Cassidulina kasiwazakiiensis</i> Huzarima & Matsumoto <i>Cibicides asanoi</i> Matsumoto, n. sp. <i>Elatimella pukehelle</i> Huzarima & Matsumoto <i>Puzosia opercula</i> Cushman <i>Angulogerina hughesi</i> (Galloway & Waster) <i>Uvigerina subpergrina</i> Cushman & Kasegaki <i>Uvigerina asanoi</i> Matsumoto, n. sp. <i>Bolivina quadrilatera</i> (Schwager) <i>Milammina echigoensis</i> Asano & Inomata <i>Gössello schencki</i> Asano <i>Rapheax eximicus</i> Cushman <i>Saccammina spherica</i> M. Sors <i>Bohysipha</i> sp. <i>Haplophragmoides cf. emaciatum</i> (Brady) <i>Morinohalia communis</i> (Orbigny) <i>Cyclammina pusilla</i> Brady <i>Spiralaminella compressa</i> Matsumoto <i>Plectina nipponica</i> Asano <i>Spiralocammina nigricans</i> Asano & Inomata <i>Haplophragmoides renzi</i> Asano <i>Cassidulina yabei</i> Asano & Nakamura <i>Gyrodina cf. solidum</i> d'Orbigny <i>Volutinella cf. sadonaka</i> Asano <i>Cassidulina cf. ornata</i> Cushman <i>Hopkinsina morimochiensis</i> Matsumoto, n. sp. <i>Hopkinsina shibei</i> Matsumoto, n. sp. <i>Sigmulina schumbergi</i> Shibestril

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)



Localities : See "Register of localities"
 Location of the Tohoku Oil Company well, Teradomari R-1 ; Teradama, Teradomari-machi, Sante-gun, Niigata prefecture

石凝灰岩までは、なお、約70mのブランクがあり、椎谷層と寺泊層の境界は、このブランク中に存在するので、観察することができなかった。

しかし、おそらく両層は漸移整合の関係であろう。

次に、寺泊層と七谷層との関係は、後述するように寺泊層下部が七谷層に対比されることから、大河津分水において観察され、整合である。

〔対 比〕

ここでは、七谷層の模式地付近の地質との対比を述べる。

模式地付近では、七谷層は、いわゆるグリーンタフの高柳凝灰岩の上に整合に重なる。本層は、最下部層、下部層、上部層に区分される。

最下部層は、暗灰色硬質頁岩と流紋岩質凝灰岩との互層からなる。下部層は、暗灰色硬質頁岩および暗灰色頁岩、上部層は、灰色ないし暗灰色泥岩を主とする地層である。

下部層と上部層の境界付近に凝灰岩層 (K_1) が発達し、この付近を境として、岩相は急変する。下部層に挟まれる凝灰岩は変質の程度が著しいが、上部層のそれは、一般に軽微である。

このような岩相の重なり方は、寺泊町大河津分水におけるいわゆる寺泊層が砂岩層をひんばんに挟む点を除くと共通している。すなわち、寺泊地区における下部層は、比較的厚い砂岩をかなりひんばんに挟む帯紫暗灰色の硬質泥岩・細粒砂岩の互層からなるのに対して、上部層は、帯紫灰色泥岩と微細粒砂岩との互層からなる。また、下部層に挟まれる凝灰岩は変質が著しく、ワックス状を呈するのに対して、上部層のそれは、変質があまり著しくない。

このように、岩相だけについてみると、大河津分水の寺泊層上部は、模式地の七谷層の上部に対比しても良いように思われる。

有孔虫の群集組成の上からも、上述の各層は、それぞれ相似た組成を示すことが明らかにされた。

内尾 (1971, Ms) によると、大河津分水の Mt 凝灰岩より約20m下位の層準を境にして (第6図)、それより下位には、*Valvulineria Sadonica* ASANO, *Cassidulina kasiwazakiensis* HUSEZIMA & MARUHASI, *Epistominella* cf. *japonica* ASANO, *Eponides* cf. *weddellensis* EARLAND, Small *Rotalids* (young of *Eponides*, *Epistominella*?) *Globigerina* sp. 等の主として石灰質殻有孔虫を産し、上位には、*Cyclammina* sp., *Martinottiella communis* D'ORBIGNY, *Spirosigmoinella compressa* MATSUNAGA, *Dorothia* (?) sp., *Haplophragmoides* spp. 等の主として砂質殻有孔虫を産する。

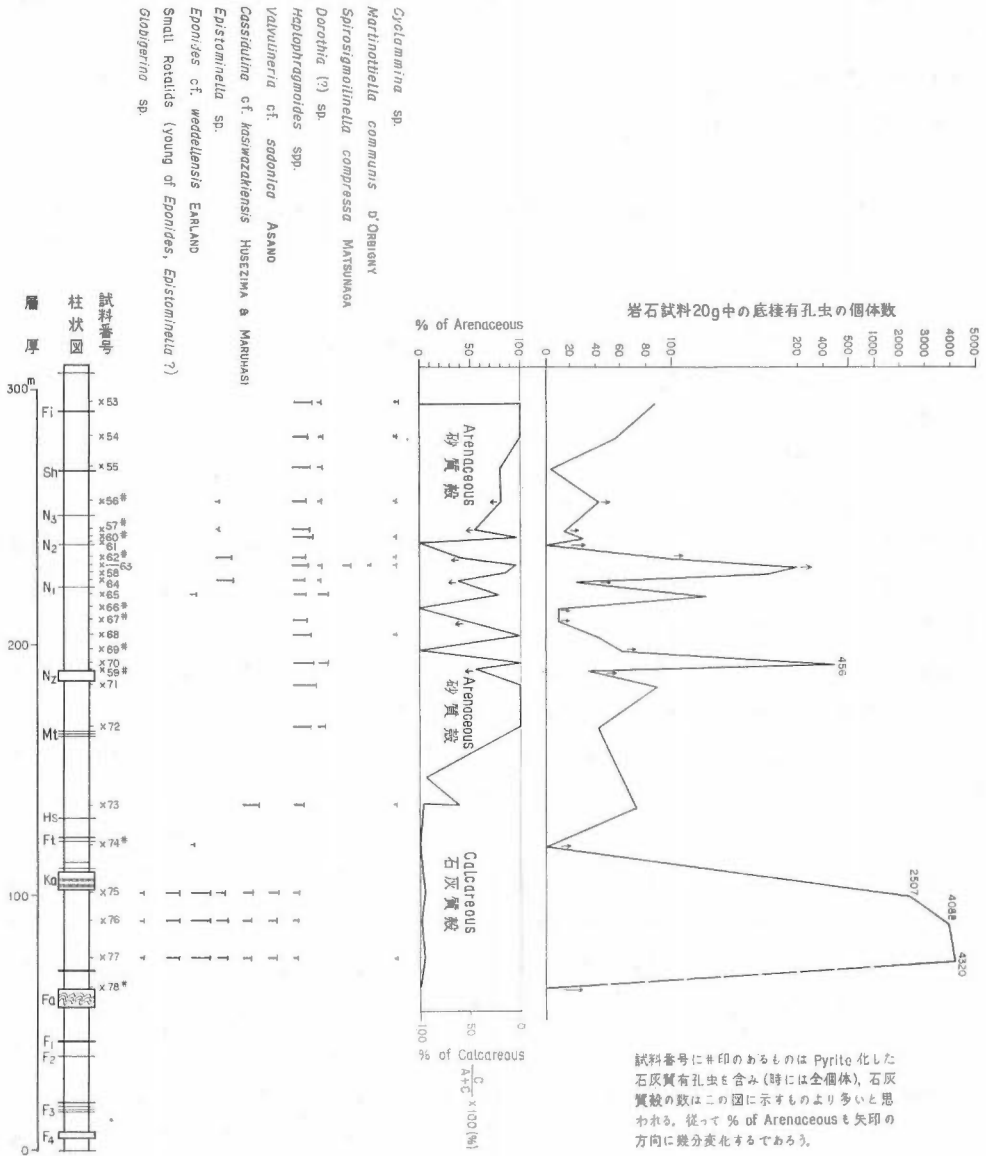
前者は、七谷層の模式地付近における七谷層の下部層の有孔虫に、後者は七谷層の上部層 (三梨・宮下, 1970によると寺泊層) の有孔虫にほぼ一致する。

Mt 凝灰岩より約20m下位の層準は、筆者らの岩相区分による下部層と上部層の境付近の Ms 砂岩より、6 m程下位に当る層準にあるが、岩相を加味して、Ms 砂岩付近を上部層と下部層との境とした。このように、岩相と有孔虫とで、若干境界の食い違いはあるが、このルートに七谷層が賦存することを内尾の有孔虫資料は裏付けている。

なお、模式地の七谷層の下部でも、きわめて固い硬質頁岩の岩相を示すところは部分的であることも大河津分水の寺泊層下部と類似している。

以上の結果を総合すると、大河津分水の寺泊層は、その下部が模式地の七谷層下部 (暗灰色硬質頁岩、

1.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)



試料番号に#印のあるものは Pyrite 化した石灰質有孔虫を含み(時には全個体)、石灰質殻の数はこの図に示すものより多いと思われる。従って % of Arenaceous も矢印の方向に幾分変化するのであろう。

第6図
模式地の寺泊層の層序と有孔虫群集の特徴

(この図は内尾 (1971, Ms.) の有孔虫資料採取位置図をもとにし、筆者らが作成した層序上にプロットして表現したものである)

Na₂, 七谷層に対比)に, その上部が模式地の七谷層上部(灰色泥岩, Na₃, 寺泊層に対比)に対比されるものと考えられる注4).

2.2 椎谷層 (伊木常誠, 1922, 命名)

〔模式地〕 柏崎市椎谷, 椎谷岬付近

〔岩 相〕

模式地では, 凝灰質灰白色中粒砂岩と暗灰色泥岩との砂勝ち互層で, 粗粒砂岩, 細礫岩や炭質物をひんぱんに挟む。

〔分 布〕

調査地域内では, 本層は郷本から年友および京ケ入をへて, 渡部付近まで分布している。郷本の沢では, 連続した良い露頭がみられる。

〔層 序〕

郷本の沢では, 暗灰色~灰色泥岩と細粒~微細粒砂岩との互層で, ここでは, 本層の中部層が露出する。その上半部は砂勝ち互層, 下半部は泥勝ち互層となっている。全層準中に 8 枚位の表層地回り型層間異常層を挟有する。砂岩は凝灰質の部分が多い。また, 浮石, 炭質物, 貝化石を含む層準がある。凝灰岩は10数枚挟まれるが, その中で, Km 凝灰岩(鈴木ほか, 1974命名)は, 主要な鍵層で良く連続する。郷本の沢に露出する本層の厚さは, 約 220m以上である。

郷本の沢では, 本層の上部は分らないが, 郷本部落南西方約 2 km にある山田部落まで, 本層を鍵層によって追跡すると, その上限まで連続して観察することができる。それによると, 上部層の厚さは約 100mで, 砂岩・泥岩の互層からなり, 凝灰岩を数枚挟んでいる。また, 表層地回り型層間異常層を 1 枚挟むが, これは山田部落内の丘陵崖に露出しているので, 山田層間異常層と名付ける。これは模式地の椎谷の海岸まで追跡される。

本層の下部は, 郷本の沢出口付近で, 露頭がなくなるので, 不明である。そこで, この沢の出口の郷本橋付近で, GS-1 号井を深度 202mまで掘削した。地層の傾斜が 50° 位なので, 厚さ 130mの地層を掘り抜いたことになる。この坑井資料によると, 岩相は砂岩・泥岩の互層で, 凝灰岩をひんぱんに挟んでいる。従って, この試錐井によって掘り抜いた地層は, 岩相上から凡て椎谷岩に属するものと考えられる。さらに, その下位の七ツ石の石英粒に富む砂質凝灰岩ないし凝灰質砂岩付近までは, 約70mの露出欠除部分がある。この七ツ石の凝灰岩の上位は帯紫灰色の泥岩に砂岩の薄層を挟む泥勝ち互層となっているから, 寺泊層に属すると思われる。従って, この露出欠除部分に椎谷層と寺泊層の境界があることは前述した。以上のことから, 郷本付近の椎谷層の全層厚は, おおよそ 470m前後と推定される。

椎谷層の層相層厚変化は, それ以前およびそれ以後の層相層厚変化に較べて激しい。すなわち, 模式地の椎谷付近では, ほとんど砂岩からなる砂泥互層であるが, 北方へ砂泥等量互層から, 泥勝ち互層へ変化している。本層の厚さは, 模式地付近で 1,500mもあるが, 尼瀬背斜部では薄化して, 約 300mとなる。しかしさらに北方の山田一郷本間では前述の通り約 470mと多少厚くなるが, 寺泊背斜東翼では, 再び急激にうすくなる。

注4) 三梨・宮下(1970), 日本油田・ガス田図9, 七谷, 参照。

I.3 寺泊地区の地質層序について (宮下・三梨)

3. ま と め

- 1) 大河津分水における寺泊層は、岩相上から、下部層と上部層に2分される。
- 2) 寺泊層は、海岸沿いでは、フレッシュ型の砂泥互層からなるが、新潟堆積盆地東縁部などでは、塊状の泥岩からなり、そこでは、一部に西山層と類似する帯緑灰色の泥岩を挟む地域がある。
- 3) 大河津分水における寺泊上部層は、岩相および有孔虫群集から、七谷地域における三梨・宮下(1970, 1974)の七谷層上部(暗灰色泥岩, Na3)に対比され、寺泊層下部は同地域の七谷層下部に対比される。従って、この地区における七谷層と寺泊層とは整合関係にある。また、寺泊上部層は、その下部層に比較して、いくぶん冷たく、深い環境に堆積したものであろう。
- 4) 尼瀬背斜は、その軸部に寺泊下部層(七谷層)、それを取り巻いて寺泊上部層(寺泊層)が分布する。
- 5) この地区の地層は、試錐資料を参照すると、寺泊層、七谷層を含めて、層厚約2,000m以上に達し、升瀉地区(坑井資料)などに比し、津川期のグリーンタフの上位に来る泥相部が厚く発達する地域である。
- 6) 寺泊層と七谷層との関係は整合であろう。

参 考 文 献

- 池辺 穰(1949) : 西山油田の地質構造. 石油技術協会誌, vol. 14, p. 96-99.
——— (1953) : 最近の探鉱成果. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 146-157.
——— ・他(1968) : 新潟平野の地下地質. 石油技術協会誌, vol. 33, p. 42-52.
- 池辺 展生(1940) : 新潟県各油田の地層の対比. 石油技術協会誌, vol. 8, p. 363-372.
——— (1941) : 新潟県西山油田北部の層序. 石油技術協会誌, vol. 9, p. 172-182.
——— (1941) : 新潟県西山油田北部地形及地質図同説明書(未発表). 地質調査所.
- 伊木 常誠(1909) : 大日本帝国油田第9区地質及地形図説明書. 地質調査所.
- 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.
- 金原 均二(1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32.
- 鯨岡 明(1962) : 荒谷相の意味するもの. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 309-346.
- 横山 次郎(1950) : 日本地方地質誌. 中部地方.
- 松井 寛・中川 保(1942) : 新潟県寺泊油田地区南部産有孔虫化石. 地質学雑誌, vol. 49, p. 356-361.
- MATSUNAGA, T. (1963): Benthonic smaller Foraminifera from the Oil Field of Northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, vol. 35, p. 90-91.
- 三梨 昂・宮下美智夫(1970) : 日本油田・ガス田図, 9, 七谷. 地質調査所.
——— (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.
- 望月 央(1962) : 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察—特に中越地区の構造の発達と石油の

集積について一. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 557-585.

西田彰一・津田禾粒・市村隆三 (1966) : フオッサ・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) —. 新潟大学地質鉱物研報告, no. 1, p. 1-14.

大炊御門経輝 (1940) : 尼瀬油田付近産の第三紀有孔虫に就て. 地質学雑誌, vol. 47, p. 331-338.

大村 一蔵 (1927) : 石油地質学概要 (十五). 地球, vol. 8, p. 449-457.

大塚 専一 (1903) : 西山油田説明書附属精査図. 地質調査所.

————— (1904) : 大日本帝国油田第三区地質及地形図 越後国西山油田. 地質調査所.

白石辰巳・西島 進・市村隆三・猪間明俊 (1969) : 新潟の油田. 地質見学案内書.

鈴木尉元・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・島田忠夫 (1974) : 新潟県西山・中央油帯の地質. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 67-95.

Geology of Teradomari District, Niigata Prefecture

Michio MIYASHITA and Takashi MITSUNASHI

The present authors study the stratigraphy of Teradomari district where the standard facies of Teradomari Formation of middle Miocene in the Niigata Tertiary basin is situated.

The Teradomari Formation in this district is composed of mudstone and sandstone, and is divided into upper and lower members based on the lithologic characters. They are assigned to the flysch facies judging from their texture.

Along the eastern margin of the basin where the standard facies of Nanatani Formation is situated, the formation is characterized by massive mudstone. The Nanatani Formation is middle Miocene in age and is supposed to be overlain by the Teradomari Formation.

Based on the lithologic distinctive features and analyses of foraminiferal assemblages, the Nanatani Formation in the stratigraphic standard area is correlated to the lower member of Teradomari Formation.

The Teradomari and Nanatani Formations are more than 2,000 m in thickness in this district and their thickness decreases toward the Niigata plain.

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質

鈴木尉元*・三梨 昂*・宮下美智夫*・影山邦夫*・島田忠夫*

要 旨

新潟県の西山油田とその周辺地域は、古くから多くの調査が行なわれ、中部中新統から鮮新統にわたる地層の模式地が設定されている。それらは、寺泊層、椎谷層、^{はまつど}浜忠層、西山層、灰爪層である。

中新世中期の寺泊層は、暗灰色泥岩と薄い細粒砂岩との互層によって特徴づけられる。それらは生痕によって組織が乱されておらず、泥岩の暗色であることも合わせ考え、嫌気性の強い環境下に堆積したことを示している。

後期中新世の椎谷層は、寺泊層に整合に重なる砂岩と泥岩の互層で、下部にはしばしば厚い白色凝灰岩が挟まれる。また表層地回り型と深層地回り型の走間異常が発達する。この期の等層厚線は、第7図に示されている。

帯緑灰色の泥岩と薄い細粒砂岩との互層で特徴づけられる下部鮮新世の浜忠層は、椎谷層に整合に重なる。本地域中央部の中央油帯に沿っては、砂岩は発達していない。同層中部には、厚い白色凝灰岩が挟まれる。この期の等層厚線を第12図に示す。

中部鮮新世の西山層が、この上に整合に重なる。同層は、塊状の帯緑灰色の泥岩によって特徴づけられ、薄い凝灰岩を頻繁に挟む。北東部には、基底に厚い砂岩層ないし表層型層間異常が発達する。この期の等層厚線を第13図に示す。

上部鮮新世の灰爪層は、砂質泥岩、泥質砂岩と夏川石とよばれる介層砂岩からなり、西山層に整合に重なる。夏川石はこの地域に特有なものである。

更新世の魚沼層は、下部の塚山層と上部の小国層に分けられるが、本地域には、上部の小国層が灰爪層に不整合に重なる。本層は、砂、礫、粘土の互層からなる。

これらの上に、一部谷状に下位層をけずって、中段段丘層に対比される安田層が不整合に重なる。

この地域には、石油や天然ガスを多産する背斜や向斜が、北北東—南南西方向にいくつか走っている。

1. ま え が き

西山油田とその周辺地域は、新潟県でも代表的な石油や天然ガス鉱床を多く胚胎する地域である。そのため、古くから多くの調査がなされてきた。そして新潟第三系堆積盆地の上部中新統から鮮新統にかけての地層の模式地に選定されている。寺泊層・椎谷層・浜忠層・西山層や灰爪層がそれである。しかし、模式地は相互にかなり離れていることや、模式地付近の露出が必ずしも良くないことなどのため

* 燃料部

に、各層相互の厳密な関係やそれらの分布に関して、まだ問題が残されているように思われる。また一般構造方向と直交する方向での岩相変化は、それと平行する方向に比して著しいために、各構造を構成する地層の対比には、未解決な点が多い。近年多くの坑井が新潟平野に掘削されるようになると、その対比が直接地表地質層序によらずに、便宜的に、その地域に設定された一本の坑井を中心に行われている傾向があるように思われる。これは、地表の地質層序が量的に定義や記載が行われていないことに、一つの原因があるように思われる。すなわち、従来の質的な模式地の定義では、現在の探鉱には不十分であることを示しているのであろう。良く知られているように、最近の層位の決定に有孔虫層序の比重が非常に増加してきている。それにもかかわらず、地表の有孔虫層序が確立していないことにも、その原因があるのであろう。

筆者らは、このような現状を、層序の調査精度を従来よりも一桁あげて解析することにより、標準層序を量的に再定義すること、従来の各模式地間相互の関係を、正確にとらえること、これらをもとに、各構造単元を構成する地層の対比を、より精確に行うことを試みた。

謝辞：この研究において新潟大学・鈴木 実氏（現日本鑿泉探鉱 K. K.）には、野外で調査を分担していただいた。また、同氏と吉村尚久氏には、重鉍物の分析をしていただいた。石油資源開発株式会社の市村隆氏には、本地域の魚沼層について種々御教示御討論いただいた。地質調査所石油課・中嶋美智子氏、芝浦工業大学・丸田美幸氏、相馬庸三氏には、製図や原稿の整理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ます。

2. 従来の調査研究

本地域のある程度まとまった調査は、大塚（1903）による西山油田とその周辺地域の調査に始まる（第 1 表）。しかし、これは最初のものであり、構造が比較的複雑な地域を広い範囲にわたって一時にまとめたこともあってか、現今の層序的な概念からみると、その層序は未だ多くの問題を含むものであった。次いで、寺泊町から出雲崎町にかけての海岸に沿う丘陵地域の調査結果が、伊木（1909）によって発表された。この調査によって、同地域の層序の大綱と地層の分布は、ほぼ明らかにされたとみて良いであろう。

この後しばらく、帝国油田区の調査は行われなかった。その間に、現在まで一般に用いられている標準層序名が提出されている。これまでは、地層の名称は岩石名を用い、それらを上・中・下部層などに

第 1 表 大塚（1903）の層序

上	砂 礫 層
部	上 部 頁 岩
中	砂岩頁岩厚さ同等互層
	黝灰色凝灰質頁岩
	砂岩頁岩厚さ略々同等互層
下	下 部 頁 岩 層
	砂岩頁岩厚さ略々同等互層
	砂岩に薄き頁岩を挟在せる互層

第2表 池辺（1941）の層序

		尼 瀬 背 斜	小木城背斜西側	小木城背斜東側
上部更新統		田 沢 砂 礫 粘 土 層		脇野町砂礫層
瑞 穂 系	魚沼更新統	西 越 砂 礫 粘 土 層		宮本砂礫粘土層
	砂質頁岩累層	船 橋 砂 層	釜 谷 砂 層	中永細砂層
		灰 爪 細 土 層	灰 爪 細 土 層	後 谷 細 土 層
	灰色頁岩累層	西 山 泥 岩	西 山 泥 岩	西 山 泥 岩
		椎 谷 砂 岩	?	五軒火砕質砂岩
		石地砂岩泥岩互層	石 地 砂 岩	泥 岩 互 層
黑色頁岩累層	尼瀬黑色頁岩			

区分していた。ところが、たとえば黑色頁岩層とするものにも、ある所では灰色頁岩、砂質頁岩によって代表されるものがある、といったことが起る。このように、地層名に岩石名を付けるのは不都合な場合があるので、その発達する地方の地名を付して、地層名とすることが行われるようになった。この地域では、寺泊層は大村（1927）、椎谷層は伊木（1922）、西山層は渡辺（1926）、灰爪層は大村（1927）によって、それぞれ提出された。これらの提唱の基礎は、前記の帝国油田図やその後の石油会社の調査結果にあったものと考えられる。同時にこの頃までに、問題の残されていた西山油田とその周辺地域の層序と構造も明らかにされた。それは、大村（1927）の論文に付された地質図から、読みとることができる。

1941年には、大塚の調査地域の北半部の調査結果が、池辺（展）によって発表された（第2表）。これは、帝国油田図の説明書として刊行されるもののエッセンス、といった性格のものであった。しかし、地質図は未刊に終わった（地質調査所未刊行資料として保存されている）。この調査によって、西山油田から中央油帯にわたる地域の層序・構造は、ほぼ明らかにされた。細部の訂正はあるものの、大綱は現在も変わらない。筆者らの調査も、池辺の結果による所が大きい。

池辺（稯）（1949）によって、西山層の下部の異相として、浜忠層が提案された。同層は、泥岩と薄い細粒砂岩との互層で、横に西山層の塊状泥岩に移過するもの、とされた。

次いで1969年には、白石らによって、西山油田から中央油帯とその周辺地域の地質が総括された。この結果で、池辺（1941）の地質図の一部の訂正がなされると同時に、この頃までに明らかにされていた有孔虫層序の結果が発表された。また、小木城背斜の南部の吉井油・ガス田において、先新第三系の基盤岩にまで掘り込まれた坑井結果も、発表された。

なお1957年には、地質調査所から日本鉱産誌が刊行された。これには、各油田の層序や構造の詳細な記載が公表されている。

3. 層 序

3.1 調査の方法

従来の調査法は、一般にルートマップ方式とでも名付けられる方法である。それはあらかじめ作られた地形図上に、あるいは調査者自ら調査する路線に沿って地図を作りながら、その図上に、調査路線周辺の露頭を観察し記載していく方式である。それらの結果をもとに岩相の単元を識別し、その上下関係

をきめ、構造を考慮しながら各単元の分布を明らかにしていく。構造に平行する方向では、これらの岩相単元を横方向に追跡し、地図上に記載していく。背斜軸や向斜軸を横切る場合には、各岩相単元がふたたびあらわれることが期待される。このような場合には、路線ぞいに各岩相単元を設定し、軸の反対側の岩相単元と対比をする。このようにして、岩相単元の分布と構造が明らかにされるわけである。時に、この岩相中の特に顕著な単層を鍵層として追跡することがある。この方式は、連続する地質をとこころ観察するわけであるから、対比の単位は、累層あるいは部層単位である。

これに対して筆者らの方式は、実測方式とでも名付けられる方法である。この方式は、あらかじめ最も良く地層の露出する地域 (理想的には全露出地域) で、上から下へ、あるいは下から上へ、すべての単層を観察し記載をする。そしてこれらを地質柱状図の形で整理する。筆者らは一般に、100分の1を採用している。しかし、単層を問題にする場合には、10分の1ないしそれ以上の精度の柱状図を作製する。背斜軸や向斜軸をまたいだ地域でも、同様の観察を行ない同じ縮尺の柱状図を作製する。この結果をもとに地層の追跡や対比を行う。この方式では、単層単位ですべての地層を観察するから、岩相の単元が識別されるだけでなく、それらの境界の性質 (漸移的か、不連続に変化するか) も把握でき、より正確に柱状図として表現される。また、主要な鍵層やその順序関係、それらとその周辺の単層との関係なども把握できる。したがって、従来の方式に比して対比の精度が一桁あがる、といえるであろう。

上にのべたことからわかるように、この方式では、地層の追跡が単層単位で可能になる。一般に、構造を横切る方向での岩相変化は、それと平行する方向でのそれよりも急激である。したがって、そのような場合には、地層の対比に問題が多く残される。しかしながら実測方式では、単層単位で対比が行われることから、対比がきわめて正確である。この方式では、一般にまず鍵層 (これは相対的なもので主として凝灰岩が、時に泥岩・砂岩・礫岩が用いられる) を対比し、それから上下の単層を対比する。したがって、その対比の確実性は、その上下の単層の重なり方の類似性で高められる。この対比を間違える可能性は、一枚一枚の単層とその重なり方が同様な順序でくり返される場合で、きわめて起りにくいと考えられる。そのような場合があったとしても、あらかじめチェックすることができる。

この方式の有効性は、さらに精度をあげて、単層単位での地層の対比が可能であることで実証されているといえるであろう (影山・鈴木・平山, 1971)。しかしながら、この方式がどこでも採用できるわけではない。きわめて断片的にしか地層の露出していない地域では、この方式を採用することは必ずしも得策ではないであろう。そのような地域では、従来の方式と、この方式を組み合わせで行うのが良い。

この地域内で、上にのべたような実測方式の基準になるような露頭は、寺泊町郷本から出雲崎町井ノ鼻にかけての日本海沿いの海食崖である。この路線では、郷本付近から久田付近までに椎谷層、浜忠層と西山層下限のほとんど完全な連続柱状を観察でき、この地域では最も良い地質柱状図を作製することができる (第3図)。これらの地層の下に、模式地の寺泊層が来る。寺泊層は、いわゆる大河津分水のルートでほとんど完全な柱状図ができるが、この間の約 250m は露頭が断片的で、地層のくわしい観察ができない。そこで、郷本橋際で 200m 余の層序試錐 (郷本 GS-1 号井) を行って、それを補った。西山層中・上部から灰爪層下部にかけての地層は、与板町西方の塵芥処理場から大阪塔へぬけるルート、あるいは中央油帯北東部の中永峠ルートで背斜東翼で、ほとんど連続の柱状を観察できる。これらは、付図として添付した。

なお、小木城背斜にそった地域では、中永ルートの東西両翼および曾地峠ルートの東西両翼で、100分の1の地質柱状図を作製した。その他地域ごとに部分的ではあるが、同様な柱状図を作製し、地域内の正確な地層の対比を期した。これらの一部は、この論文中に示した。これらをもとに、従来の模式地の位置づけを行った。

3.2 層序

寺泊層, Teradomari formation [大村一蔵, 1927, 命名]

[模式地] 三島郡寺泊町大河津分水南岸沿いの露頭。

[岩相] 模式地の寺泊層は、その岩相の特徴によって、上部層と下部層とに二分することができる。

上部層は、5~10 cm の泥岩と、数 cm~10 cm の細粒、微細粒砂岩との互層からなる。数m~10m間隔位に、白色のシルト粒や砂粒凝灰岩を挟む。泥岩は、細かいシルトからなり、特有の帯紫灰色を呈する。あまり固結しておらず、手でこまかくできる程度である。かなり頻繁にノジュールを挟む。上部に、玄能石を産する。凝灰岩は、層厚 10 cm 前後のものが多いが、50~80 cm のものも数枚挟まれ、下半部に約 5 m の Nz 凝灰岩が挟まれ、顕著な鍵層として追跡できる。上部層の層厚は約 160mである。

下部層は、上部層と大体同様の岩相であるが、比較的厚い砂岩を挟むこと、泥岩が固結して堅硬であることによって、上部層と区別される。両者の境界は、Nz 凝灰岩の約30m下にある、約 6 m の Ka 凝灰岩付近の 20~30 cm の Ms 砂岩とした。下部層の層厚は約 150mである。

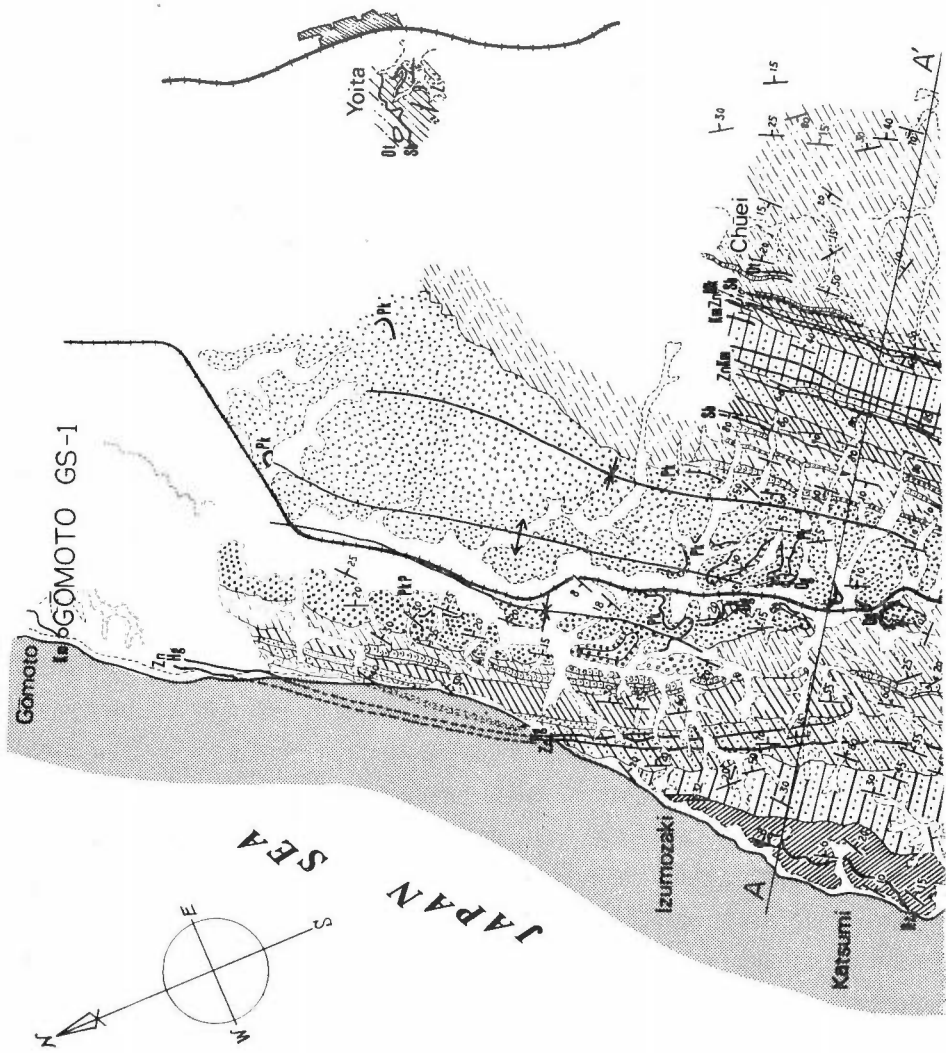
寺泊町南西方の七ツ石付近には、1~10mの堅硬な凝灰岩が発達している。この前後には、5~20 cm の泥岩と 10~20 cm の細粒と微細粒砂岩との互層が発達する。時に、50 cm~1 m の砂岩や泥岩を挟む。泥岩は、細粒のシルトから構成され、帯紫灰色を呈することから、この部分まで、寺泊層に属させることにする。大河津分水に発達する寺泊層の上限付近から七ツ石付近まで層厚にして約 180mは、くわしい岩相を観察できない。しかし七ツ石付近の部分的な観察結果から推して、寺泊層の最上部には、かなり厚い凝灰岩を頻繁に挟み、砂岩と泥岩の等量互層の発達することがわかる。

後にくわしくのべるが、郷本付近に掘られた郷本 GS 1 号井での観察結果によると、同付近から約 120m下位までは、椎谷層と同様な岩相が連続している。したがって、この下限から七ツ石付近までの約70m間に、両層の境界があることになる。この間は露出が不良で、very point は見出せない。

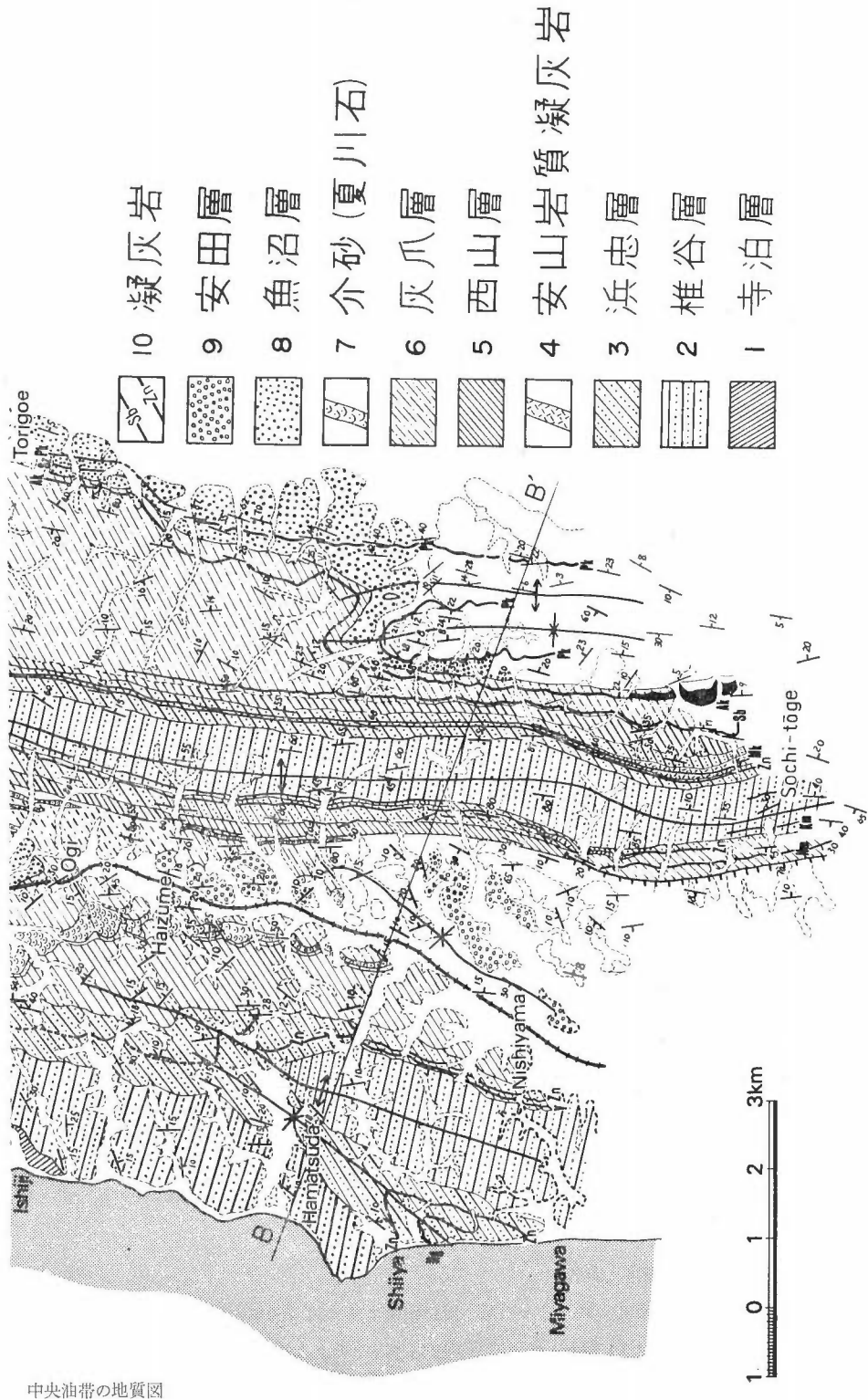
これらのことから、この付近の地表に露出する寺泊層は、500m余の厚さをもつことがわかる。

出雲崎南西の尼瀬背斜の中心部にも、寺泊層は発達している。岩相は、帯紫灰色の泥岩と、薄い細粒ないし微細粒砂岩との互層からなる。なお、石地から勝見にかけて、顕著な凝灰岩が二枚発達している。一つは、出雲崎町と西山町の境界から約 200m南方の石地海岸に露出している。これは、模式地の Nz 凝灰岩に対比される。他の一つは、勝見部落の北東のはずれの突端に露出していて、模式地の Fa 凝灰岩に対比されることが確認されている（宮下・三梨, 1964）。これらの事実から、尼瀬背斜には、大河津分水と大体同層準の地層が露出していることがわかる。

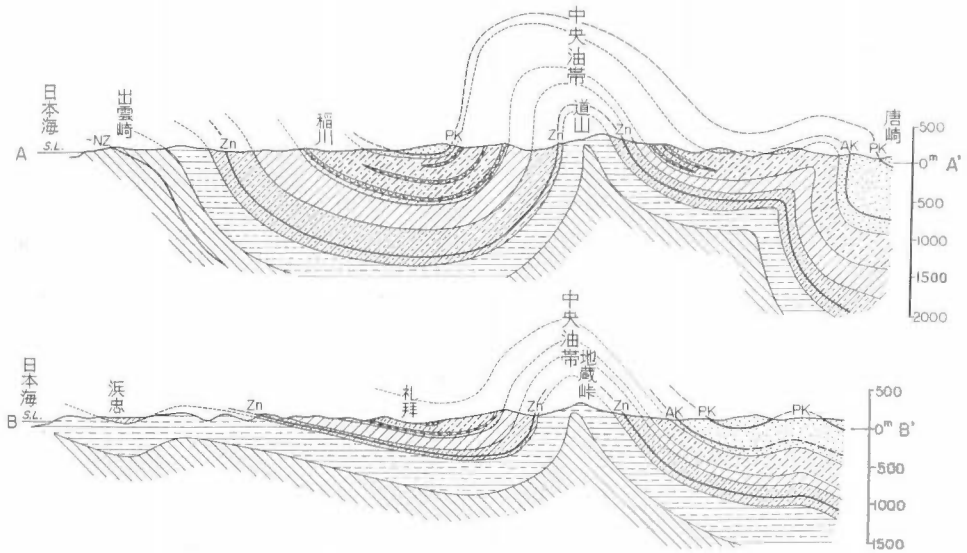
海岸沿いの道路と石地部落南部の尾町へ行く道路との交差点付近に、石英を多く含む暗褐色の硬いきたない約 2 m の凝灰岩が、海岸へのびている。これは従来石地砂岩とよばれていたものに相当する（池辺, 1941）。この上下の地層は、帯紫灰色の泥岩と薄い微細粒砂岩との互層で、寺泊層に対比される。この付近には七ツ石付近に発達する凝灰岩に、相似した性質のものが見られる。



第 1 図 新潟県西山・



中央油帯の地質図



第2図 地質断面図

この南西方の長磯から大津へ行く道の曲り角に、約 5 m の厚い砂粒凝灰岩が露出している。これは北東方の郷本橋の上流に露出する凝灰岩に似た特徴をもっている。この凝灰岩の下位には、砂岩優勢互層が位置し、砂岩や泥岩の性質は、次にのべる椎谷層に似た性質をもっている。したがって、この付近の寺泊層と椎谷層との境界は前記の石地砂岩とその約 90 m 上位に位置する上記の砂粒凝灰岩との中間にあることになる。

この付近の地表に露出する寺泊層の層厚は、約 200 m である。

寺泊層の砂岩・泥岩は、底棲動物によってその組織が乱されておらず、非常に良く保存されている。巣穴などはみられない。これは、同層が還元的な環境下に堆積したために、底棲動物の棲息しにくい環境であったことを示す、と考えられる。寺泊層の泥岩が、より上位の層準の泥岩に比較してより濃い灰色を呈するのは、このような堆積環境の反映なのであろう。

〔分布〕 寺泊層は寺泊背斜と尼瀬背斜の中心部に分布する (第 1 図)。また、いわゆる中央油帯の小木城背斜の深部にも同層の分布することが確かめられている (白石ほか, 1969)。

Nz 凝灰岩 (宮下・三梨, 1974, 命名)

この凝灰岩は寺泊町の旧野積橋下に露出している。模式地の寺泊町大河津分水では層厚 4 ~ 5 m の厚い白色の凝灰岩で、下半部の 2 ~ 3 m は塊状の細粒凝灰岩で、上半部約 2 m は層状にバンディングし、硬い部分と軟かい部分が特有の凹凸を示す。模式地でのこの凝灰岩の特徴は、上にのべた石地付近の凝灰岩にそのまま保存されている。

Fa 凝灰岩 (宮下・三梨, 1974, 命名)

この凝灰岩は、模式地の寺泊町大河津分水では、旧野積橋より上流 700 m の所に露出している約 7 m の厚い凝灰岩である。基底部の約 50 cm は浮石質凝灰岩で、その上の約 4 m 50 cm は、シルト粒凝灰岩とそれに挟まれる砂粒凝灰岩から構成され、それらのラミナが波状を呈する。また大きなノジュール

1.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

を挟んでいる。最上部の約2 mはシルト粒凝灰岩で、同様にノジュールを挟んでいる。この最上部とラミネートした中央部との間には、数10 cmの硬質頁岩が挟まれる。この凝灰岩は、Nz凝灰岩と異なっており、非常に変質が進んでいて、石けん状の岩相を呈する。

このような特徴をもった凝灰岩は、勝見部落の北東のはずれの海岸に露出している。NzやFa凝灰岩などの厚い顕著な凝灰岩は、寺泊層中には3枚挟まれていることが確かめられている。したがって、これら相似た鍵層は、相互に対比されるものであることがわかる。

椎谷層, Shiiya formation [伊木常誠, 1922, 命名]

[模式地] 柏崎市椎谷・椎谷岬付近

[岩相] 模式地付近の椎谷層は、主として50 cm~1.5 mの中粒砂岩と、10~50 cmの泥岩の互層からなる。かなり頻繁に粗粒ないしグラニュール砂岩を挟む。砂岩は一般に凝灰質で、泥岩の同時礫を含むものが多い。時に薄い凝灰岩を挟む。規模の大きい深層地入り型や表層地入り型層間異常が、しばしば発達する。椎谷の観音岬の突端の道路の曲り角の上方に、約7 mの深層地入り型の層間異常が見られる。また、椎谷岬の海岸の連続露頭の下限から層厚で約140 m上位の位置に、約4 mの表層地入り型層間異常（含礫泥岩）が見られる。同露頭中部に、下限から15 m付近に、ピンク色のワックス状凝灰岩を伴うことで特徴づけられる、約4 mの表層地入り型層間異常（含礫泥岩）が見られる。この連続露頭の椎谷層の層厚は、約220 mである。

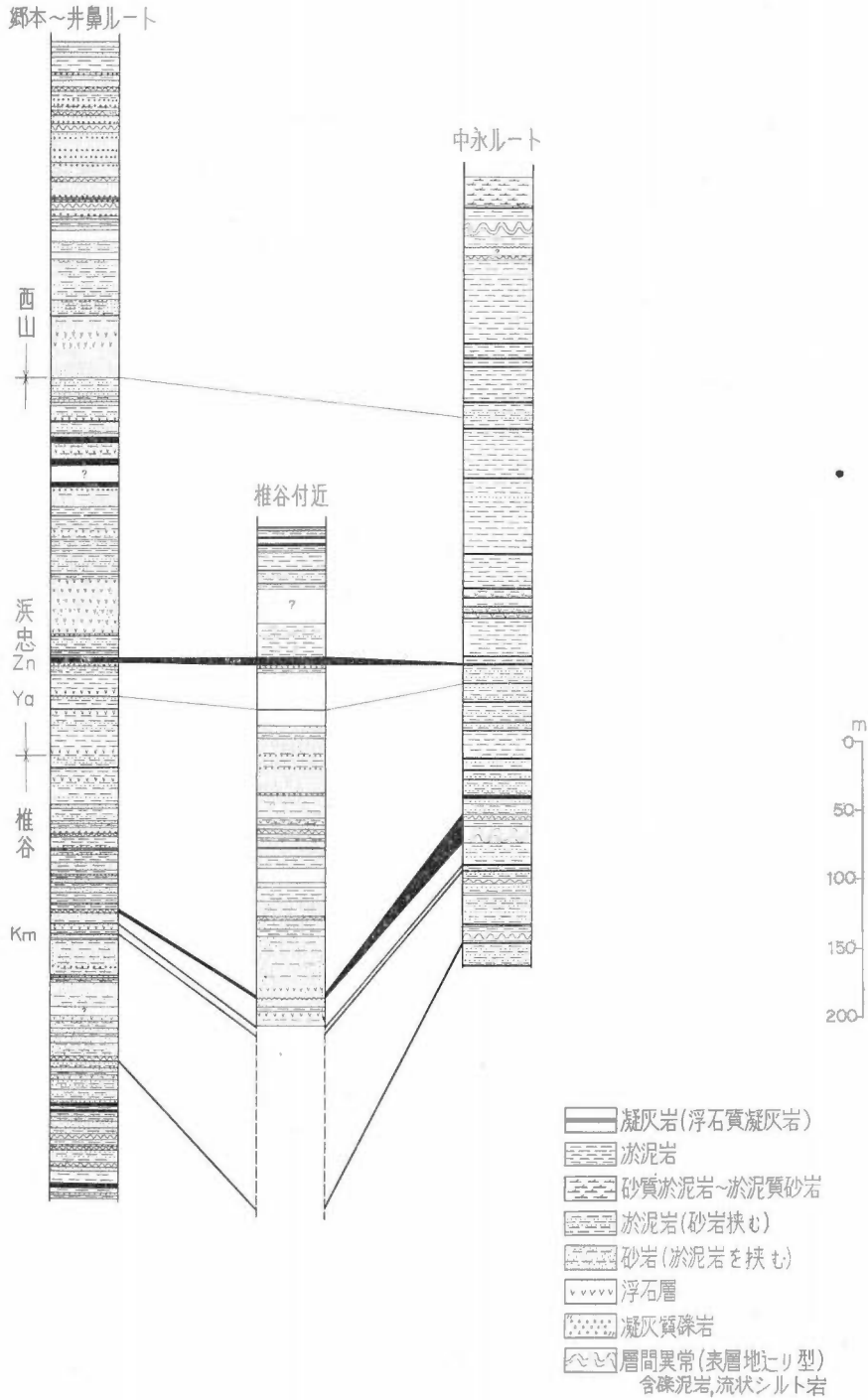
この椎谷岬から北東方に向かって、ところどころに砂岩優勢互層の露頭が観察できる。模式地の椎谷層の下限から約600 m下位の長磯部落北東のはずれ崖の上部に、数mの白色砂粒凝灰岩が見られる。この下位には、砂岩優勢互層が位置している。この約120 m下位に当る長磯から大津へ行く道の曲り角には、約5 mの凝灰岩を挟む砂岩優勢互層の発達することは、すでにのべた。寺泊層の項でのべたように、この露頭と石地砂岩との中間に、椎谷層と寺泊層の境界は引かれる。

椎谷岬南方の椎谷部落付近で、椎谷層の砂岩優勢互層の上に、薄い数cmの細粒ないし微細粒砂岩を数mごとに挟む泥岩が重なる。

これらの事実から、模式地付近の椎谷層は全層厚約1,400 mで、上部の約1,000 mは規模の比較的大きい層間異常を頻繁にもつ砂岩優勢互層、下部の約400 mは、かなり厚い白色の凝灰岩を頻繁に挟む砂岩優勢互層によって特徴づけられ、模式地の椎谷岬付近には、この上部のみが発達していることがわかる。

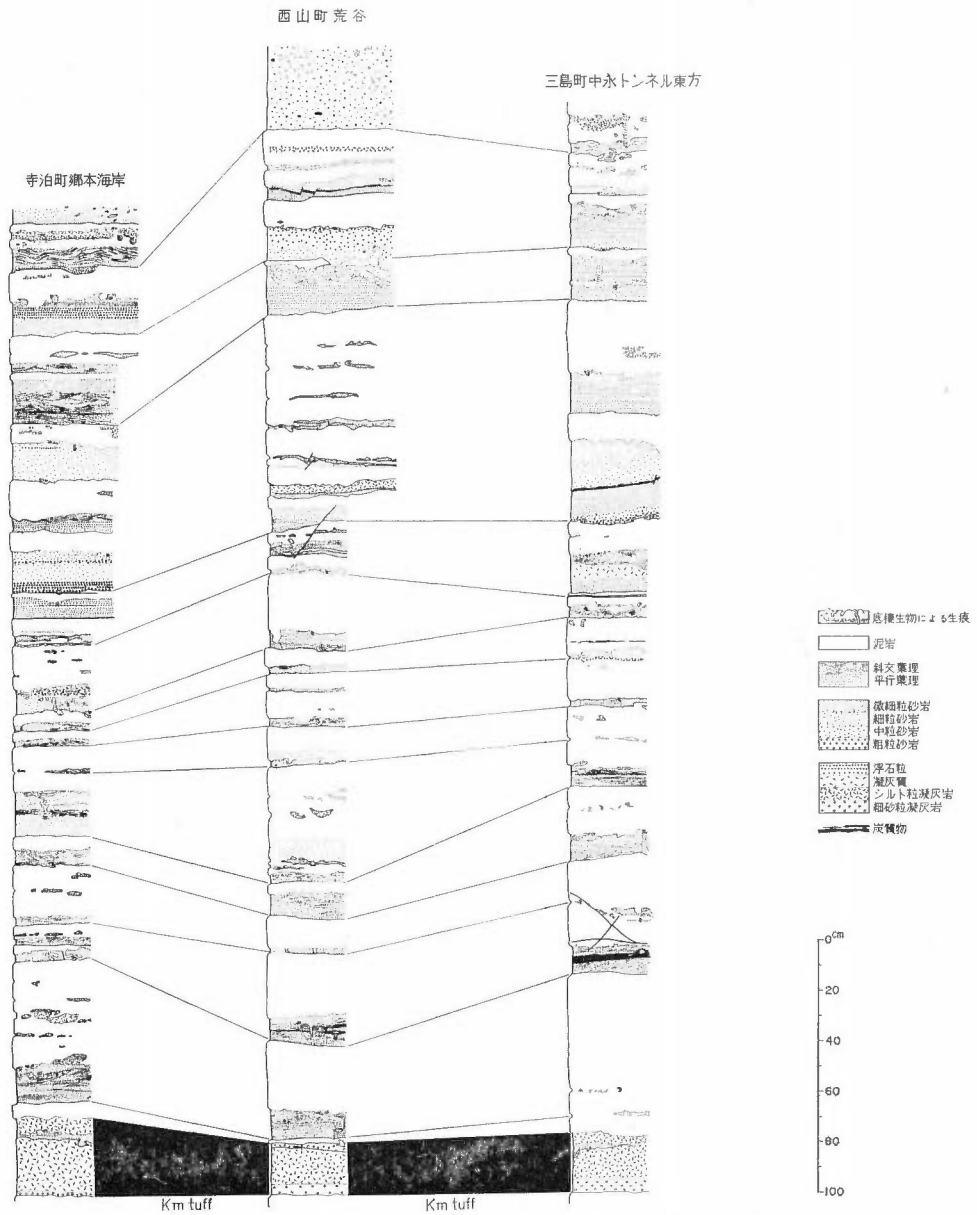
寺泊町の郷本橋付近から山田付近まで、砂岩の多少優勢な砂岩泥岩互層がほとんど連続して露出している。10 cm~1 mの中細粒砂岩と10~50 cmの泥岩とのほぼ等量互層を主とし、1~3 mの中粒砂岩や白色砂粒凝灰岩をひんばんに挟む。砂岩は一般にかなり凝灰質で浮石を多く含み、あまり固結していない。砂粒凝灰岩は、中下部に多い。下部の郷本付近には特に厚い浮石質凝灰岩ないし凝灰質砂岩が分布する。

郷本橋付近から上位約25, 45 m付近には、層厚約5 mの深層地入り型層間異常が見られる。また同位置から約200 mおよび260 mの位置には、それぞれ6 mと2.5 mの表層地入り型層間異常が見られる。前者は、下部2.5 mは含礫泥岩、上部3.5 mは流状シルト岩からなる。後者は含礫泥岩である。同位置から180 mあまり上位に、特徴的なKm凝灰岩が来るが（第4図）、この説明は別のべる。



第 3 図 椎谷層, 浜忠層と西山層下部の地質柱状図

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）



第4図 椎谷層の Km 凝灰岩以上の層位の地質柱状図。基底は Km 凝灰岩
（影山・鈴木・平山，1971原図より編集）

このような数10 cmの砂岩をかなりひんぱんに挟む岩相は、山田付近に発達する浮石を多く含む凝灰岩付近まで続く。この付近から上位には、このような比較的厚い砂岩の挟みがまれになる岩相に漸移する。この付近まで、層厚約450mである。

郷本GS-1号井は、郷本橋際に掘止深度202mまで掘削された。この位置では傾斜が約50°なので、層厚約130m掘り抜いたことになる。この部分の岩相は、10~80 cmの細~中粒砂岩と20 cm~1 mの

泥岩との互層で、50 cm～数mの白色砂粒凝灰岩をひんばんに挟む。この層準は郷本付近に露出する地層に比して、泥岩が多少優勢になるが、砂岩・泥岩や凝灰岩の性質等は似た性状をもっていて、前述の寺泊層とは異なる。したがって、この部分は、むしろ郷本付近に露出する地層と一連のものとするのが妥当であろう。

このように、郷本付近から山田にかけての砂岩優勢互層を主とする地層は、層間異常層を頻繁に挟む上部と、かなり厚い白色の砂粒凝灰岩を頻繁に挟む下部とに区分できる。このような特徴は、模式地付近の層序と相似っていて、各々対比されると考えられる。また、模式地の中層で見られる下位にピンク色のワックス状凝灰岩を伴う表層地回り型異常は、上部層にも見られる。

郷本・山田と椎谷岬との中間地域に、ほぼ北北東—南南西方向をもって椎谷層は分布するが、それらの岩相は、郷本付近に分布する地層と椎谷付近のそれとの中間的なものである。すなわち、この海岸沿いの地域の椎谷層は、南西方向に次第に砂岩の層厚及び粒度を増す傾向が認められる。

中央油帯の背斜軸に沿って、東西両翼に椎谷層が分布する。それらは、一般に海岸沿いの椎谷層に比較して層厚も薄く、また砂岩の層厚や粒度もより小さい傾向が認められる。

中央油帯北部の中永トンネル付近の同層は、3～50 cmの細粒・微細粒砂岩と20～50 cmの泥岩との互層を主とし、凝灰岩を時に挟む。また、数mの深層地回り型層間異常（小玉・樋口・三梨，1971）や表層地回り型層間異常（含礫泥岩）を挟む。砂岩は非常に凝灰質で、浮石を多く含んでいる。露頭の中央部に、郷本南部に見られる特徴的な Km 凝灰岩が、その上方のサブの凝灰岩鍵層とともに発達している。

中央油帯南部の曾地峠付近では、背斜軸部付近から100m余上位の最下部層は厚い凝灰岩を挟むことによって特徴づけられる。その上に重なる地層は、砂岩と泥岩との互層によって特徴づけられる。このような特徴は、模式地付近や郷本—山田ルート of 椎谷層と共通している。この付近の椎谷層の層厚は、約400m以上である。

椎谷層下部のうち最下部層は、18mの白色の中ないし粗砂粒凝灰岩で、その中部に浮石を多く含み、最大10cmに達する硬質頁岩を同時礫として含む。その上位層は、50cmないし4mの浮石質凝灰岩と1～20cmの細粒ないし中粒砂岩と5～20mの泥岩の互層である。また、グラニユール砂岩や粗粒砂岩をとところどころに挟む。砂岩は一般に浮石を多く含み、凝灰質である。泥岩中にも浮石のちることが多い。

上部層は、10～30cmの細粒砂岩と、1～20mの泥岩との互層で、2～3mの中～粗粒砂岩、5～50cmの白色凝灰岩をひんばんに挟む。上部層の最下部から2.2m付近に、Km凝灰岩が位置する。その上位5mに厚さ約6mの表層地回り型層間異常（含礫泥岩）が位置する。さらに約10m上にも1m間隔に2mと5mの含礫泥岩が来る。このような関係は、郷本—山田ルートにおいても見られる。すなわち、Km凝灰岩の上に数枚の層間異常がくるが、特に20m上位の層間異常は特に顕著なものである。Km凝灰岩との層間関係から、これらの層間異常は、Ng層間異常に対比されるであろう。

基底から300m上位に約8mの表層地回り型層間異常が来る。これは、山田付近のYm層間異常に対比されるであろう。この上には、20m近い塊状泥岩が位置する。

中永峠と曾地峠間の小木城背斜軸部付近は、地回りなどのために露頭は断片的にしか観察できない。

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

しかし、それらが砂岩優勢互層によって特徴づけられ、両峠で観察した椎谷層と似たもので、両者の中間的な岩相であることがわかる。

このように、中央油帯に沿っては、椎谷層は南部に向かって層厚が増し、砂岩の粒度も粗くなる傾向が認められる。

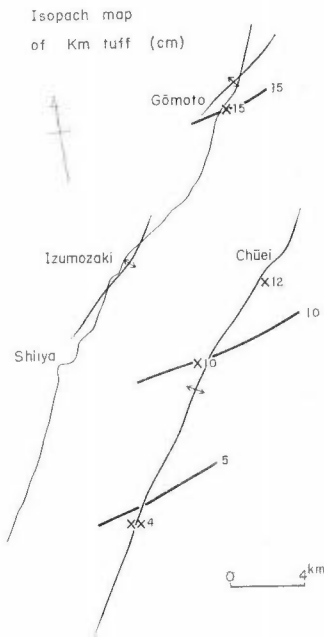
さきに、寺泊層は底棲動物群によってあまりその組織が乱されていないと述べたが、椎谷層になると、底棲動物の巣穴が多くなり、組織が乱されていることがごく普通になる。

Km 凝灰岩（新称）

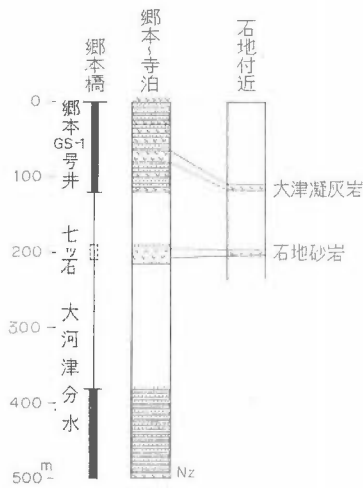
この凝灰岩は、寺泊町郷本の鹿島明神境内に、模式的に発達する。これは、椎谷層中部に位置する。

層厚は郷本付近で 15 cm 余、柏崎市宮川の東方で 10 cm 余、中央油帯の中永トンネル東方で 12 cm、曾地峠付近で 4 cm と東方および南方に層厚を減ずる（第 5 図）。全体としては、白色のシルト粒凝灰岩で、基底部の数 cm に、非常にこまかい有色鉱物を少量含む。このような特徴は、かなり広い分布を示すにもかかわらず、ほとんど変化しない。これらの有色鉱物は、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石等よりなる（吉村・鈴木、1966）。この 3 m 余り上位に、数 cm の白色シルト粒凝灰岩があり、サブの鍵層として役立つ。このように、肉眼的に基底部に非常に細かい有色鉱物の認められる凝灰岩は、椎谷層中の連続した柱状図内においてもこの凝灰岩に限られ、その意味で、非常に特徴的な凝灰岩といえる。

〔下位層との関係〕上にも記したように、寺泊層と椎谷層との連続露頭間には、約 250m のブランクがある（第 6 図）。したがって、その境界の移りかわりの様子がわからないわけである。寺泊層と椎谷層は、前者が数 10 cm の泥岩と数 cm ないし 10 cm の砂岩からなるのに対して、後者は数 10 cm の厚い



第 5 図 Km 凝灰岩の等層厚線図
単位 cm, ×は測定した露頭位置



第 6 図 寺泊背斜と尼瀬背斜周辺の主要鍵層の対比

砂岩を挟むことで特徴づけられる。郷本で掘られた坑井記録によると、その岩相は椎谷層に近いものである。七ツ石部落付近の部分的な露頭観察の結果は、数 10 cm の厚い砂岩を挟むが、泥岩は寺泊層に近い岩相を呈する。この付近から、郷本 GS 1 号井の基底付近まで、約 50m の層準がブランクになることになる。

このような事実から、椎谷層と寺泊層との岩相のうつり変りは漸移的で、両者の境界付近に比較的厚い凝灰岩を挟むこと、寺泊層の上部から次第に厚い砂岩を挟むこと、が予想される。

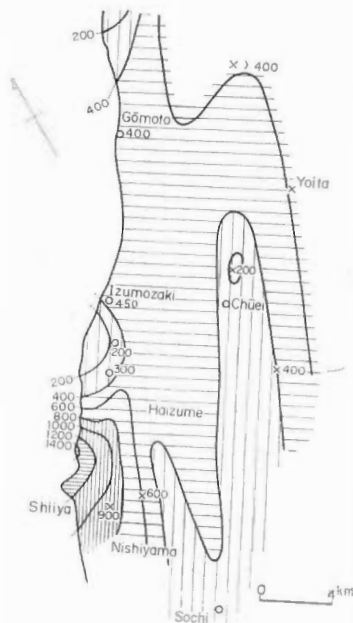
〔分布〕 椎谷層は、寺泊背斜や尼瀬背斜の東翼部に、寺泊層を取り囲むように分布している。ただし寺泊背斜の東南部から東部にかけて非常に薄くなる。模式地の寺泊層は、尼瀬背斜が南へ沈む部分に位置する。中央油帯では、小木城背斜の軸部にそって分布している。また後谷背斜の軸部にも分布する。

第 7 図は、椎谷層の等層厚線図である。この地域では、模式地の椎谷岬付近に最も厚く、1,500m 近い地層が堆積したことがわかる。この地域の北方に位置する尼瀬背斜に向って、地層は急激に薄くなる。この北方では多少厚くなるが、寺泊背斜周辺でふたたび急に薄くなる。

椎谷層は東方の中央油帯に向っても薄くなる。小木城背斜の北端近くに掘られた剣ヶ峰油田の坑井では、約 200m (地質調査所, 1957)、その南の中永トンネル付近では約 300m、小木城背斜南部の曾地峠では約 400m と、南方に次第に厚くなる傾向が認められる。なお、この背斜の東方の鳥越油田では約 200m で、中央油帯の箱型背斜の頂部では、あまり厚さの変化のないことがわかる(地質調査所, 1957)。

この時期の層厚変化は、以下にのべる各層の層厚変化に比して激しい、という特徴をもっている。

池辺 (1941) は、従来の椎谷層を 2 分し、下部層を石地砂岩泥岩互層、上部層を椎谷砂岩と名付けた。そして石地砂岩泥岩互層は、出雲崎町井の鼻より西越村の西部、石地町より椎谷の北までの間の尼



第 7 図 椎谷層の等層厚線図
単位m, ○は露頭, ×は坑井での測定位置

1.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

瀬背斜の東翼に発達するものが代表的である、と記している。このうち、出雲崎町井の鼻に発達する砂岩泥岩互層は、後にのべるように西山層基底の砂岩であって、椎谷層に対比すべきものではないことが、明らかになった。この互層は、北方の久田付近では表層地回り型の層間異常の含礫泥岩に変化し、南方には次第に薄くなり尖滅する。

白石ら(1969)は「浜忠凝灰岩」の上位約150mに「稲川砂岩」と呼ばれる頁岩礫を有する厚い砂岩が、尼瀬背斜から寺泊背斜南部にかけてよく追跡される」とのべている。この稲川砂岩が、池辺(1941)の井の鼻に発達する砂岩泥岩互層とされた地層であろう。とすると、筆者らの稲川砂岩の層位的な関係についての見解は、白石らのものに一致する。

白石ら(1969)は、「西山油田の坑井において、“別山凝灰岩”と呼ばれる厚い灰白色凝灰岩がよく連続してあらわれ、それより下位は *Spirosgmoilinella compressa* や *Martinottiella communis* を産する黒色泥岩、上位は *Spirosgmoilinella compressa* を含まず、*Uvigerina* spp. および *Miliammina echigoensis* を伴う砂岩泥岩互層となっているので、この“別山凝灰岩”をもって寺泊層と椎谷層とに分けている。このような関係は、地表でも認められ、郷本の川口付近にみられる黄白色砂質凝灰岩を“別山凝灰岩”に対比している」。

さきへのべたように、郷本に掘られた坑井や郷本から北方の寺泊町への海岸付近には、厚い凝灰岩が分布している。すなわち、寺泊層と椎谷層の境界付近に厚い凝灰岩が発達する。したがって、“別山凝灰岩”は、郷本の川口付近のものだけでなく、その下位により広い分布をもつ一連の凝灰岩に対比されるものであろう。

^{はまつだ}
浜忠層, Hamatsuda formation [池辺 穰, 1949, 命名]

〔模式地〕 柏崎市浜忠の西山町鎌田から越える坂道

〔岩相〕 模式地の浜忠層は、20~30 cm の泥岩と、1~2 cm の微細粒砂岩との互層からなる。この一連の地層の下部に、後にのべる Zn 凝灰岩が見られる。

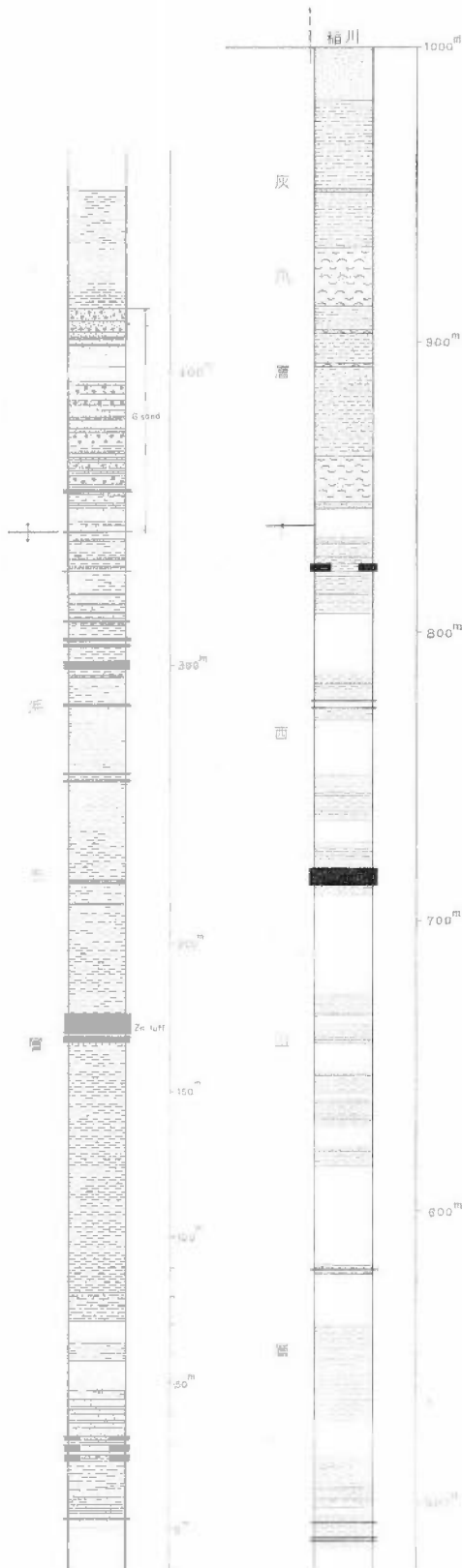
椎谷の南部では、椎谷層上に多少のプランクをともなって、25~30 cm の泥岩と1~2 cm の微細粒砂岩との互層を主とし、2~4 m の泥岩をとところどころに挟む地層が重なる。この下部に、前記の Zn 凝灰岩が挟まれる。したがって、模式地の浜忠層と、椎谷付近の椎谷層に重なる泥岩優勢互層は、大体同層準であることがわかる。

出雲町稲川西方地域では、20~30 cm の細粒砂岩を数mないし数10m間隔に挟む砂泥互層を中間に挟む塊状泥岩が椎谷層に重なる(第8図)。下半部に挟まれる Zn 凝灰岩の上位100~130m間に、比較的厚い凝灰岩が挟まれる。

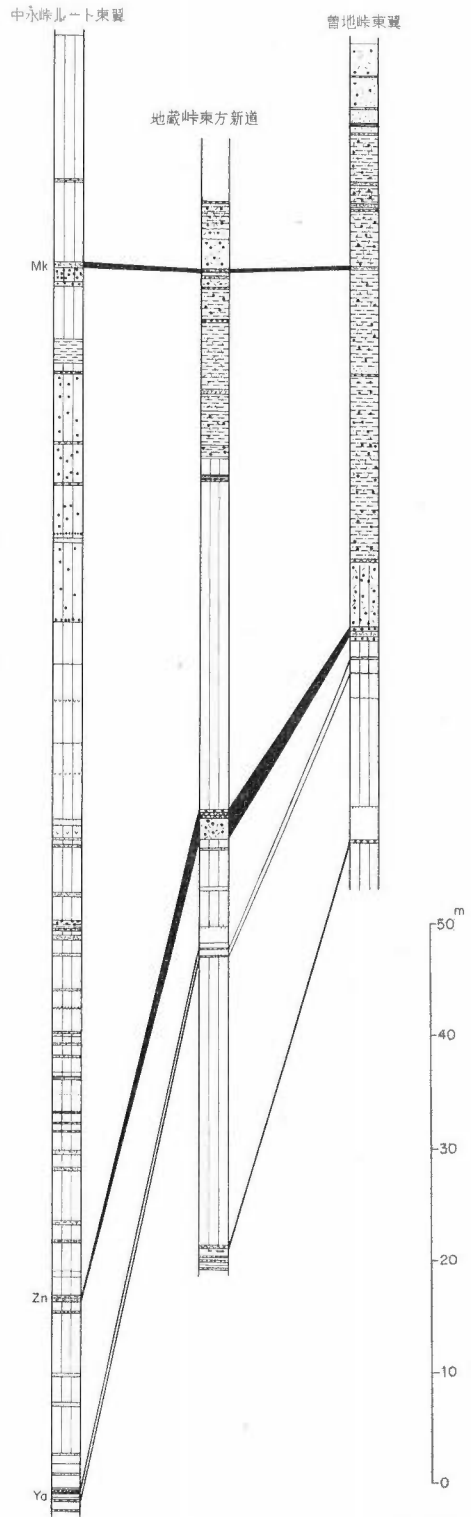
出雲崎町北部では、10~50 cm の灰緑色シルト岩と、数 cm の砂岩との互層を主とし、所々に10~20 cm の細粒砂岩を挟む地層が椎谷層に重なる。露頭の下半部に Zn 凝灰岩が認められ、また、中部に厚い浮石質凝灰岩が発達する。

北方の山田付近では、10~30 cm の泥岩と、数~10 cm 余の微細粒ないし細粒砂岩の互層からなる。本層のほぼ中央部に層厚約60mの浮石質凝灰岩と、その下位に Zn 凝灰岩が発達する。

このように、浜忠層は泥岩優勢互層から構成されるが、海岸沿いのこの地域について見ると、椎谷層の場合とは逆に、南西方に向って砂岩の層厚は薄くなり消失する(第10図)。



第8図 出雲崎町稲川付近の浜忠層、西山層と灰爪層の地質柱状図



第9図 小木城背斜東翼の浜忠層中部の地質柱状図

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

中央油帯の北部の中永ルートでは、浜忠層は、淡灰緑色の泥岩を主とし、下半部は1～5m間隔に10～50cmの細粒砂岩を挟むが、上半部は、塊状泥岩よりなり、ほとんど砂岩を挟まない。層厚は約150mである。上半部は、浮石が多く散ることによって特徴づけられる。下部には、Ya, Zn凝灰岩、上部にはMk凝灰岩が挟まれる（第9図）。このような凝灰岩層がなければ、この上半部と次にのべる西山層との区別は困難である。

この南の薬師峠付近の小木城背斜東翼では、下半部に10ないし30cmの砂岩が数枚はさまれるが、他の上部の砂岩はほとんど消失し、泥岩を主とする岩相になる。層厚は約100mで、中永付近よりも薄くなる。Ya, Zn, Mk凝灰岩は、中永とほぼ同様な特徴をもって連続する。Mk凝灰岩付近の層厚約20mは、浮石が散り、安山岩質岩滓を含む泥質岩で、非常に硬質の岩石である。

中央油帯南部の曾地峠付近では、下部の20mは塊状泥岩で、その上部にZn凝灰岩が位置する。これより上位の約50mは浮石が多く散り、安山岩質岩滓を含むきたない泥質砂岩で、非常に硬い特徴をもっている。この硬質泥質砂岩は、池辺展生（1941）によって五軒砂岩と名付けられたものに相当する。層厚は約70mとさらに薄くなる。

なお、曾地峠や薬師峠の中央油帯の西翼部には、その急傾斜部の断層によって、浜忠層が完全には露出していない、と考えられる。

〔層位的関係〕下位の椎谷層から整合漸移し、西山層に整合に覆われる。

Zn凝灰岩（新称）

出雲崎町北部の善光院横の崖に、模式的に発達している。また、山田部落から東方へ向う山道沿いの露頭の最上部付近で、発達状況が良く観察できる。本層は、浜忠層中部に発達する凝灰岩である。層厚は、山田付近で約6m、出雲崎町北部で約6.5m、椎谷南部で約7.5mと南方ほどやや層厚を増すかなり厚い凝灰岩である。これに比較すると小木城背斜に沿っては、北部の中永トンネル付近で約0.9m、地藏峠東方の山上の新道で約0.5m、曾地峠西方で約0.6mと東方に非常に薄くなる。与板西方では約0.9mで、やはり薄くなる（第11図）。

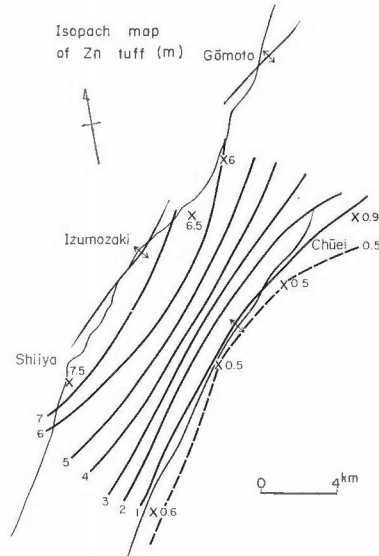
この凝灰岩は、基底に礫岩をとまう特徴をもっている。ガラス繊維状のporousな浮石を多く含み、上半部ほど次第に細くなり、細粒砂凝灰岩から縞状シルト粒凝灰岩に移過する。凝灰岩に重なる泥岩の下部にも、繊維状浮石が散る。これは、非常に層厚の減少した与板西方においても認められる特徴である。なお、地藏峠付近から南方に向っては、この凝灰岩の周辺には、浮石の多く散る安山岩質の凝灰質砂岩が厚く発達することは前にのべた通りである。

また、山田から久田付近にかけては、Zn凝灰岩の上方20～30mに、層厚60m余の凝灰岩の多く発達する部分が認められる。

なお、このZn凝灰岩は東山背斜西翼や八石背斜の西翼にまで追跡することができる。

Ya凝灰岩（新称）

本凝灰岩は、山田部落から東方へ向う山道の途中の左側の崖に、模式的に発達する。浜忠層の下部に発達する四枚組の凝灰岩である。寺泊町山田付近では、層厚約10mの泥岩優勢互層中に発達する。最上部のY₁は層厚約10cm、Y₂はその約1m下位に発達し層厚4cm余、Y₃はさらにその下位5m余の所に発達し層厚約2～3cm、Y₄は3.5m下に発達し層厚は5～6cmで、すべて白色シルト粒ないし微細



第11図 Zn 凝灰岩の等層厚線図
単位m, ×は測定位置

砂粒凝灰岩である。柏崎市宮川の東方では、泥岩の層厚が増し、約14mの間にこれらの凝灰岩は挟まれるが、各凝灰岩の特徴と各凝灰岩の間に挟まれる碎屑岩の厚さの割合は、ほとんどそのまま保存されている（第10図）。

小木城背斜の中永トンネル東方では、砂岩はほとんど消滅して約7mの泥岩中に挟まれるが、凝灰岩の特徴と、その間の碎屑岩の厚さの割合はほとんどそのまま保存されている（第10図）。

この凝灰岩の一枚一枚はあまり特徴はないが、比較的薄い層厚中に数枚かたまって発達すること、この上位10~30mに Zn 凝灰岩のあることで、良好な鍵層となる（第3図）。

〔分布〕 浜忠層は寺泊、尼瀬背斜や小木城背斜では、椎谷層を取り囲むように分布している。また後谷背斜においても、椎谷層を取り囲むように分布している。与板西部では、与板背斜の軸部にその分布が見られる。

第12図は、浜忠層の等層厚線図である。海岸沿いの地域では150ないし200m余で、ここから東方の西山油田地域に層厚を増し、約250mと調査地域で最大の層厚を示す。ここから中央油帯に向ってふたたび層厚を減じ、さらに小木城背斜の東翼は西翼よりも薄くなる傾向がある。

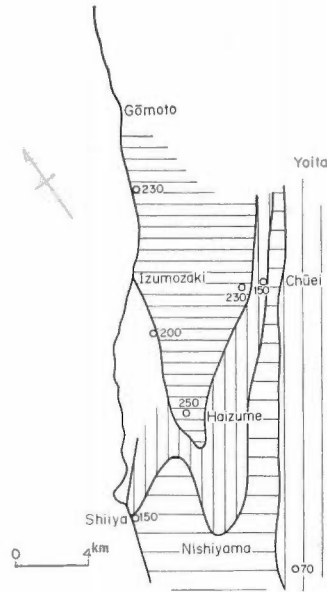
池辺（1941）は、与板油田の砂岩泥岩互層を彼の石地互層に対比しているが、筆者らの調査の結果、与板の背斜の軸部付近には、Zn 凝灰岩や Gy 凝灰岩などを挟む浜忠層相当層が分布していることが明らかになった。

西山層, Nishiyama formation [渡辺久吉, 1926, 命名]

〔模式地〕 三島郡西山町西山駅西方の崖

〔岩相〕 比較的明るい灰緑色シルト岩を主とし、白色凝灰色を挟む地層が、浜忠層に重なっている。有色鉱物を含むいわゆるゴマ塩凝灰岩が比較的多く挟まれる。久田付近では、基底部に層厚約2mから6m、合計の厚さ100m余の表層地回り型層間異常（含礫泥岩）が9枚発達している。礫は、古生層を

1.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）



第12図 浜忠層の等層厚線図
単位m, ○は測定した露頭位置

主として少量の花崗岩礫を含む。礫径は最大 5 cm 位で比較的小さい。北方へ礫径も層厚も増す。この部分は、南方の出雲崎町井の鼻付近では約70mの砂岩優勢互層に移過する。

稲川西方地域では、基底の砂岩優勢互層は約50mあり(第8図)、その上に塊状泥岩約 400mが重なる。基底の砂岩優勢互層は、2～5 mの細～中粒砂岩と数 10 cm～2 mの泥岩との互層からなる。この砂岩中には、泥岩礫が多く含まれる。この上に重なる塊状泥岩の中部以上の部分には、数m毎に 1～10 cmの細粒砂岩が挟まれる。またしばしば白色細粒凝灰岩が挟まれる。上限から約 100mの位置に来る凝灰岩は、層厚約 6 mで、シルト粒の部分と砂粒の部分とが互層する特徴をもっている。

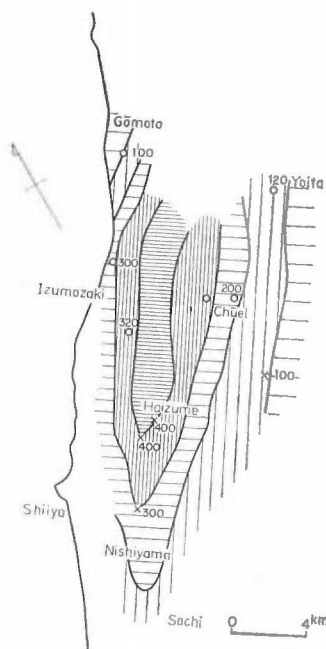
灰爪から大津へぬけるルートでは、本層は淡灰緑色で塊状の泥岩を主としていて、層厚約 200mである。基底に 7 mの細粒砂岩が発達する。これは出雲崎町井の鼻の基底の砂岩に対比されるものである。中部の層準は、数 cmの白色凝灰岩をひんぱんに挟む。西山層の模式地には、この上部の塊状泥岩部の発達することが明らかになった。

小木城背斜の東翼にあたる中永峠での西山層は、約 220mの層厚をもっている。ここでは、淡灰緑色の塊状泥岩を主としている。数～30 cmの凝灰岩を時に挟むが、特に中部に多い。灰爪層の砂質泥岩に漸移する。

与板西方地域の西山層は、120m余の塊状泥岩を主とし、数 cmから 40 cmの白色凝灰岩をひんぱんに挟む。その上限付近には、比較的大きな有色鉱物を含む凝灰岩があるが、これは、前記の中永ルート東部の表層地入り型層間異常の下部に発達する凝灰岩に対比される。

〔層位的関係〕出雲崎町付近から北方では、基底の砂質岩が、下位の浜忠層に整合に重なる。出雲崎町付近から南方や小木城背斜沿い地域では、浜忠層から漸移する。上位の灰爪層には漸移する。

〔分布〕本層は、西山油帯周辺地域から大河津へぬける向斜部と小木城背斜両翼に主として分布して



第13図 西山層の等層厚線図 単位m, ○は露頭, ×は坑井での測定位置を示す

いる。

第13図は、西山層の等層厚線図である。同層は西山油田の西部に最大層厚部をもち 400mに達する。この地域から西方に、次第に層厚を減ずる傾向が認められる。中央油帯に沿った地域では、浜忠層と同様に、東方に次第に薄くなる。この小木城背斜の北東方の与板西部ではさらに薄くなり、層厚は 120mとなる。また、中央油帯に沿ってみると、南方に次第に厚さを減ずる。

なお、この中央油帯の地域から新潟平野に入ると、急激に層厚を増すことが知られている (第 2 図)。すなわち、箱型背斜の急傾斜翼の下部で、急激に厚さが変化することがわかる。

灰爪層, Haizume formation [大村一藏, 1927, 命名]

[模式地] 三島郡西山町灰爪

[岩相] 模式地の灰爪層は、砂質泥岩を主とし、夏川石とよばれる石灰質の有孔虫や石灰藻や貝殻片を豊富に含む細粒砂岩を多く挟む。灰爪から稲川にかけての模式地付近にその典型を見ることができる。(第14図)。

小木城背斜の東翼にあたる中永峠での灰爪層は、砂質頁岩を主とする。下位から約10mの位置に約 3 mの表層地入り型層間異常 (含礫泥岩) また約30mの位置に約 8 mと 3 mの表層地入り型層間異常 (流状シルト岩) を挟む。この層間異常の基底には礫岩がある。

[分布] 西山油帯から大河津へぬける向斜の両側や、小木城背斜の東翼に分布している。下位の西山層とは整合に重なる。

魚沼層, Uonuma formation

灰爪層の砂質泥岩ないし石灰質細粒砂岩上に、不整合に塊状の中粒砂が重なる。この境から約20m上

位にピンク色を呈する層厚約 1.5m の凝灰岩が挟まれる。この凝灰岩は、魚沼層上部の小国層の上部の Pk 凝灰岩に対比されるものである。不整合を確認できる露頭は越後線出雲崎駅東方の松本付近の崖で、灰爪層の石灰質細粒砂岩の上に砂層の重なっているのが観察される。また、同様の現象が、その西方の上小竹付近の崖の露頭でも観察できる。なお、小木城背斜の東翼では魚沼層は灰爪層に整合に重なっている。

この地層の上部は、砂、礫、粘土の互層からなる。層厚は約 20m である。

Pk 凝灰岩 (宮下ほか, 1970, 1972)

魚沼層上部の小国層の上部に発達する凝灰岩で、模式地の小国付近から十日町南方にまで追跡されている (宮下ら, 1970)。

この凝灰岩は、基底に多少有色鉱物を含む数 cm の微細粒凝灰岩をもち、主部がピンク色の粗いシルト粒凝灰岩によって特徴づけられるものである。これより上位の部分は一般に不安定で、層厚もかなり変化する。

安田層 Yasuda formation

以上の諸層を不整合に覆って発達する。一般に粗粒の砂ないし礫で、部分によっては、下位層を谷状に浸食して堆積し、上面は平坦面を作っている。礼拝付近から南方の低地に分布する。

これらの岩相や下位層との関係から、新潟花粉グループ (1967) の安田層に対比される地層と考えられる。従来安田層は、灰爪層に対比されて来た地層である。筆者らは、上記の層位的関係から、これは新潟花粉グループの見解と同様に、中位段丘に対比されるべき地層と考える。

4. 地質構造

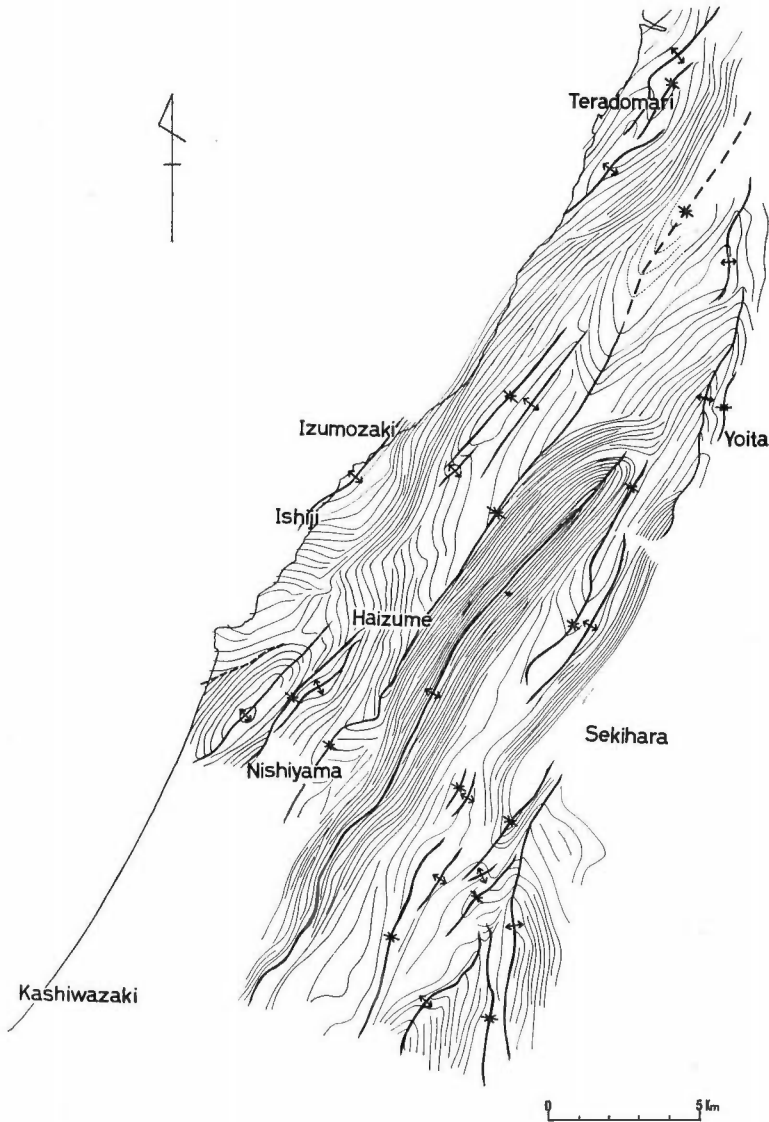
この地域には、主要な構造として、海岸線に沿って寺泊背斜、尼瀬背斜が発達し、東の西山油田地域に後谷背斜、長嶺背斜、中央油帯に小木城背斜および鳥越背斜が発達している (第15図)。寺泊背斜は、弥彦から角田を通り北方にのびる背斜構造の南部にあたり、郷本付近で南方に沈降する。東翼は 40° 以上の傾斜をもち、西翼は海岸付近で 20° 以下の緩傾斜を示す。背斜軸の延長は 30 km 以上に及ぶ。

尼瀬背斜は、北は出雲崎町井の鼻付近から、南は柏崎市椎谷付近まで南北にのびるドーム状の背斜構造で、西半の大部分は、海岸線に切られてみられない。北部の東翼は、最大 60°~70° の比較的急傾斜を示す。この急傾斜部は、東方で 10° 以下の緩傾斜部にかなり急に移過する。南部の東翼は、30° 以下の緩傾斜である。尼瀬付近から勝見付近にかけて、この背斜の軸部が通る。この間に 10° 前後の西翼の緩傾斜部が観察できる。

後谷背斜は、浜忠付近から寺尾付近までのびる背斜で、この北方延長部は、船橋付近まで肩状の構造をもっている。この背斜は、頂部の平坦な部分が比較的広く、この部分から 60° 以上の傾斜をもつ部分に急変換し、形態的には、箱型褶曲構造をもっている。

この背斜にはほぼ並走して、その東方に長嶺背斜が位置する。この背斜は、北は別山付近から、南は瀧谷南方にまでのびる。この背斜は、地表構造と深部の構造とは平行せず、地表では単斜構造を示し、前記の肩状構造を示す部分の走向方向の変換部に位置する。深部では、両翼が 60° 以上の急傾斜をもち、頂部の尖った背斜構造である。

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）



第15図 西山・中央油帯とその周辺地域の走向線図 層厚線間隔 100m間隔

小木城背斜は、両翼とも傾斜が非常に急な背斜で、特に西翼は東翼に比して、急傾斜で一般に 70° 以上、一部では逆転している。しかもこの急傾斜翼から向斜部への変換は急激で、 10° 以下の緩傾斜部から 60° 以上の急傾斜翼へ折れたような構造を呈する。このような構造形態のために、しばしばそこに断層が想定されている（望月，1962）。

小木城駅から中永へ向う東西方向のルートでは、最初の露頭に魚沼層最上部に位置する Pk 凝灰岩がみられる。この付近は 5° 以下の緩傾斜で、東方に傾いている。この層準は小釜谷部落の入口付近にみられるが、この部分は、 80° 位の急傾斜で西に傾いている。ただし、向斜の東翼の Pk 凝灰岩以上の魚

沼層の層厚と、小木城背斜西翼のその部分の層厚とがほぼ等しい。したがって、背斜の西翼の急傾斜の脚部に断層があるとしても、その落差はきわめて小さいものと考えられる。

しかし、曾地峠の西翼では浜忠層が発達せず、断層でその部分が欠除していると考えられる。

東翼は西翼に比していくらか緩い傾斜を示すが、それでも 70° 前後の急傾斜である。したがって、背斜軸はいくらか西に倒れた構造をもっている。東翼部もこの急傾斜部から 20° 以下の緩傾斜部へ、非常に急に移過し、折れ曲ったような構造を呈する。脇野町付近から三町田付近まで、この緩傾斜部は約 2 km の幅をもち、ふたたび 80° 前後の急傾斜をもつ部分に急に移過して、平野部に突っ込む。すなわちこの部分も、折れ曲ったような構造をもっている。この部分は、鳥越背斜とよばれている。この部分からふたたび折れ曲ったような構造をもつて向斜側に移過するが、この向斜部にゆるい高まりがあり、藤川ガス田などが発達する。

三町田付近から南方では、ゆるい背斜・向斜をいくつか繰り返している。

5. 地質構造発達の過程

寺泊期以前の時期については、この地域における地層の分布が、尼瀬背斜の中心部に限られるので、以下にはおもに椎谷期以後について論ずることとする。

椎谷期には、尼瀬背斜や寺泊背斜に向って地層が薄くなる傾向が顕著になる(第16図)。したがって、この時期には、これらの背斜は相対的に隆起を開始したことがわかる。小木城背斜に向って、さらにその東方に向っても地層は薄くなる。椎谷期の地層の層厚変化は、それ以上の各時期の変化に比して著しい。この時期の堆積物に、海底地汙り型層間異常が多く発達するが、それは、このような差別的昇降運動の激化に原因するものであろう。なお、この時期の堆積物は、沿岸地域についてみても中央油帯についてみても、南方ほど次第に粗くなる傾向が認められる。影山ら(1971)の研究から、これらが、南方から運搬されてきたものであることが、明らかにされている。

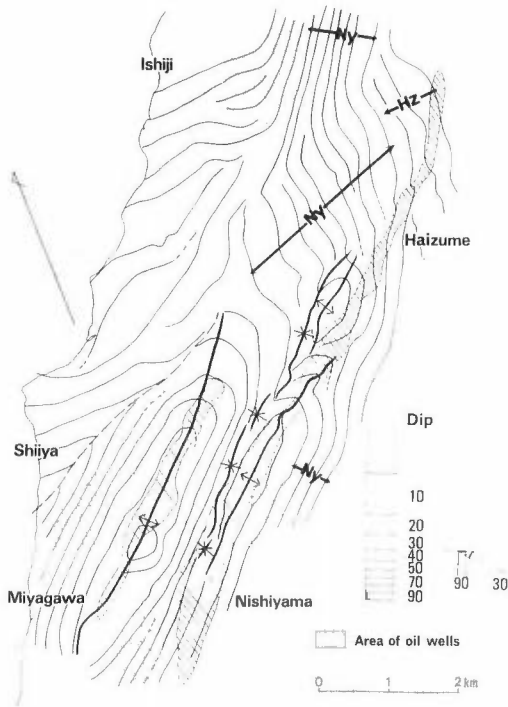
次の浜忠・西山期には、尼瀬・寺泊背斜と小木城背斜にはさまれた部分が、最も沈降した。長嶺背斜の西方で、尼瀬背斜の南南東部が最も沈降したことが、等走向線図(第16図)から読みとれるであろう。この部分から尼瀬背斜に向って薄くなる。灰爪期も大体同様の傾向であったと考えられる。

魚沼期の前期には、中央油帯東部は堆積域であったが、他の地域は隆起し削はくされた。小国期には、ふたたび堆積域となった。この時期までは、小木城背斜はまだあまり成長していなかった。それは、向斜部の地層の厚さと、背斜翼部の厚さがあまり変化がないことからわかる。

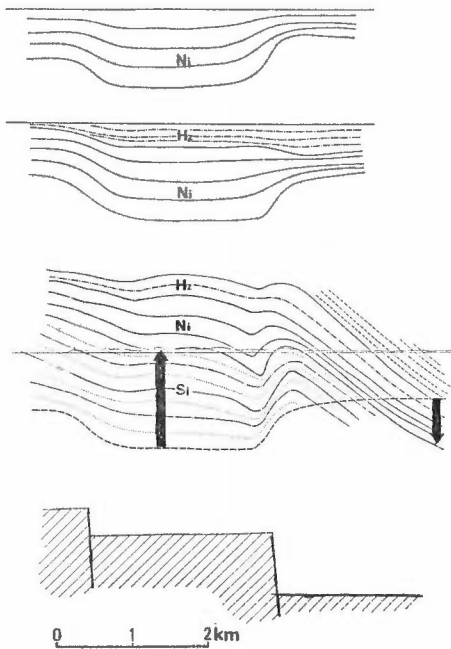
このように、西山油帯での観察結果から見ると、椎谷層堆積期以後、西山層、灰爪層と堆積の中心は東ないし東北方に移動していったことがわかる。このような傾向は、上位層によって覆われてしまっていて、下位層の層厚変化の直接測定できないより北部地域についても見られると考えられる。なお、新潟堆積盆地周辺地域における観察結果から考えると、この東方への移動は、より大きな椎谷ないし灰爪期の西方への最大層厚部の移動に比して小さく、西山、灰爪層の層厚変化も小さいと考えられる。

第16図は、西山油田地域の走向線図である。この図から椎谷期には、石地南方から椎谷にかけて地層が厚く堆積したこと、石地方向の尼瀬背斜に向って同層が薄化することがわかる。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

1.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）



第16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, 斜線帯は油田坑井（すなわち背斜）
 の分布する範囲を示す。



第17図 西山油田北部を東西に切る堆積断
 面と推定基盤断面図
 上は西山期, 中は灰爪期, 下は魚沼期以
 後の構造運動と堆積運動. 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。

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、この背斜の東方にのみ分布しているが、そこは現在低平な地形をなして沖積層が分布する。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。

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。この背斜の西側に並走する長嶺背斜は、水平に近い頂部をもつ箱型背斜である。これらの褶曲の形成機構モデルを、第17図に示した。

なお、尼瀬背斜や小木城背斜は、一種の箱型褶曲で、基盤ブロックの上昇に伴って形成されたと考えられている。くわしくは、鈴木ほか (1971) を参照されたい。

魚沼層堆積後の急激な造構運動期に褶曲は完成された。ただし、この地域の褶曲は現在も成長を続けていることが、一等水準点の変動から読みとれる (小玉ほか, 1974)。

6. ま と め

本地域には、新潟第三系堆積盆地の中部中新世から鮮新世にかけての地層の模式地が設定されている。それらは、寺泊層、椎谷層、浜忠層、西山層それに灰爪層である。

寺泊層は、帯紫灰色の泥岩と細粒ないし微細粒砂岩との互層を主とする地層である。寺泊背斜や尼瀬背斜の軸部付近に発達している。本層は、底棲動物群によって組織が乱されていない特徴をもっている。

この上に椎谷層が整合に重なる。本層は、細粒ないし中粒砂岩と暗帯緑灰色泥岩との互層を主とする。下部には浮石質凝灰岩をひんぱんに挟む。また全般に表層および深層地入り型層間異常が多く発達する。寺泊・尼瀬背斜を取囲んで、また小木城背斜軸部に分布するが、北方と東方に向って地層は薄くなると同時に、砂岩の層厚や粒度を減ずる傾向が認められる。

浜忠層は、椎谷層と西山層との漸移部に発達する地層である。本層は、帯緑灰色泥岩と薄い細粒ないし微細粒砂岩との互層を主とする地層である。しかし小木城背斜に向っては砂岩の層厚と粒度を減じ、上半部は塊状泥岩になり、上に重なる西山層との区別は困難である。また、椎谷層とは逆に、南方に向っても砂岩は薄化する傾向が認められる。本層中部には数10mの凝灰岩が卓越する。

西山層は、塊状の帯緑灰色泥岩によって特徴づけられる地層である。石地付近から北方に向っての沿岸地域では、基底に表層地入り型層間異常 (含礫泥岩) ないし砂岩優勢互層が発達する。

灰爪層は、砂質泥岩・泥質細粒砂岩や介石砂岩からなり、西山層に整合に重なる。介石砂岩は夏川石とよばれ、小木城背斜西翼と西山油田周辺地域に発達する特徴的な地層である。

この地域には灰爪層の上に魚沼層上部の小国層が不整合に重なる。岩相は砂、礫粘土からなる。ただし中央油帯東部では、灰爪層から魚沼層へ整合に重なる。すなわち、堆積盆の中心部では構造的に調和的であるが、周縁部では不整合である。

この魚沼層を部分的谷状に切って不整合に安田層が重なる。安田層は砂・礫層から構成され、ほとんど水平で、堆積面を作るところから中位段丘を構成する地層に対比されるものと考えられる。

本地域には、日本海岸にそってドーム状の寺泊背斜、尼瀬背斜が並んでいる。尼瀬背斜の南部には、

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

日本有数の産油量をほこった西山油田の後谷背斜，長嶺背斜が並んでいる。後谷背斜は，頂部が比較的平らで両翼の急な箱型背斜である。長嶺背斜は両翼が急斜する背斜であるが，地表では東に単斜するだけで，地表付近の構造と深部の構造とは平行していない。これらはいずれも背斜軸は海岸線にほぼ平行した，北北東—南南西の方向をとっている。

これらの褶曲の東方に，30 km 以上にのびる中央油帯の背斜が位置している。この背斜は，両翼が急傾斜し，一部では逆転している。しかしこの急傾斜部からほとんど水平な向斜部への傾斜の変換は急激で，折れたような形態をとる。東翼は，緩傾斜の向斜部からふたたび垂直に近い傾斜に変わり，平野部に突っ込む。したがってこの部分は箱型褶曲の形態をとる。

中央油帯の南部では，最近吉井油・ガス田が発見され，開発が進められている（白石ら，1969）。中央油帯東方の箱型褶曲の肩の部分には，鳥越油田が発達している。また，この東方の箱型背斜の脚部には，ゆるいドーム状背斜が発達していて，ガス田が発達している。

引用文献

- 地質調査所（1957）：主として燃料となる鉱石—石油および可燃性天然ガス，日本鉱産誌 BV-b. 地質調査所。
- 千谷好之助（1920）：大日本帝国油田第15区 新潟県与板油田地質・地形図および同説明書。地質調査所。
- 池辺 展生（1941）：新潟県西山油田北部の層序。石油技術協会誌，vol. 9, p. 172-182。
- 池辺 穰（1949）：西山油田の地質構造。石油技術協会誌，vol. 14, p. 96-99。
- 伊木 常誠（1909）：大日本帝国油田第9区 越後国寺泊油田地質・地形図および同説明書。地質調査所。
- Ики, T. (1922): Some studies on the stratigraphy of the Tertiary formation in the Echigo oil-fields. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.
- 影山邦夫・鈴木尉元・平山次郎（1971）：新潟県西山油帯に発達する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。
- 小玉喜三郎・樋口茂生・三梨 昂（1971）：新潟県三島郡中永峠に発達す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。
- ・鈴木尉元・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の相関，地質調査報告，no. 250-2, p. 37-51。
- 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。
- ・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，魚沼地質説明書。地質調査所。
- （1974）：寺泊地区の地質層序について。地質調査所報告，no. 250-1, p. 51-66。
- 望月 央（1962）：新潟県下の新第三系の石油地質学的考察—特に中越地区の構造発達と石油の集

積について、石油技術協会誌, vol. 27, p. 557-585.

新潟花粉グループ (1967) : 柏崎平野の下末吉期堆積物の花粉化石について、第四紀研究, vol. 6, p. 1-17.

大村 一藏 (1927) : 石油地質学概要(15), 地球, vol. 8, p. 449-457.

大塚 専一 (1903) : 大日本帝国油田第 3 区 越後国西山油田地質・地形図および同説明書. 地質調査所.

白石辰巳・西島 進・市村隆三・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, 22 p., 日本地質学会.

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 (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.

■吉村尚久・鈴木 実 (1966) : 新潟県西山および中央油帯新第三紀層の鉱物組成, 地質ニュース, no. 143, p. 13-15.

Geology of Nishiyama Oil Field and Surrounding Areas

Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Michio MIYASHITA,
Kunio KAGEYAMA and Tadao SHIMADA

Much attention has been paid to the geology of Nishiyama oil field and surrounding areas for a long time, as there are situated many stratigraphic standards in Niigata Tertiary basin. They are called Teradomari, Shiiya, Hamatsuda, Nishiyama and Haizume Formations from middle Miocene to Pliocene in age. In this paper, their lithologies are described in detail, and their correlations and distributions are discussed.

The Teradomari Formation deposited in middle Miocene is characterized by gray mudstone intercalated with thin and fine sandstone, and is distributed in the core of anticlines along the coast of Japan Sea. They might be deposited under anaerobic condition, as sandstone and mudstone layers are not disturbed by trace fossils.

The Shiiya Formation deposited in upper Miocene age consists of the alternation of sandstone and mudstone. Several thick tuffites are intercalated in the lower half of the formation. Submarine slidings are also recorded, which are divided into two types, namely, superficial submarine sliding type and thick bedded sliding one. The isopach map of this stage is illustrated in Fig. 7.

The Hamatsuda Formation overlying conformably the Shiiya Formation is deposited in lower Pliocene. It is characterized by mudstone intercalating thin sandstone and many thick tuffites are found in the middle part of the formation. The isopach map of this stage is shown in Fig. 12.

The Nishiyama Formation deposited in middle Pliocene age consists mainly of massive mudstone intercalated by many thin tuffites. There develop thick sandstone member and superficial submarine slidings at the base of the formation in the northwest part of this district. They become thin very rapidly toward south or east. The isopach map of this formation is shown in Fig. 13.

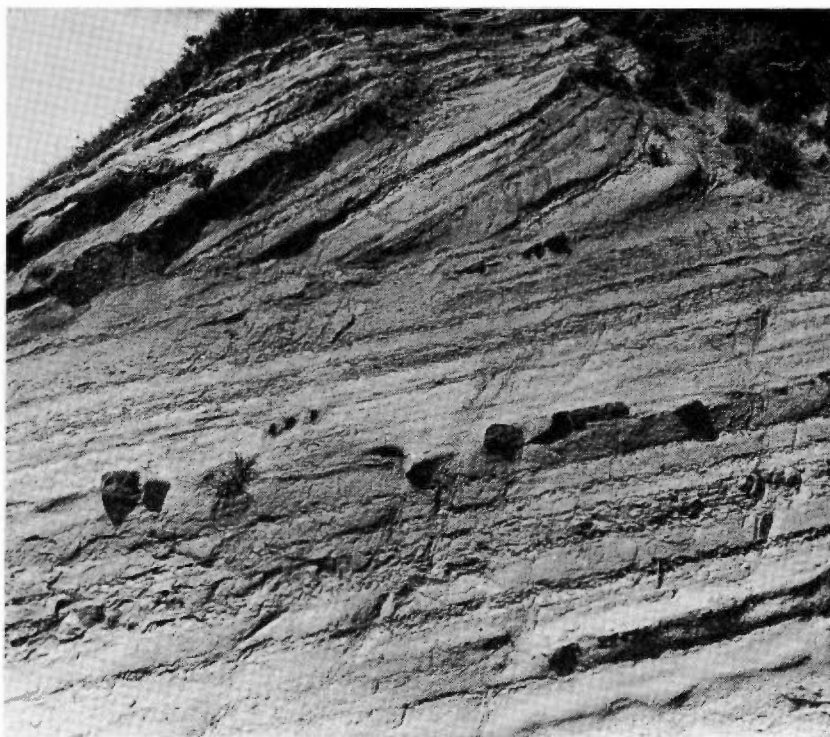
The Haizume Formation which is upper Pliocene in age consists of sandy mudstone, calcareous fine sandstone called Natsukawa-ishi and muddy sandstone. Natsukawa-ishi is the most characteristic facies in this district and cannot be found in other districts where monotonous sandy mudstone is the main constituent. The upper part of the formation consists of massive fine sandstone called often

I.4 新潟県西山・中央油帯の地質（鈴木・三梨・宮下・影山・島田）

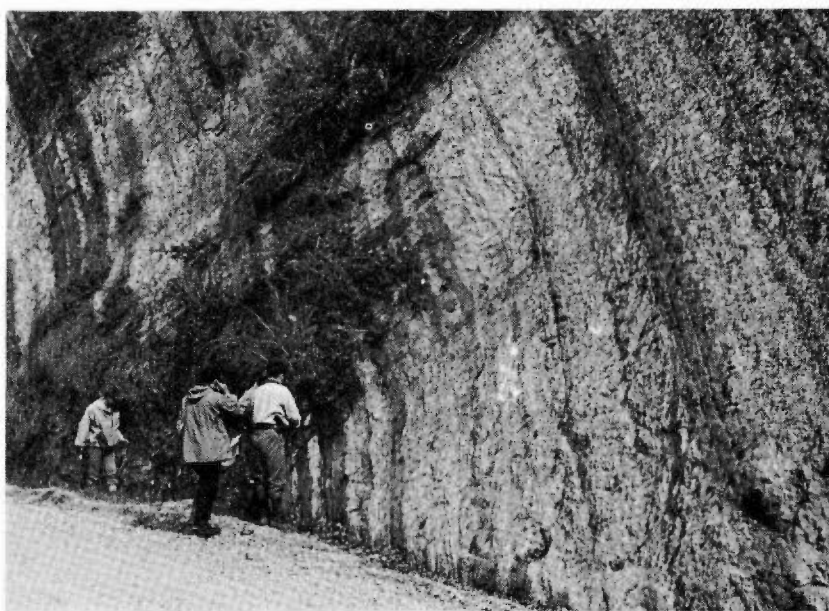
Wanazu Formation.

The Uonuma Formation of Pleistocene age is divided into Oguni and Tsukayama Formations in descending order. Only the former formation is developed in the district overlying disconformably the Haizume Formation.

Several anticlines and synclines run in NNE-SSW direction and the formers are productive of petroleum and natural gas.



1. 模式地（柏崎市椎谷岬付近）の椎谷層。露頭上半部は深層地入り型層間異常



2. 中央油帯背斜に沿う中永峠東方の椎谷層。Km 凝灰岩付近



1. 出雲崎町落水付近の浜忠層



2. 柏崎市宮川東方の浜忠層, Ya 凝灰岩付近

I. 5 魚沼層の層序と堆積運動

三梨 昂*・宮下美智夫*・鈴木尉元*・島田忠夫*・影山邦夫*

要 旨

筆者らは、新潟県魚沼地方に発達する魚沼層の地質について、調査研究を行った。その結果、次の成果が得られた。

- 1) 魚沼層を岩相および層厚の発達形態（最大沈降部の変移する付近の層準）から大きく下位の塚山層と上位の小国層とに区分した。
- 2) 魚沼層の基底は、下位層と不整合関係を示す。その形態は、東縁部では、著しい不整合を呈し、盆地中心部では、下位の灰爪層（和南津層）と構造上調和的に分布し、西縁部では、同じく調和的であるが、魚沼層の最上部だけが直接灰爪層を不整合に被う。
- 3) 魚沼層の層相・層厚の変化には、つぎのような規則性がみとめられる。①褶曲構造と関連したものの、②最大層厚部が褶曲構造を切ってほぼ南から北へ移動する現象および堆積物の供給源からの距離に関連した変化がある。
- 4) これらのことから、魚沼層堆積期の構造と堆積作用、すなわち堆積運動について、また、これと先魚沼期との比較、および、後魚沼—先矢代田期の構造運動の性格についてのべた。

1. ま え が き

魚沼層は、新第三系や第四系の厚く発達する新潟堆積盆地の最終段階の堆積物である。その層厚は最大 3,000m にもおよび、岩相変化が著しい。したがって、各地域で調査が行われているが、地域間の対比に多くの異なった意見が提出されている。筆者らは、従来の諸研究より、その精度を一桁あげて、層相変化の調査を行い、これに多くの労力を費した。なお、魚沼層の層序の細かい記載については、すでにのべているので（宮下・他 5 名, 1972）、ここでは層序については、概要にとどめ、堆積運動について述べることにする。

2. 層 序

2.1 魚沼層（魚沼統、千谷好之助, 1930, 命名）

〔分布〕魚沼層は、新潟平野およびその周辺の丘陵地に広く発達しており、特に魚沼丘陵および東頸城丘陵に標式的に露出分布している。

〔岩相・層序〕本層は岩質から大きく 3 分することができる。すなわち、下部に礫岩と中～粗粒砂岩の互層がある。中部に礫岩および砂岩をはさむ泥勝ち互層が重なる。この泥勝ち互層は、数層準にかつ

* 燃料部

て稼行された亜炭層を挟有し、その最下位層準の夾亜炭泥勝ち互層は、とくに安定していて広く連続する。上部は、主として微細粒～細粒砂岩がシルト岩中に葉理状あるいは、薄層状に入った細互層であり、細～中粒砂岩、礫岩および亜炭層をかなり多く挟んでいる。

本層中の礫岩は、花崗岩質岩・古生層岩・塩基性岩のほか安山岩等からなり、一般に一定層準に挟まれ、よく連続する。堆積盆の東縁部および南縁部では、本層は全体として、ほとんど礫岩層となる。また、南方では、火山角礫岩、スコリアの発達著しい。本層中に挟在する凝灰岩は、主要な鍵層となるものだけで、10数枚数えられる。本層は植物・珪藻・貝の化石を産する海成～半鹹半淡性、時に淡水性の堆積物である。

また、本層を堆積の発達形態（最大沈降部の変移する付近の層準）から下位を塚山層、上位を小国層とした。これは、前述した岩相・層序の中・下部と上部の境にほぼ一致する。

〔層序関係〕本層は下位と不整合関係にある。しかし堆積盆の中心部では、下位層と構造上調和的に分布するが、縁辺部では、著しい不整合関係を示す。

〔層厚〕その下部、中部、上部のそれぞれの層準により、最大層厚部の発達する地域を異にするが、各層準でもっとも発達する部分を加算すると、その厚さは、約 3,000m におよぶ。

2.1.1 塚山層 (大村一蔵, 1927, 命名)

〔模式地〕刈羽郡小国町猿橋から山横沢 (八王子) へ至る県道

〔分布〕本層は、主として魚野川と信濃川に挟まれた魚沼丘陵と信濃川以西の東頸城丘陵に広く分布しているほか、新潟平野の周辺部に分布する。

〔岩相〕主として泥勝ち互層を主体とする細粒～粗粒砂岩および礫岩との互層からなり、泥勝ち互層帯の數層準に亜炭層を挟有する。南方供給源に近い周縁の方向へ著しく礫層が発達し、さらに、火山角礫岩、スコリアの発達も顕著である。また、挟有する凝灰岩の中で、Ng 凝灰岩は良い鍵層となる。

〔層厚〕本層の厚さは、南北方向の褶曲軸を横切るような地域についてみると、洩海川、山横沢付近で 450m、信濃川沿岸で 600m、時之島東方の田麦山背斜に位置する小貫沢では 500m、洩海川東方片貝一真人背斜頂部の桜町地獄谷付近では、100m 以下、大広田では、さらに薄化して、70m となり、向斜部と背斜部で著しくその層厚を異にする。

次に南北方向の褶曲軸に沿う地域における本層の厚さは、信濃川向斜の十日町市田川で、もっとも厚く 900m、その南部の川治川で 800m、さらに南部の羽根川では、700m を算し、全般として比較的層厚変化が少ない。

本層は、桜町地獄谷 GS 1 号井および大広田地区では、収れんして、きわめて薄化している。

〔層序〕本層は岩相的に、さらに細分して、下部層、中部層、上部層に分けることができる。

〔層序関係〕魚沼丘陵東縁部の小出町付近では、本層の中位層準が、寺泊一七谷相当層に急激にアバットしている。また、小出町以北の守門村付近では、下位層を不整合に被う。

2.1.2 小国層 (千谷好之助, 1930, 命名)

〔模式地〕刈羽郡中里村猿橋付近

〔分布〕本層は、信濃川以西の丘陵地、十日町市から市ノ口にいたる信濃川沿岸および田麦山背斜の東方堀之内町南方の丘陵地に分布している他、新潟平野の周辺部に分布する。

1.5 魚沼層の層序と堆積運動（三梨・宮下・鈴木・島田・影山）

〔岩相〕本層は、シルト岩と微細粒～細粒砂岩との泥勝ち細互層からなるが、細粒～中粒砂岩および礫岩を頻繁にはさみ、砂質粘土岩や亜炭層も処々に挟有する。また、Dn 凝灰岩、Sz 凝灰岩、Pk 凝灰岩を挟有し、良い鍵層となっている。本層は一般に塚山層より固結度が低く、礫岩の粒度が小さい。

〔層厚〕本層は他の地区に比して、渋海川流域の小国町付近で、その中下部がもっとも厚く（約600m）、上部は渋海川流域に限って分布し、他の地区では、ほとんどみられない。全層厚 700m以上である。

〔層序〕本層は岩相的に下部層、中部層、上部層に分けることができる。

〔層序関係〕下位の塚山層と整合的に分布するが、魚沼層堆積盆の西縁部の西山、小木城付近では、塚山層を欠き接本層の中部層準が直接灰爪層を不整合に被う。

3. 魚沼期における構造運動と堆積機構

魚沼層の層相・層厚変化については、一般に、次のような2つの顕著な現象が判明している。1つは、第1級の背斜部と向斜部との間にみられる層厚と岩相変化の一般的傾向に関するものである。他の1つは、魚沼層の堆積運動に関する現象で、最大層厚部を中心とした層厚の変化の様式および供給源からの距離に関連する岩相変化に関するものである。これら2つの層相・層厚変化の現象は、互いに関連するようである。以下これらの現象の具体的説明と、これを引きおこした構造運動と堆積作用との関連、すなわち、堆積機構について述べる。

3.1 背斜頂部と向斜部のあいだの層相・層厚変化

背斜頂部と、その翼部ないし向斜部との層相・層厚の比較については、一般の地表地質調査だけではむずかしい場合が多い。この問題を明らかにするために、小千谷市西方の桜町において、背斜頂部にオール・コアリングの層序試錐を行い、その層相・層厚変化を明らかにした。

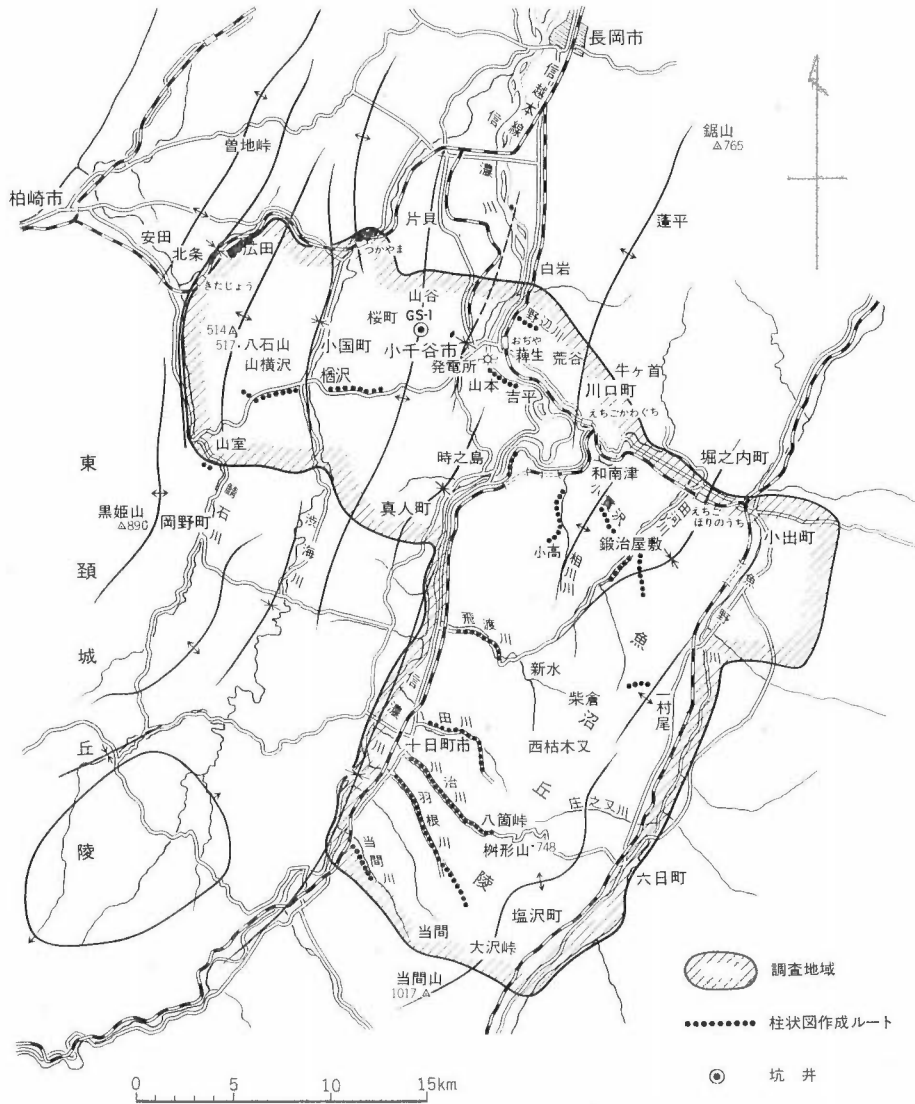
層序断面図第2図は、褶曲構造にほぼ直交する方向のものである。第1図には、褶曲構造と柱状図を作成した位置を示してある。この図で小千谷市西方の桜町を通る背斜構造（小千谷—真人背斜）の頂部にあたる桜町 GS1 と、その東方の信濃川に沿う向斜部（信濃川、時之島、飛渡川）の塚山層にみられる層厚、また桜町 GS1 の西方の渋海川向斜部～八石背斜翼部（山横沢、渋海川、櫛沢）における塚山層の層厚を比較してみると、背斜頂部の桜町 GS1 では、地層が収れんし著しく薄くなっているのがわかるであろう。

その岩相は、向斜部ないし背斜翼部では、泥岩、砂岩、礫岩であるのに対し、背斜頂部では、細粒ないし中粒砂岩（時に礫岩を挟む）地層に移行している。

これと同じような層相・層厚の変化は、八石背斜の頂部に近い山室と渋海川向斜部～八石背斜翼部の山横沢、渋海川、櫛沢の小国層、塚山層についてもみられる。

また、信濃川沿いの向斜部の信濃川、時之島、飛渡川の塚山層は、田麦山背斜の翼部にあたる小貫沢でも同様に収れんしうすくなること分るのである。ただし岩相変化は、それ以東の地域では、小国層、塚山層ともに堆積の供給源に近くなることから、礫層に移行している。

この層序断面図の小千谷—真人背斜頂部における小国層の層相層厚の変化については、地質断面図 A—A' にみられるように、向斜部と背斜頂部とのへだたりが大きくなり推定が困難である。おそらく、背斜頂部で小国層は、下位の塚山層と同様に収れんしうすくなるであろう。第2図では櫛沢から東方の

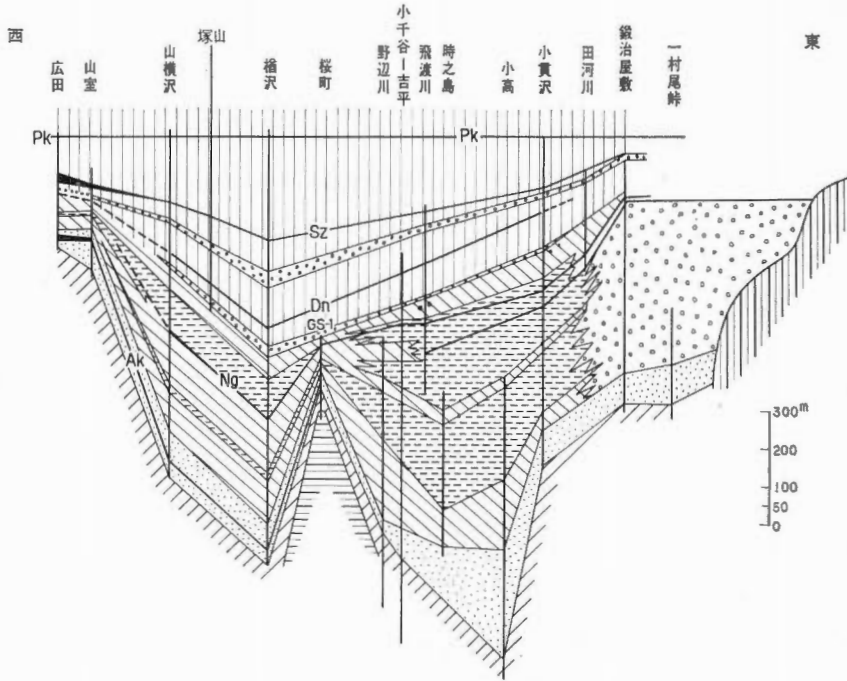


第1図 調査地域図

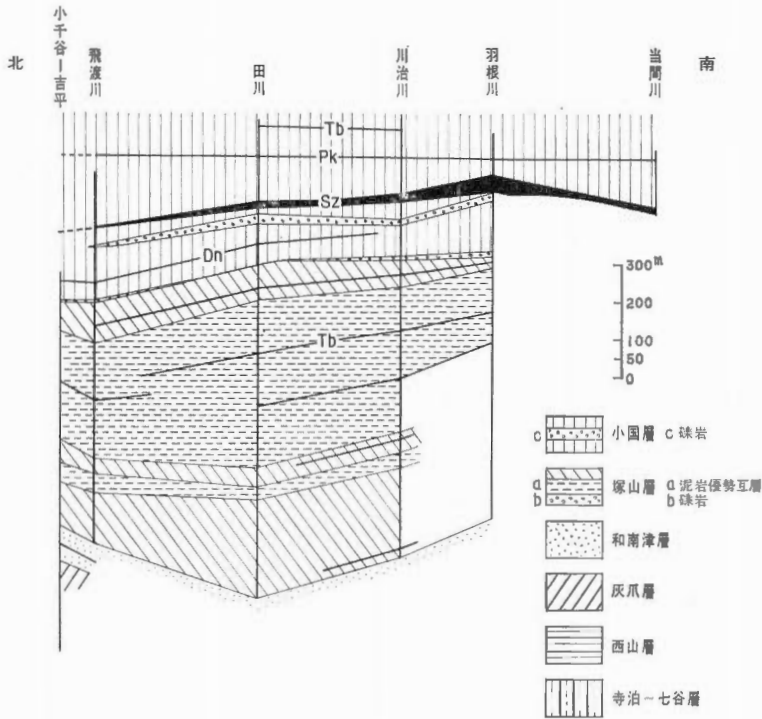
信濃川向斜東翼の飛渡川，小貫沢の資料を結んで描いた。従って，小千谷—真人背斜付近の予想される小国層の層相・層厚変化については，表現していないが，これは後述する最大層厚部の変移の問題について述べる際の資料である。

以上は褶曲軸に直交する断面での層相・層厚の変化である。褶曲軸に平行する断面として，信濃川の向斜にそったものを，層序断面図（第3図）に示した。前述の（第2図）と（第3図）はT字形に連結するようになっているが，褶曲軸に平行する断面は直交する断面図（第2図）の層相・層厚変化に較べて，変化にとぼしく安定していることが分るであろう。ただ，小国，塚山両層は南方に礫層に移行し，

I.5 魚沼層の層序と堆積運動 (三梨・宮下・鈴木・島田・影山)



第2図 層序断面図(東西)



第3図 層序断面図(南北)

供給源との距離に関係した層相変化を示している。

以上のことから、褶曲構造のうち第 1 級背斜 (中央油帯, 東山, 小千谷—真人背斜) としたもの、および第 2 級としたものの一部 (八石背斜) の背斜構造では、その頂部とその翼部とで、層相・層厚の著しい変化があることが分る。従って、魚沼層堆積時には、背斜頂部では、総体的に沈降量が小さく、向斜部で大であり、この傾向は、堆積時における水底堆積面の地形や古地形にも反映されて、上述のような層相変化をもたらしたものと推定される。このことについては、堆積機構の項でまとめることとする (第 4 図)。

4. 最大層厚部の変位について

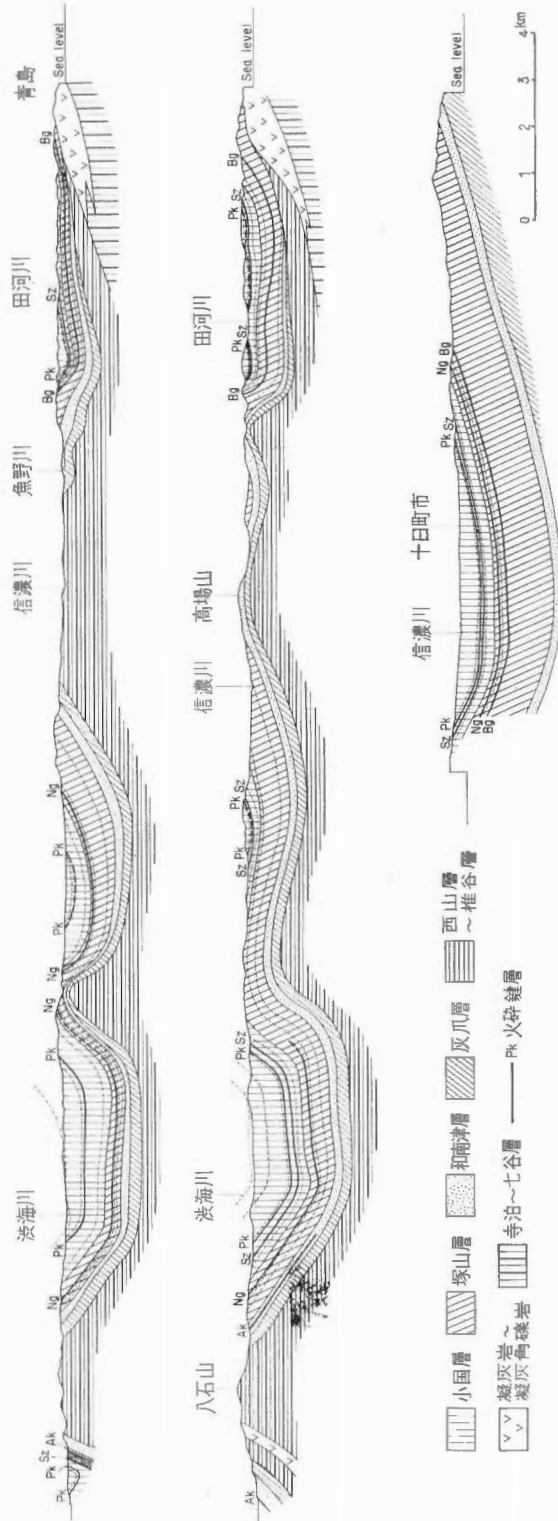
ここに述べる“最大層厚部の変位”は、前項の層相・層厚変化の単元に較べて、より大きな周期の変化についてである。

上にも述べたように、魚沼層の層厚は、厚い部分を累計すると、3,000mにおよぶ。魚沼層の等層厚線図、層序断面図および地質断面図にみられるように、下位の塚山層の最大層厚部 (約 1,500m) は、信濃川沿いの十日町市付近にあり、塚山層の上位の小国層の下・中部層の最大層厚部 (約 600m) は、渋海川沿いの檜沢付近にある。さらに上位の小国層上部の最大層厚部 (推定約 1,200m) は、新潟市南南西約 20 km にある。このように魚沼層の最大層厚部は、十日町市付近から檜沢付近へ、さらに新潟市南部地域へと、北東性の褶曲構造を斜めに横切って、変移していることが分るであろう。つぎに最大層厚部位を中心とする、それぞれの堆積単元の層相および層厚変化についてみると、塚山層の最大層厚部位は、前にも述べたように、十日町市付近にあるが、南方へは層厚を減じ、また礫岩の占める割合が多くなる。同時に礫径も南および東方へ大きくなっている。一方筆者らによって、鍵層の追跡などにより、塚山層の北限に近い長岡市北東方の麻生田、三島町鳥越南方日吉などでは、いずれも最大層厚部位の $\frac{1}{10}$ 程度にうすくなり、細砂を主とした岩相を呈していることが明らかになった。中央油帯背斜の西側、弥彦山塊、西山油帯の背斜群の東方の向斜部に沿って、魚沼層が分布する。この地区では、塚山層は欠除し、その上位の小国層の中部および上部が、灰爪層の上に不整合に重なっている。以上は塚山層の最大層厚部位から、南方への変化と、確認できる北～北西限の層厚・層相変化である。その中間の地域では、前項でのべた褶曲構造と関連する層相・層厚の変化が著しく、背斜頂部でうすく砂層を主とし、向斜部で泥、砂、礫の互層を呈して厚くなるが、全般的には、北方へ粒度と層厚を減ずる。

渋海川向斜部は、塚山層、小国層ともに厚く発達する地区である。檜沢付近は、小国層 (下・中部) の最大層厚部位にあっているが、ここにおいても塚山層の層厚は、十日町市付近における最大層厚部 (約 1,500m) の厚さの $\frac{1}{10}$ 程度にうすくなっているのが分るであろう。

つぎに、小国層 (下・中部) の堆積単位についてみてみよう。すでにのべたように、この層準の最大層厚部位は、渋海川沿いの向斜部にある。前項でのべた褶曲構造と層厚・層相変化の関係および南方および東方へ向い層厚を減じつつ、砂、礫、泥岩の互層から礫層に移行する一般的な層相変化については、塚山層と同様な傾向がみられる。また筆者らが本層準を確認した北限に近い長岡市北東方の麻生田や三島町鳥越日吉付近では、細砂層を主とする岩相を呈し、層厚は最大層厚部位の渋海川付近 (約 600 m) の約 $\frac{1}{10}$ 程度にうすくなっている。また、下位の塚山層の最大層厚部位にあたる十日町市付近でも小

I.5 魚沼層の層序と堆積運動 (三梨・宮下・鈴木・島田・影山)

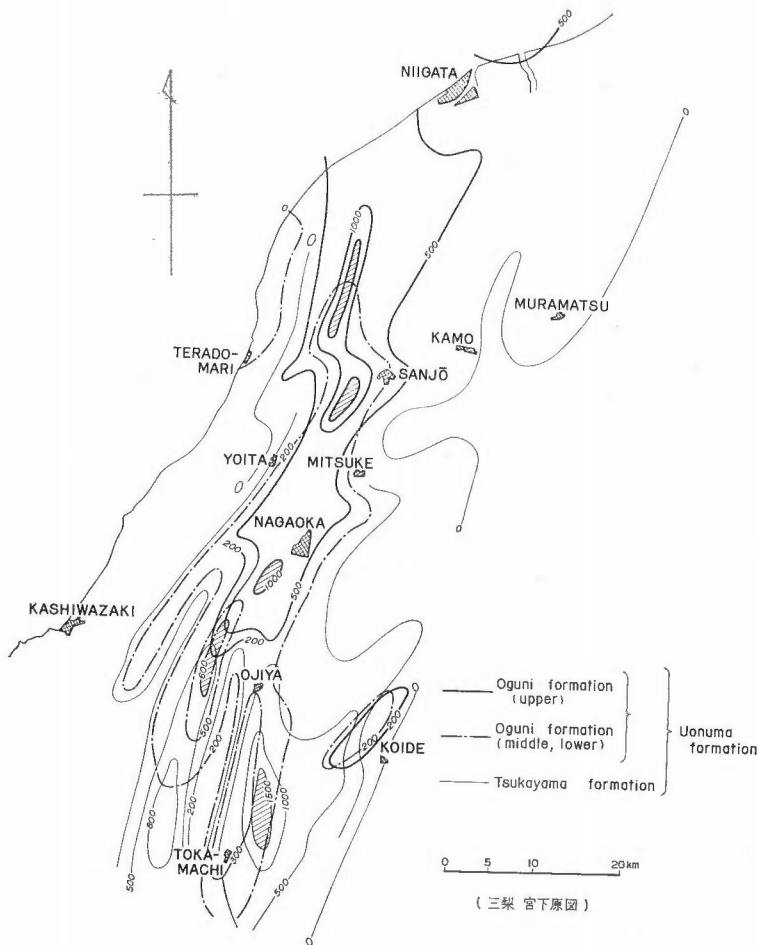


第4図 地質断面図(上より A-A', B-B', C-C')

国層は最大層厚部の約 $\frac{1}{3}$ 程度に薄化する。この地域ではほとんど礫層からなり、さらに南方および東方へは急激に礫径が大きくなっている。

小国層上部に属する堆積単元の層厚変化については、大部分が平野部の地下に分布するので、前記した塚山層、小国（中・下部）層の堆積単元のように、詳しい層相変化はわからない。しかし浜海川沿いでは、この層位の約 250m が観察できる。その岩相は、砂質泥と厚い礫層との互層からなる。堆積盆東南部の一村尾峠では、この層準は径の大きな礫岩からなっている。小国層上部の堆積単元の層相層厚変化については、層序断面図には示していない。ここで第 5 図（等層厚線図）に示したこの層準の層厚変化、特に新潟市南方に推定される最大層厚部の位置、および層厚変化の根拠について述べる。

小国層の模式地付近の浜海川では、小国層上部は前述したように層厚約 250m がみられるにすぎない。新潟平野の東縁の長岡市北東方約 5 km の麻生田付近と西縁の三島町鳥越日吉地区およびその北西の出雲崎駅まで火砕鍵層を追跡し、魚沼層の層相および層厚変化を明らかにした。その結果平野西縁の



第 5 図 等層厚線図

I.5 魚沼層の層序と堆積運動（三梨・宮下・鈴木・島田・影山）

日吉付近では、和南津層中の Ak 凝灰岩、小国層中部の Sz 凝灰岩（大広田凝灰岩）、小国層上部の Pk 凝灰岩が、いずれも細砂層を主とする岩相中に挟まれ、層厚は収れんし非常にうすく（全層厚約 450m）なって連続することが確認される。平野東縁部の麻生田付近でも、前記の日吉付近と同様に魚沼層は非常にうすくなっているが Ak 凝灰岩、Sz 凝灰岩、Pk 凝灰岩がいずれも細砂層中に挟まれ発達する。すなわち、これらの地域では、和南津層から小国層上部まで著しく収れんしてうすくなっているが、全て発達している。

これらの層準は、構造的には、東山箱型背斜の西翼部、中央油帯背斜の東翼部にあたり、平野部に接する部分から向斜に移る。この平野部には、多くの地震探査測線があり、いずれも 1,000~2,000m の深度まで、反射波の記録が明瞭で、地表の前述厚準（Pk 凝灰岩層）を追跡することができる。この結果、平野部における小国層上部は、約 1,000m の層厚を有することが分る。

なお、背斜の翼部から、向斜中心部への層厚変化は割合に少なく、前述した桜町などでみられるような背斜頂部とその翼部との間にみられるような大きな層厚の変化は認められない。

魚沼層の堆積の中心部は、下位層から上位層へ向い、褶曲軸を斜めに横切って、南南西から北北東へ段階的に変位している。一方、七谷層から灰爪層に至る新第三系の中で、寺泊、七谷層は、堆積盆の東部、椎谷層は中部、西山、灰爪層は西部に堆積の中心が大きく移動するが魚沼層は上記のように、はじめ堆積盆の東縁部に近い十日町市付近を中心として大きく沈降し、堆積し順次北北西へ将棋倒し構造をとる。すなわち、堆積の形式は灰爪層以下と異なっている。これらのことは、魚沼期には、この地区では、改めて内陸部の沈降に始まり、後背地の隆起を含めた傾動地塊運動が以前の各期より急激であったことを示すものと考えられる。以上のべた魚沼層にみられる最大層厚部を中心とする3つの堆積単元の層厚・層相変化から、その堆積運動を考察してみる。

塚山層堆積期には、堆積盆の東南部の十日町市付近を中心として、最大約 1,500m 沈降した。ここに岩相変化からわかるように、南方後背地からの供給を受けて、堆積が行われた。なおこの期には、魚沼層上部（小国層上部）の堆積の中心となる新潟市南方やその以北の地域は、引続き堆積の場であったと考えられるが、沈降量は非常に少なかった。

つぎに小国層（中・下部）の堆積期には、十日町市の北北西にあたる渋海川沿いの向斜部を中心に沈降（約 600m）し、堆積が行われる。この期には前述したように塚山層の最大沈降部は引続いて堆積の場であったが、沈降量は著しく減じ、堆積速度としては、渋海川における最大沈降部（約 600m）の $\frac{1}{2}$ 程度であった。

次の小国層（上部）の堆積期には、上に述べたように、沈降の少なかった新潟市南方地域が沈降の中心となる。上述の3つの堆積単元に段階的に沈降の中心が移動した。また各単元中の沈降量の差（一定堆積期では沈降速度の差）から、堆積盆内での総体的な傾動運動がおこなわれたことが分る。この傾動運動は、後背地の隆起運動とも一体のものであり、いわゆる将棋倒し構造を示している（藤田, 1958）。このような将棋倒し構造を作る堆積運動と褶曲構造を進行させる堆積期の運動とが併行して行われているのが、魚沼期の構造運動といえよう。

魚沼期には、等層厚線図（第5図）の0ラインによって示されるような北に開いた湾入状の堆積盆が想定される。その中で、背斜頂部で沈降量が小さく、向斜部で大である。このことは堆積時の水底堆積

面や水陸分布の界にも反映して、第 1 級および 2 級の背斜に沿ってさらに細かく湾入状の地形をもつ堆積の場が想定される。このような堆積盆に、泥・砂・含礫・含泥流が地形的に低い部分 (向斜部) に沿って間けつ的に供給され、これらの互層として堆積した。また背斜頂部にあたる地形的高まりでは、沿岸流などにより、シルト質のものは洗われ、細粒・中粒砂層だけが、堆積したと思われる。なお、この堆積環境が海濱性の場であったことから、褶曲構造の成長や海水準の変動などによっても、容易に湖水化し得たであろう。

5. 魚沼層堆積後の構造運動

ここでは、魚沼層堆積後の構造運動について、3つの点について論ずることとする。

1つは魚沼層堆積後に主要な構造時相があり、現在みられるような褶曲が形成されたのか、またはそのようなものはなく、褶曲は漸次的な運動によって形成されたのか、といった点である。1つは現在観測される褶曲と関連する地殻変動の位置づけの問題である。上記の2つの問題は、関連させて論じられていることが多いようである。他の1つは、筆者らは、主要構造時相を支持する立場にあるが、その魚沼層堆積後—先矢代田期の構造時相と、前項で述べた魚沼層堆積中の運動との関連性および第四紀が全体の運動の中でどのように位置づけされるのかという問題である。なお最後に構造運動の機構についても、ふれることにする。

はじめに、構造時相の有無の点についてのべる。大村 (1930)、池辺穰 (1968) は、魚沼層堆積後に大きい構造運動があり、それによって、新潟堆積盆地の褶曲構造ができたと考えている。これに対して、金原 (1950) や望月 (1962) は、そのような褶曲時相を否定する見解を発表している。

金原や望月は、魚沼層とその上位層との不整合関係は認めていながら、その構造地質学的な意味づけを与えていない点は指摘しておこう。

彼らがそのように考える根拠は、現在の測地学的に明らかにされた、変動量が非常に大きいことにあるのであろう。この問題についての筆者らの見解は、あとに述べる。

長岡北方では、小国層の上位層準 (Pk 凝灰岩付近) が箱型背斜 (中央油帯背斜) の西側で、逆転しているのがみられる。長岡地域の悠久山礫層とタイプの矢代田層との正確な対比は、未だできていないが、魚沼層と矢代田層間には大きい構造差があるものと推定される。

すなわち、魚沼層の堆積後に激しい構造運動があったとしなければならない。要するに、褶曲時相は明瞭に存在すると考えられる。この結果、魚沼層は 1 級背斜のある場所では、垂直ないし、翼部で逆転するような構造をもつにいたったのである。

しかし、このような褶曲運動の余波は矢代田層堆積後も続いていたとみられる。これについては次に述べる。

現在観測される褶曲運動と密接に結びついた地殻変動については、鈴木らを中心として、検討されている。詳しくは、稿を改めて述べることにするが、ここでは、その概略を述べる。

魚沼層堆積後—先矢代田期に、前述のような激しい褶曲運動が行われたが、水準点の変動から、新潟堆積盆地内の褶曲は現在も成長を続けていることが知られている (大塚, 1941, 1942; 中村・太田, 1968)。すなわち、東山背斜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—長

I.5 魚沼層の層序と堆積運動（三梨・宮下・鈴木・島田・影山）

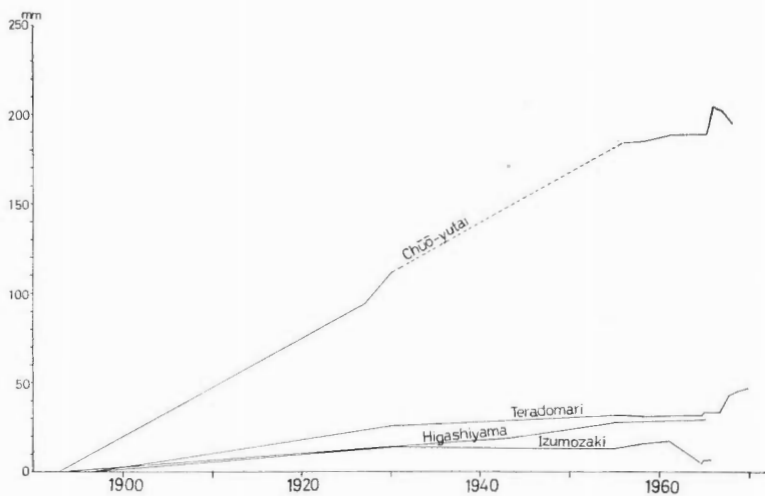
岡ルートおよび寺泊背斜と出雲崎背斜を縦断するルートに設けられた水準点の変動から、この中越地区では、現在も背斜部で隆起し、向斜部で沈降している。第6図は中央油帯背斜、寺泊背斜、出雲崎背斜の1894～1969年までの成長速度を折線グラフに描いたものである。

この図から分るように、中央油帯背斜は 2.8 mm/y、寺泊背斜 0.6 mm/y、東山背斜は 0.54 mm/y、出雲崎背斜は 0.45 mm/y の成長速度を示している。これを 10^6 年に換算すると、それぞれ 2,800m、600m、540m、450mとなり、きわめて大きい値を示している。最近の信越地区の地震活動を調べてみると、800年代には比較的活発で、Mが 6.5以上の地震がいくつか記載されている。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。しかるに1500年代から再び活発な活動が認められる。すなわち、この地区では平穏な時期と活発な時期が交代しているように思われる。地殻の変形勾配と応力の集中度とは、一定の関係があることから、地震活動の活発な時期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、完新世における平均的な変形速度は、もっとゆっくりしたものであろう。このような水準点の変動と褶曲構造との対応関係は、前記した中越地区に特長的な現象であると思われる。というのは、この堆積盆地西方の直江津～糸魚川ルートでは、中越地区のような対応関係が認められないからである。この地区では、より大きい単元の地塊運動が卓越しているように思われる。

すなわちこの地区の大きい変形速度はこの地域に特有なものであろう。

しかし現在のところ、魚沼層最上位の年代と、下末吉層に対比される層準との絶対年代の差が不明なので、魚沼層堆積後、先矢代田層間の主褶曲時における変形速度を量的には計算することはできない。

片貝一真人背斜は延長35 km以上に達する第1級の背斜であるが、小千谷市西方桜町以北では、東翼が急傾斜し、以南では、西翼が急傾斜する片面箱型背斜で、それぞれの急傾斜の翼部に魚沼層が厚い。これは第1級の背斜であるが、桜町GS1号井付近は、その中間地域にあたり、両翼がほぼ等傾斜の背斜を呈し、両翼で、魚沼層の層厚変化があまりみられない。しかし層序断面図（第2図）にみられるよ



第6図 向斜の中心部の水準点を基準とした背斜頂部の水準点の高さの変化を示す図

うに背斜頂部で魚沼層が著しく収れんしうすくなり、堆積中の差別的沈降が非常に大きかったことが分る。またこの地域においては、魚沼層堆積後一先矢代田期に前述したような片面箱型背斜が形成され、その頂部が最小層厚部にあたっていることから、先矢代田期の運動は堆積中の運動を強化する方向で行われたことが分る。なお、この背斜の傾斜の変換点付近に椎谷期の火砕岩が賦存することが坑井資料から知られており、基本的には基盤ブロックの隆起運動によるものであろう。

6. ま と め

1) 魚沼層は、第三紀末から第四紀の地層にあたり、海水性ないし半鹹半淡性時に淡水性の粗粒堆積物からなる。

2) 本地域の魚沼層は、最大層厚部での層厚を積算すると約 3,000m (最上部層準の地下推定約 1,200m を含む) に達する。これは本邦のグリーンタフ変動に始まる堆積盆の中で、同時期の堆積層としては、もっとも厚く発達する地域である。

3) 魚沼層の基底は、下位層と不整合関係を示す。その形態は、東縁部では、著しい不整合を呈し、盆地中心部では、下位の灰爪層 (和南津層) と構造上調和的に分布し、西縁部では、同じく調和的であるが、魚沼層の最上部だけが直接灰爪層を不整合に被う。

4) 魚沼層の層相区分は、地層の発達形態 (最大層厚部が変移する層準) を境として、大きく 2 分し、下位を塚山層、上位を小国層とした。さらに岩相上から塚山層 (下部・中部・上部) および小国層 (下部・中部・上部) をそれぞれ 3 分した (第 2 図, 第 3 図)。

5) 塚山層は泥勝ち互層を主体とする細粒～粗粒砂岩および礫岩との互層からなる。小国層は大部分シルト岩を主とする微細粒～細粒砂岩との細互層状岩からなるが、細粒～中粒砂岩および礫岩を頻繁にはさむ。しかし両層ともに魚沼地域の堆積盆の東縁部および南縁部ではほとんど礫岩からなり、中央油帯背斜北西側および小出町北方の守門村付近では、ほとんど砂岩層からなる。

6) 魚沼層の堆積の中心部は、下位層から上位層へ、褶曲軸を斜めに横切って、南南西から北北東へ段階的に変位している。

一方七谷層から灰爪に至る新第三系の中で、寺泊・七谷層は、堆積盆の東部、椎谷層は中部、西山・灰爪層は西部に堆積の中心が大きく移動するが (三梨ら, 1973), 魚沼層は、上記のように、はじめ堆積盆の東縁部に近い十日町市付近を中心として、大きく沈降堆積し、順次北北西へ將棋倒し構造をとる。すなわち、堆積の形式は、灰爪層以下と異なっている。これらのことは、魚沼期には、この地区では、改めて内陸部の沈降に始まり、後背地の隆起を含めた傾動地塊運動が以前の各期より急激であったことを示すものと考えられる。

7) 魚沼期における構造運動と堆積機構については、1 つは最大層厚部の変位の現象とその各々の単元にみられる岩相変化と、褶曲に関連した、より波長の短い層相・層厚変化がみられ、これら 2 つの運動は互いに関連しているのが、この魚沼期の堆積機構である (第 5 図, 等層厚線図)。

8) 魚沼層堆積後の構造運動については、魚沼層堆積後一先矢代田期に主要な構造時相があり、現在みられるような褶曲が形成されたと結論する。そしてこの運動を堆積中における運動と関連させ、どのような性格のものであったか、また、構造運動の機構的な原因についても述べた。

I.5 魚沼層の層序と堆積運動 (三梨・宮下・鈴木・島田・影山)

9) また、褶曲構造と現在観測される地殻変動との関連についての検討も行った (第6図)。

参 考 文 献

- 地質調査所 (1957) : 日本鉱産誌 V-b, 石油および可燃性天然ガス, 東京地学協会.
- 堀川秀夫・他3名 (1969) : 魚沼層の凝灰岩層について, 日本地質学会76年学術大会シンポジウム, 海岸平野, p. 185-189.
- 市原 実 (1966) : 大阪層群と六甲変動, 地球科学, no. 85, 86, p. 12-18.
- 池辺 展生 (1940) : 新潟県八石・小千谷油田の層序, 石油技術協会誌, vol. 8, p. 333-344.
- (1942) : 魚沼統の貝化石群, 地質調査所輯報, no. 1, p. 6-12.
- (1942) : 越後油田褶曲構造運動の現在まで行われていることについて (雑録), 石油技術協会誌, vol. 10, p. 184-185.
- 池辺 穰 (1953) : 最近の探鉱成果, 新潟・長野地区, 石油技術協会誌, vol. 18, p. 146-157.
- (1968) : 新潟県魚沼地方を中心とした新生代後期構造発達史, 地質学論集, 第2号, p. 43-47.
- 伊木 常誠 (1910) : 大日本帝国油田第十区 (越後国魚沼油田) 地質及地形図説明書, 地質調査所.
- Iki, T. (1910) : Preliminary note on the geology of Echigo oil-field. *Mem. Imp. Geol. Surv. Jap.*, vol. 1, p. 29-57.
- (1922) : Some studies on the stratigraphy of the Tertiary formation in the Echigo oil-field. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.
- (1927) : A study on the oil bearing beds in the Echigo oil-field. *Jour. F. Eng. Tokyo Imp. Univ.*, vol. 16, p. 242-279.
- 井上 寛生 (1965) : 片貝一小千谷ガス田の探鉱と開発, 天然ガス, vol. 9, p. 17-24.
- 影山邦夫・宮下美智夫 (1968) : 魚沼層群の層序について, 石油技術協会誌, vol. 33, p. 252.
- 金原 均二 (1940) : 新潟県川口油田・竹沢油田 (大日本帝国油田第四十三区) 地形及地質図説明書, 地質調査所.
- (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.
- 三梨 昂・————・宮下美智夫 (1969) : 魚沼期における構造運動について, 石油技術協会誌, vol. 34, p. 173.
- ・鈴木尉元・島田忠夫・宮下美智夫 (1970) : 新潟新第三系の褶曲の型態とその形成過程について, 地質学雑誌, vol. 76, p. 71.
- 宮下美智夫・他4名 (1969) : 魚沼層群の層序について, 石油技術協会誌, vol. 34, p. 173.
- ・他3名 (1970) : 魚沼層の層序と同期の構造運動, 地質学雑誌, vol. 76, p. 70.
- ・他5名 (1970, 1972) : 日本油田・ガス田図7, 魚沼, 同地質説明書, 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一, 石油技術協会誌, vol. 27, p. 557-585.
- 内藤 博夫 (1965) : 新潟県十日町市付近の地形—魚沼地方の地形発達史についての若干の考察—.

地理学評論, p. 613-629.

新潟平野団体研究グループ (1967) : 新潟県小千谷市一越路町地域の第四系. 平松義尚先生退職記念
論文集.

————— (1969) : 小国盆地の魚沼層. 地質見学案内書.

————— (1970) : 新潟県刈羽郡小国町地域の魚沼層群—新潟県の第四系・そのⅪ—. 新潟大学教
育学部高田分校研究紀要, 第15号.

新潟花粉グループ (1967) : 柏崎平野の下末吉期堆積物の花粉化石について. 第四紀研究, vol. 6,
p. 1-17.

新潟珪藻グループ (1969) : 新潟県小国地域における魚沼層の化石珪藻群集について. 日本地質学会
第76年学術大会シンポジウム, 海岸下野, p. 191-197.

新潟県 (1962) : 新潟県魚沼地域総合地質調査報告. p. 1-21.

————— (1963) : 天然ガス・石油のいいた.

大村 一蔵 (1928) : 越後油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 35, p. 407-408.

————— (1930) : 越後油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 673-693.

————— (1937) : 地層堆積と地質構造との関係. 地質学雑誌, vol. 45, p. 144-145.

大塚 専一 (1907) : 大日本帝国油田第七区(越後国小千谷油田)地質及地形図説明書. 地質調査所.

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 (その1)—新潟堆積盆地—. 地質ニュース, no. 156, p. 1-9.

————— ・他4名 (1969) : 魚沼層群研究における問題点. 石油技術協会誌, vol. 34, p. 173.

信濃川段丘グループ (1968) : 新潟県津南地域の第四系—新潟県の第四系・そのⅨ—. 新潟大学教育
学部高田分校研究紀要, 第13号.

SUZUKI, M. and YAMANOI, T. (1970) : Fission Track Dating of the Uonuma Group. *Jour. Geol. Sci. Jap.*,
vol. 76, p. 317-318.

鈴木尉元・三梨 昂・島田忠夫・宮下美智夫・影山邦夫 (1970) : 新潟堆積盆地の西山期を中心とす
る時期の構造運動. 地質学雑誌, vol. 76, p. 71.

————— ・影山邦夫・宮下美智夫・小玉喜三郎・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.

————— ・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.

高井 冬二 (1940) : 新潟県下に発見された2象歯化石に就て. 地質学雑誌, vol. 47, p. 339-342.

高野武男・他6名 (1968) : 新潟県下の段丘の分布と地盤運動について. 地質学論集, 第2号, p. 49
-52.

竹内 慶彦 (1964) : 最近の魚沼層群についての諸問題. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 191-192.

若林 茂敬 (1969) : 魚沼層に含まれる粘土鉱物. 日本地質学会76年学術大会シンポジウム, 海岸平
野, p. 203-205.

渡辺 久吉 (1938) : 新潟県岡野町油田 (大日本帝国油田第三十六区) 地形及地質図説明書. 地質調

I.5 魚沼層の層序と堆積運動 (三梨・宮下・鈴木・島田・影山)

査所.

- 山野井徹・上野三良 (1969) : 魚沼層群の十日町地域における鮮新世・洪積世の境界について. 地質学雑誌, vol. 75, p. 100
- (1969) : 魚沼層群 (新潟県十日町市地域) の花粉化石について. 日本地質学会76年学術大会シンポジウム, 海岸平野, p. 199-202.
- (1970) : 魚沼層群の花粉層序学的研究—その1, 十日町市東部地域—. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, 第3号, p. 89-100.
- ・新戸部隆 (1970) : 魚沼層群の花粉層序学的研究—そのII, 十日町市西部地域—. 第四紀研究, vol. 9, p. 53-65.
- ・上野三良・新戸部隆 (1970) : 魚沼層群に関する諸問題. 第四紀研究, vol. 9, p. 134-138.

The Geology of Uonuma District, Niigata Prefecture

Takashi MITSUNASHI, Michio MIYASHITA, Yasumoto SUZUKI, Tadao SHIMADA
and Kunio KAGEYAMA

The Uonuma Formation is the last one of Niigata sedimentary basin which is famous for much production of petroleum and natural gas.

It deposited under lacustrine and shallow sea in Pleistocene age. It is very thick and is characterized by such coarse sediments as conglomerate and sand, and varies in facies from place to place, so one cannot have succeeded in regional classification and correlation.

The present authors succeeded in its division and regional correlation. Tuffite, mudstone and lignite beds are very important in regional correlation as they are relatively more stable in facies compared with such coarse sediments as conglomerate and sand.

The Uonuma Formation is divided into the Tsukayama and Oguni Formations in ascending order, and each formation is subdivided into three members as you will see in Figs. 1 and 2.

The Tsukayama Formation is about 1,500 m in thickness at the Tokamachi district and decreases toward surrounding areas.

The Oguni Formation seems to be more than 1,000 m in thickness to the south of Niigata city. It might be the reflection of such crustal movement that the centers of sedimentation at Uonuma stage change intermittently from SSW to NNE across the fold axes obliquely.

Though the folding movements were in progress during Uonuma age, anticlines and synclines were formed at the pre-Yashiroda stage.

II. 地域地質

II. 1 東山背斜の層序と地質構造

島田忠夫*・三梨 昂*・影山邦夫*

宮下美智夫*・鈴木尉元*

要 旨

東山背斜は30 km 以上にのびる新潟堆積盆地の中での最も大規模な背斜である。この背斜の北部には東山油田が位置する。これは、産油量からみて我が国屈指の油田であるが、筆者らは、主としてこの付近の層序・構造について研究した。

東山背斜は、西翼が急傾斜を示すのに対して、東翼は傾斜が緩く、片面箱型の形態を示す。軸部には寺泊層の黑色頁岩が露出し、その上に順次火砕岩層を主とする椎谷層、主として灰色泥岩層からなる西山層、砂質泥岩層からなる灰爪層、砂岩・礫岩層からなる魚沼層が重なる。

安山岩または石英安山岩の角礫凝灰岩と砂岩・泥岩の互層からなる椎谷層は、層相変化が著しい。火砕岩類は、急傾斜翼部に沿って厚く、かつ直線的に分布する。凝灰角礫岩の粒径は、この部分に最も大きい。椎谷層の層厚は、西翼で 1,400m、頂部ないし東翼部で 250~500m と背斜軸部付近で著しく変化する。上位の西山層、灰爪層、魚沼層についても、同様の傾向が認められる。これらの事実から、東山背斜の急傾斜を示す翼部に沿う、基盤断裂と火道が想定される。

東山背斜は、先新第三系の基盤が断裂によってブロック化していて、このブロックが上昇したとするモデルによって以上の層厚変化の様式、火山活動の場や褶曲形態をも統一的に説明できる。なおこの褶曲は前矢代田期における変動により、現在の構造は完成されたものと考えられる。背斜軸部の隆起量は魚沼期以降 1,500~2,000m に達する。

1. ま え が き

新潟平野南部、長岡市の東方にはその北部に東山油田のある東山背斜が NNE-SSW 方向に走っている。この背斜は30 km 以上におよぶ背斜で、新潟堆積盆地において、最も大きな規模に属するものである。この上に位置する東山油田は、開発の歴史も最も古く、その総産出量が 115万klに及ぶ本邦屈指の大油田である。

このようなことから、東山背斜付近の地質については、古くから調査研究が行われている。1902年には、地質調査所から帝国油田図の第1号として東山油田図が刊行された。これによって、東山背斜を構

* 燃料部

成する地質および地質構造がほぼ明らかにされた。

大村 (1930) は、新潟油田を総括した中で、東山油田についてふれている。これには、従来の岩相名による層序に対して、地名を付した層序名が付され、層序の記載がされている。さらに大村 (1937) は、東山油田の層序や地質構造を総括した。

1930年代頃から、地質構造、とくに褶曲構造の機構の問題が議論されるようになった。大村 (1930) は、新潟堆積盆地の褶曲が、横圧力によって形成されたもの、と考えた。そして、東山背斜は西翼が急で東翼が緩やかであるけれども、この西翼の急斜する部分は、第二次の衝上断層によって再度隆起したものと解釈した。同様の議論を、大村 (1937) は行っている。

高橋純一 (1938) は、東山油田の褶曲の形成機構を、その形態に基づいて議論した。これは、大村 (1930) と同様に横圧力に基づく解釈で、東山背斜は圧縮されたドームより転化した短軸背斜で、東方より西方に向う褶曲衝動により、一種の衝上褶曲をなして信濃川断層に臨むもの、と考えた。

第二次大戦後から1950年代にかけて、石油会社の手で、新潟県の各地で各種の調査が行われた。東山油田についても、野外地質調査、有孔虫調査などが行われたが、結果はほとんど未公表である。ただし鯨岡 (1962) や望月 (1962) に、それらの成果の一部が引用されている。なお、これらにはこの時期に掘られた坑井資料が豊富に引用されていて、従来あまり明らかでなかった背斜深部の層序が明らかにされていったことがわかる。

なお、東山油田に関して具体的にふれた研究ではないが、金原 (1950) は、新潟油田の地質を総括した論文中でこの油田の褶曲が、大横圧力によって短縮したとは考えられない、とのべている。ただし、その具体的な根拠は示されていない。

佐々木・牛島 (1966) は、東山油帯の層序、地質構造の記載を行い、また椎谷層、西山層中に発達する砂岩の堆積学的研究を行った。この中で、砂岩単層基底の底痕の方向測定から、砂粒の移動方向を求め古地理的な議論を行った。

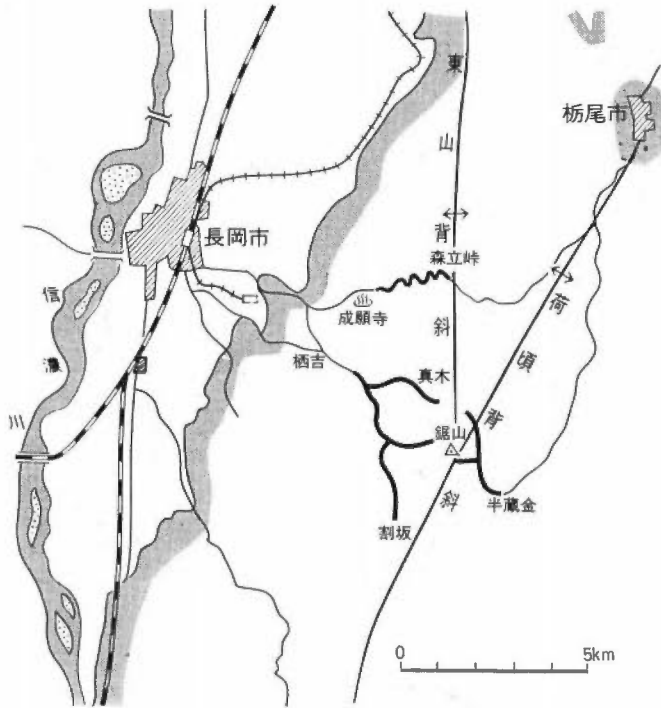
小論では東山背斜付近の地質のうち、とくに背斜の極陸部を横切るルートで、層序・構造を記載し、同背斜の形成過程およびその機構について考察する。

この研究をすすめるにあたり、新潟大学理学部地鉱教室の、西田彰一教授・茅原一也教授・島津光夫教授・吉村尚久助教授・植村 武助教授および同教室の学生諸兄に、室内および野外調査において、多大の御支援を受けた。これらの方々に厚く感謝の意を表する。

2. 層 序

前述のとおり、この東山背斜の構造は片面箱型背斜の一つの典型である。そこで、露頭条件の良い成願寺一森立峠ルートおよび、栖吉一真木一鋸山一半藏金に至るルートを選んで、調査を行った (第1図)。この付近では場所によっては背斜頂部付近には石英安山岩が貫入し、背斜両翼の地層対比が困難である。ところが栖吉から栖吉川上流の割坂峠をとるルートでは、寺泊層を核とする背斜の頂部がみられ、両翼の対比が可能である。そこで以下このルートを基準にして、本地区の岩相・層序・層厚変化を述べることにする。

II.1 東山背斜の層序と地質構造 (島田・三梨・影山・宮下・鈴木)



第1図 東山背斜とルート・マップの位置図

寺泊層

割坂峠北方約 600mの栖吉川本流の地点で、東山背斜の頂部がみられる(第2図)。ここには、寺泊層に対比される暗灰色ないし灰褐色の泥岩を主とし、通称“乙女石”といわれる細い縞状の珪質頁岩や、薄い凝灰質砂岩を挟む地層が分布する。この付近の寺泊層は東翼は東に 80° の傾斜を示し、西翼部はわずかに逆転した構造をもっている。その上位には灰白色の凝灰質砂岩・石英安山岩凝灰角礫岩・安山岩凝灰角礫岩が重なる。

寺泊層は北方へ第2図にみられるように NNE の一般走向で、不動の滝の沢上流の鋸山西方まで分布し、鋸山を中心とした石英安山岩類によって貫入される。

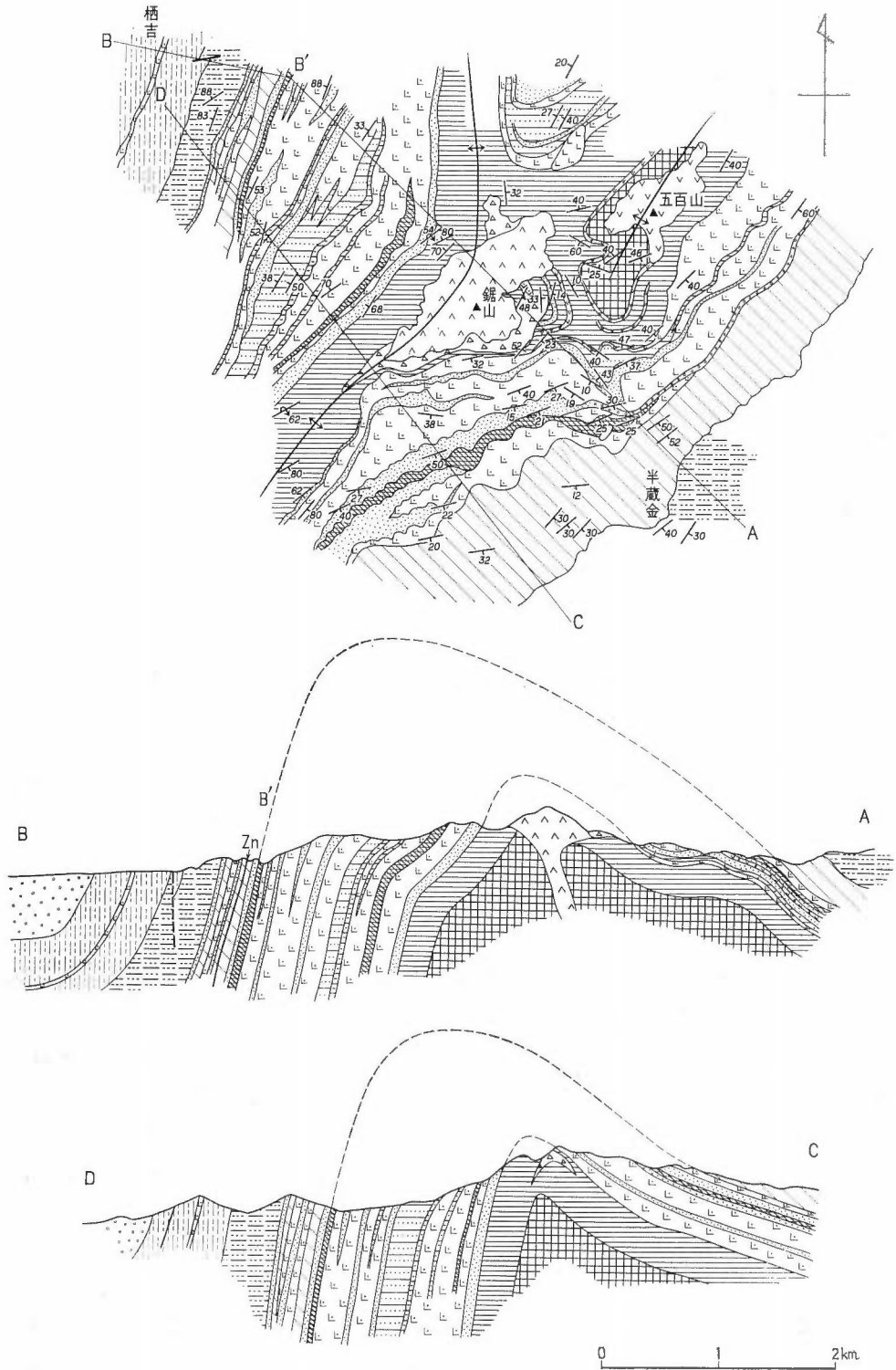
東翼の半蔵金北方の不動の沢上流で、前述した石英安山岩凝灰角礫岩・安山岩凝灰角礫岩・凝灰質砂岩の下位に、前述の“乙女石”を挟む寺泊層が分布することが確認できる。

この部分は東山背斜の極隆部にあたり、また構造的には荷頃背斜と、東山背斜とが約 1 km の距離で併走する部分にもあたる。この付近には寺泊層の下位には、暗灰色硬質の七谷層上部に対比する地層が分布する。

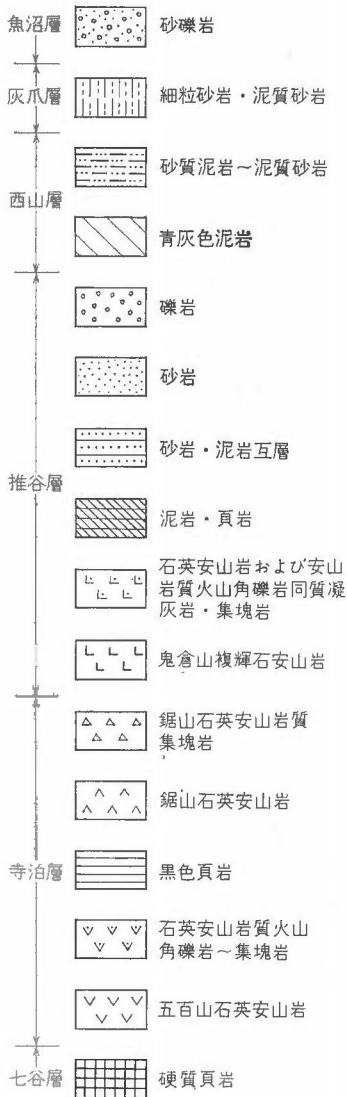
椎谷層

栖吉川本流の割坂峠より 600m下流から、不動の滝の沢と本流との合流点より 500m上流にいたる間に、椎谷層に対比される石英安山岩凝灰角礫岩・安山岩凝灰岩を主とし、凝灰質砂岩・泥岩互層を挟む地層が分布する(第5図)。最下部は、一般に灰白色の凝灰質砂岩からなり、中部には砂岩・泥岩互層部

地質調查所報告 (第 250-1 号)



Ⅱ.1 東山背斜の層序と地質構造 (島田・三梨・影山・宮下・鈴木)



第2図 東山背斜縹山付近の地質図および断面図

が挟まれる。

石英安山岩ないし安山岩凝灰角礫岩は、近年開墾された栖吉一真木林道 (第3図) において最も良く観察される。この付近では不動の滝の沢北東方の本層中下部の層準に、直径数mにおよぶ角礫が発達し、最も粗粒で、火山砕屑岩類の占める層厚も最も厚い地域に相当している (層厚1,400m) (第7図)。

栖吉一真木ルートから北方への層相・層厚変化をみると、成願寺一森立峠ルート (第4図) では、層厚は400m (下位砂岩部200m・上位火砕岩部200m) になり、さらにその北方浦瀬東方の沢上流2kmでは火砕岩部200m、北方桂沢東方1kmで火砕岩部160m、さらに北方椿沢東方1kmで火砕岩部は70mとなり、順次火砕岩部の層厚を北方に減じて分布する。

この地域の椎谷層は、傾斜は30~70°、走行はNNE-SSWの単斜構造を示す。不動の滝の沢上流、真木部落南方の本層下部付近では小さな波状褶曲構造を示す。本層は一般に層相変化が激しい。

これらの上位に、西山層に対比される灰色の泥岩に薄い凝灰角礫岩を挟む地層が重なる。

一方東翼の半蔵金北方の不動の沢では、寺泊層の上位から凝灰質砂岩・泥岩の互層帯をへて、同層準の石英安山岩または安山岩質火砕岩が重なる (第6図)。中部には一部泥岩や砂岩層を挟む層準がある。

この地区での凝灰角礫岩は、栖吉一真木ルートに較べ粒径が小さく、一部に円礫が多く含まれ、層厚もまた薄い (250~500m)。

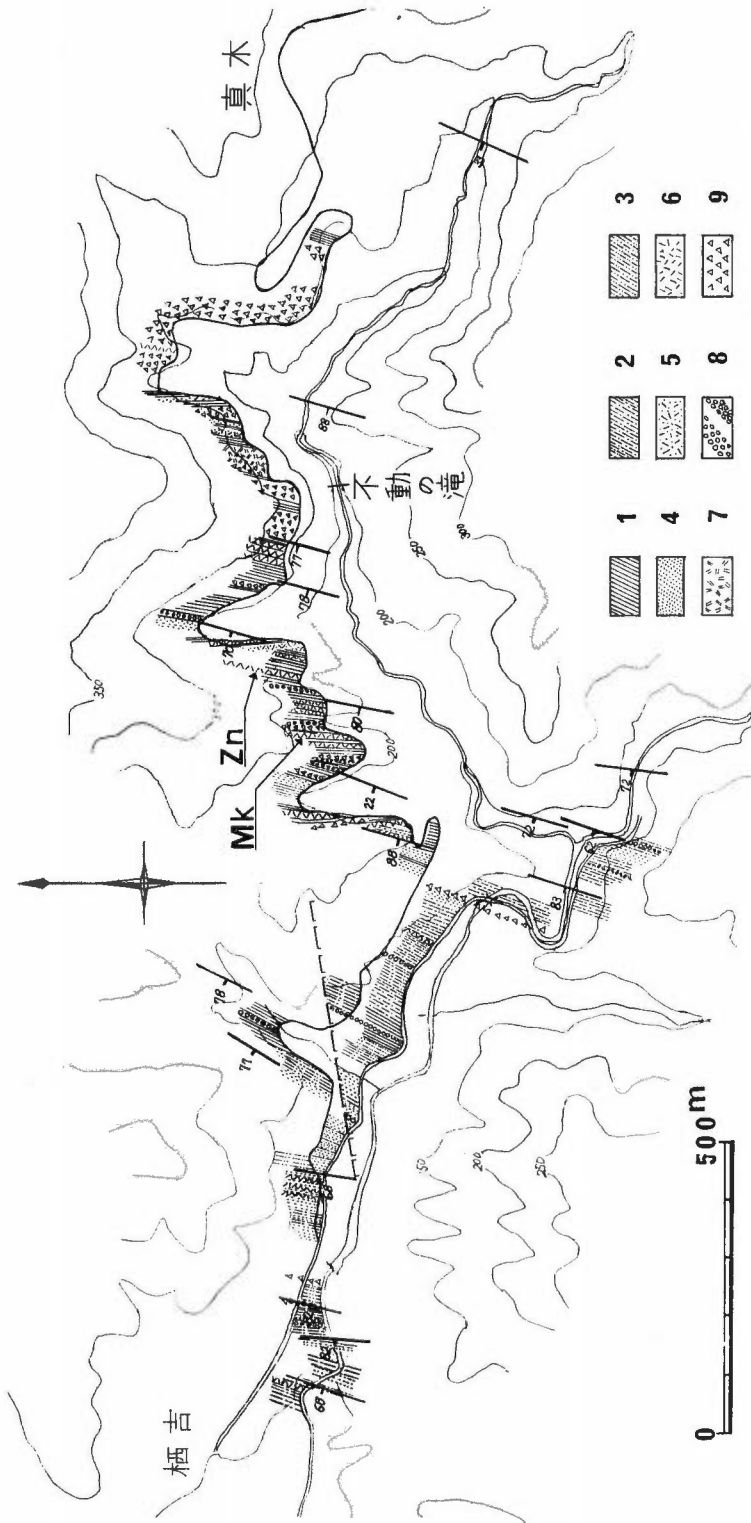
上記のように椎谷期における火砕岩層の層厚は、栖吉一割坂峠付近で最も厚く、また角礫の粒径も大であり、北方

に著しく層厚を減じ、角礫径も減じる。このことは東翼の同層準に対してもいえる。

西山層・灰爪層

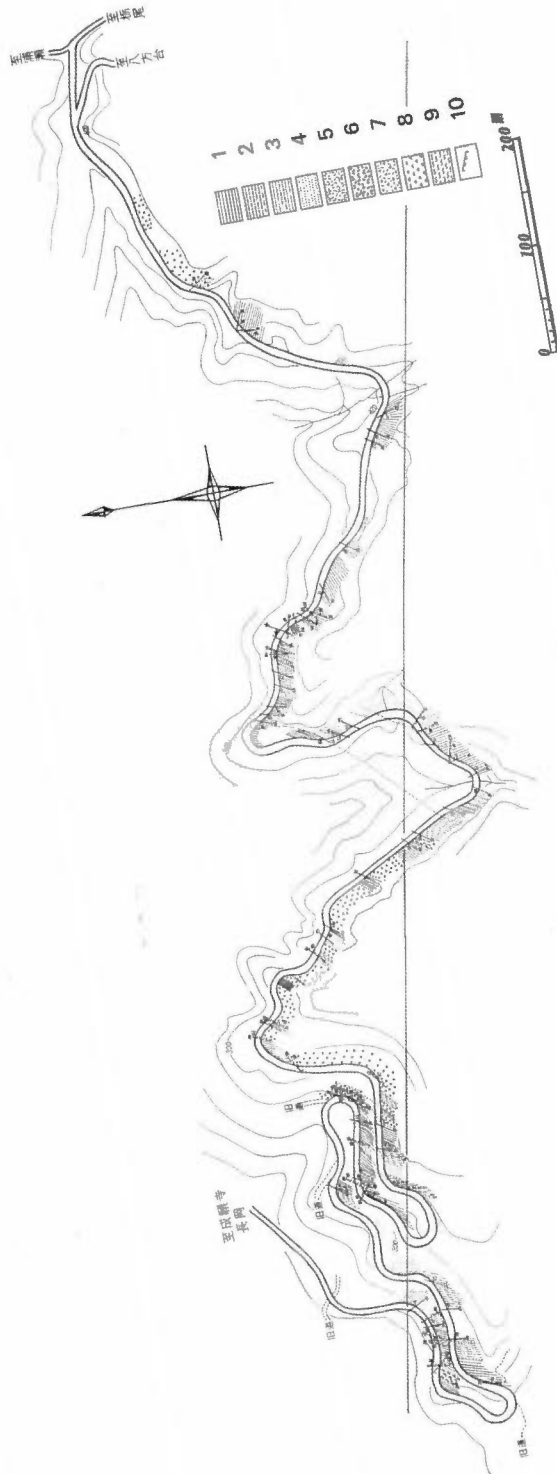
本層を観察するのに適したルートは、栖吉から真木に至るルートである (第3図)。ここには、灰色泥岩・帯緑灰色泥岩を主とし、薄い凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・砂岩を挟む地層が分布する。

本層の下部層は、灰色泥岩と薄い凝灰角礫岩・凝灰質砂岩との互層であり、いわば下部の凝灰角礫岩層との漸移帯の様相を示す (第7図)。層厚は約300mである。上部層は、帯緑灰色や粗粒の泥岩を主とし、薄い凝灰質砂岩を挟む。層厚は約400mである。



第 3 図 栖吉—真木ルート地質図 (鉢木・三梨原園)

Ⅱ.1 東山背斜の層序と地質構造 (島田・三梨・影山・宮下・鈴木)



第4図 成願寺—森立峠—下地質図 (三梨・影山・島田・宮下・鈴木原図)

その上位には細互層模様の発達する細粒砂岩と、泥質砂岩からなる地層が分布する。基底付近には約 1 m の礫岩が挟まれる。これから上位の砂岩・泥岩からなる地層を、ここでは灰爪層に対比する(西山層と灰爪層を含めた全層厚は約 1,500m)。

本層の下限、すなわち火山砕屑岩層の上限から層厚にして170~180m上位の泥岩中に、層厚約 50 cm の微細粒および浮石質淤泥質の凝灰岩が挟まれる。その上位の泥岩中には、特徴的な大きな有色鉱物を多量に含む中砂粒凝灰岩が挟まれる。凝灰岩の特徴、その周辺の岩相およびそれらの層序関係から、前者は西山油田および中央油帯・与板地域に分布する Zn 凝灰岩に、後者は Mk 凝灰岩に対比されることが明らかになった。従って本層下位の火砕岩類は模式地の椎谷層に対比注1) されるものとする。

東翼においては、火砕岩類の上位に重なる泥岩は、半蔵金部落を中心として、ほぼ NE-SW 方向の走向で分布する。

西翼の灰爪層は、ほぼ NNE-SSW の一般走向で、直立に近い傾斜をもち栖吉一成願寺東方一浦瀬東方に分布する。なお浦瀬東方における本層準と栖吉一真木ルートにおける地層の対比を第 7 図に示した。

魚沼層

本層は、東山背斜西部の栖吉南西方・悠久山・麻生田付近に分布し、灰爪層の上位に調和的に重なる。下部は細粒砂岩、上部は泥岩・砂岩・礫岩の互層からなる。これらは、和南津層ないし小国層に対比されることが明らかになった。それは魚沼層の模式地塚山・小国地区に分布する Ak 凝灰岩(和南津層)・Sz 凝灰岩(塚山層上部)や Pk 凝灰岩(小国層)の分布が、確認されたことによる。Ak 凝灰岩と Sz 凝灰岩は本層下部に、Pk 凝灰岩は下部と上部との境界付近にみられる。本地域における典型的な層序は、麻生田注2) 東方の沢でみられる。

一方東翼部では、半蔵金東方の山頂およびその東側に広く分布する。

悠久山礫層

東山背斜西方の悠久山付近には、軸長の短い、傾斜 20~30° のゆるい褶曲構造が発達する。この付近に分布する地層は、下位の魚沼層とその上位に不整合に重なる 3~4 m の礫岩を主とし、上部に赤色土壌が重なる悠久山礫層である。後者はほとんど水平である。本層と模式地の矢代田層との関係については問題が残っているが、矢代田層よりも新しい層準になる可能性がある。

3. 地質構造

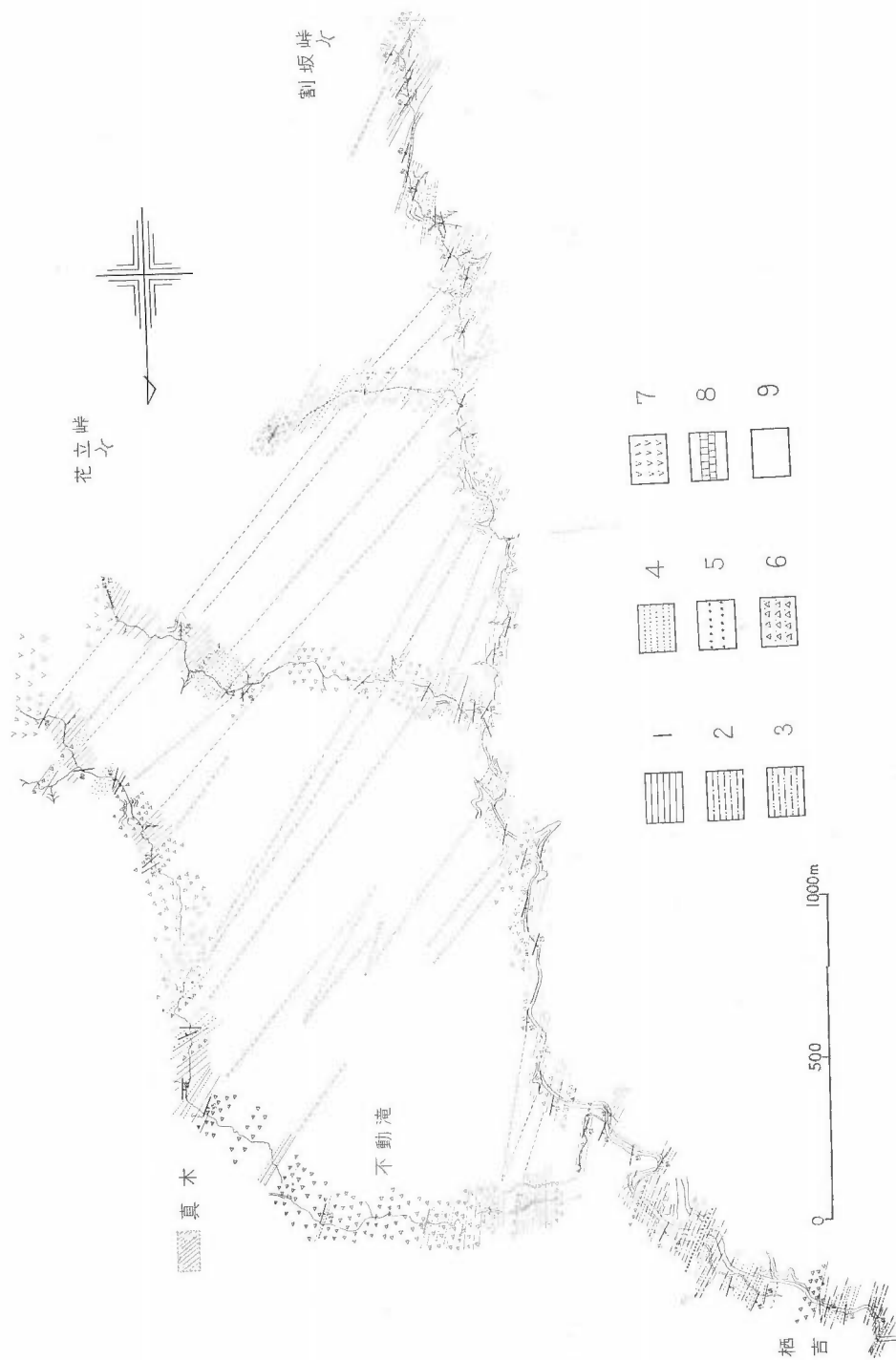
東山背斜は NNE-SSW 方向の軸をもち、北端は見付市の東部から鯨山をへて、川口町の南部に至る、30 km におよぶ長大な背斜構造である。この背斜は、第 9 図にみられるように、北部は西翼が直立ないし逆転する急傾斜を示すのに対し、東翼は緩いゆるい片断箱型の形態を示す。

東山背斜の北東方には、東山背斜北部の極隆部の五百山南麓から枳尾に向って、約 10 km の荷傾背斜が併走する。本背斜の約 10 km 以東の地域は、基盤岩類やグリーンタフからなる巾広い隆起帯(大複背斜)を形成している。本背斜と上記の隆起帯には含まれた地域は、全体としてゆるい向斜構造を示し、その中に軸の短い(2~4 km)背斜が 2, 3 発達している。一方この背斜の西側の平野部は、巾の広い

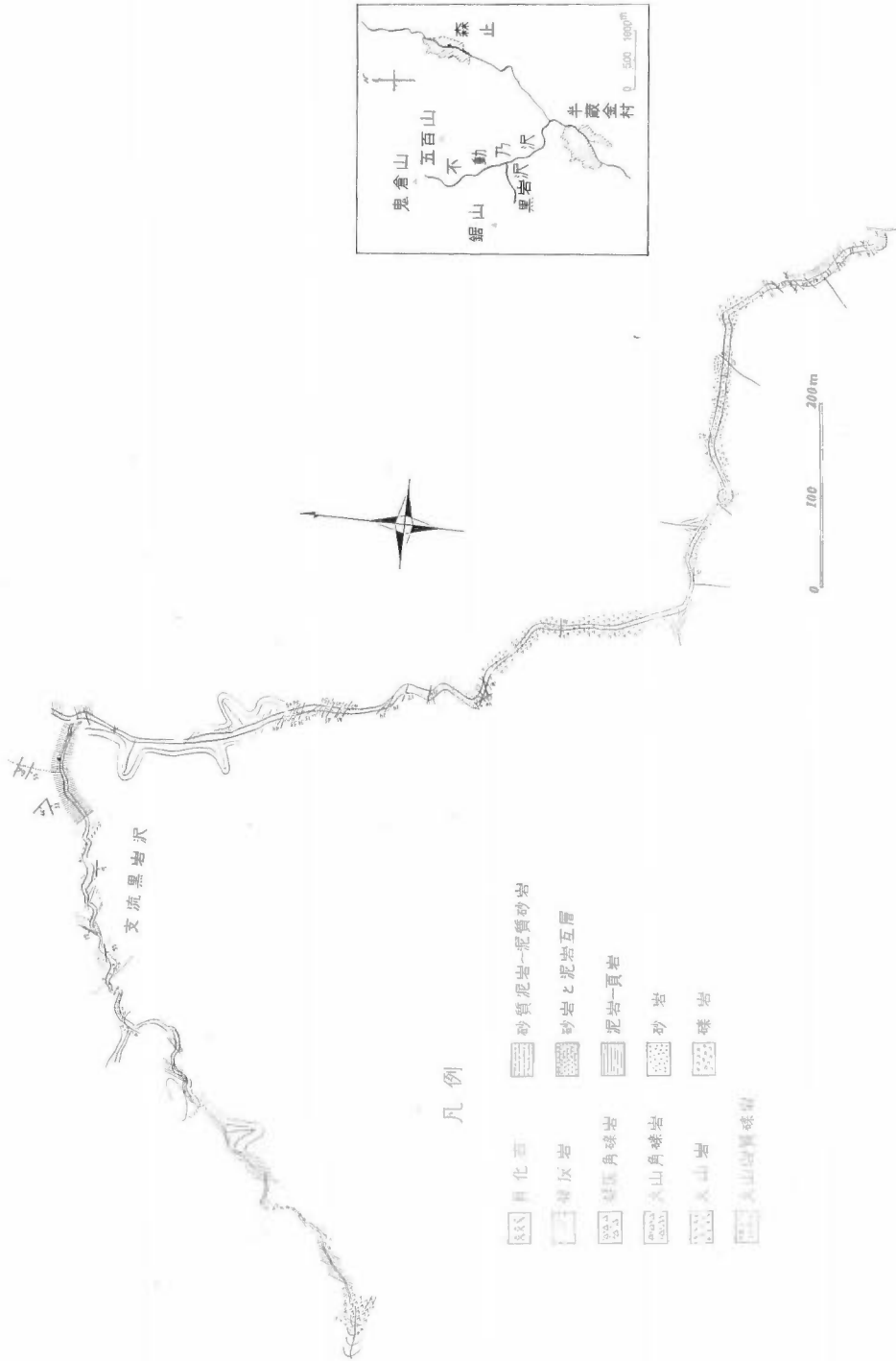
注1) この層準については特に凝灰岩層などの発見によったものでなく、岩相上だけからの対比である。

注2) 麻生田の 2 つの沢の内、南の沢の池付近に Pk 凝灰岩および下位の層準がみられる。

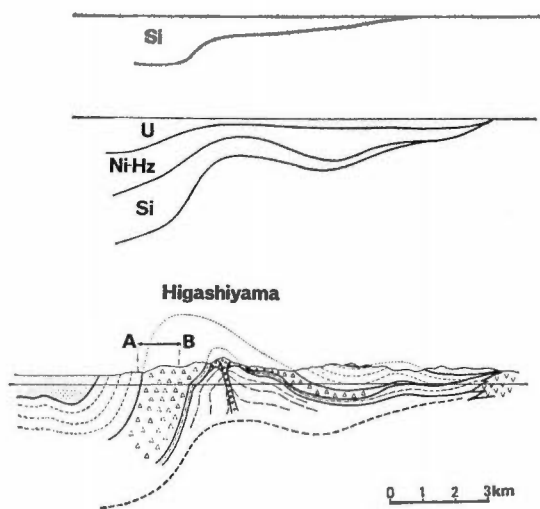
Ⅱ.1 東山背斜の層序と地質構造 (島田・三梨・影山・宮下・鈴木)



第5図 東山背斜の中西部の地質図 (三梨・影山原図)



第 6 図 鵜山東方不動の沢本流ルート地質図 (島田・宮下原図)



第9図 東山背斜を横断する堆積および地質断面図。上は椎谷層堆積期、中は魚沼層堆積期の堆積断面図、下は現在の地質断面図。Siは椎谷層、Niは西山層、Hzは灰爪層、Uは魚沼層を示す。(鈴木ほか、1971による)

低平な向斜を形成するが、長岡市東部に軸の短かい小規模な背斜が認められる。東山背斜は、これら周辺の構造とは独立に、直線的に走っている。

4. 構造の形成過程と機構について

ここではすでに述べた層相・層厚に関する記載をまとめ、その形成過程と機構について論ずることにする。

東山背斜の東翼と西翼の椎谷層・西山一灰爪層・魚沼層の層厚変化は、層序の項で述べたが、これらを栖吉一鋸山一半蔵金をとおる堆積断面図にまとめたものが第9図である。

椎谷期の火山砕屑岩層は、東山背斜の西翼部すなわち急傾斜部に沿って、厚く直線的に分布する。

東山背斜(荷頭背斜を含めて)は、東方の全体としてゆるい向斜構造と、西方の巾の広い低平な向斜に接する。また北方延長部には、全体として、NW-SE方向の半盆状構造の地帯がある。東山背斜は、これら周囲の構造と独立に、直線的に走っている。

東山背斜の西翼部は、成願寺一森立峠ルート(第4図)にみられるように、大部分の地層が直立し、成願寺付近では 60° 近い逆傾斜を示す。全般的に、この地区には高角度($70\sim 80^{\circ}$)の西落ちの逆断層が卓越する。

一方東山背斜南部の東翼急傾斜部にも、高角度の東落ち逆断層が発達している。

七谷・寺泊期については地表・坑井ともに資料が乏しいため、その造構過程についてはよく判らないが、全般的な沈降期にあたり、層厚変化もあまり著しくないように思われる。第9図にみられるように椎谷期には、この背斜の西翼部すなわち急傾斜部では、火山砕屑岩を多くはさむ砂岩優勢の砂岩泥岩互層が厚く発達し、その層厚は栖吉一半蔵金ルートで $1,200\sim 1,400\text{m}$ に達し、一方の傾斜のゆるい背斜頂部ないし東翼部では、層厚は $250\sim 500\text{m}$ と西翼に較べて極端に薄い。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判る。

II.1 東山背斜の層序と地質構造（島田・三梨・影山・宮下・鈴木）

その上位に重なる西山・灰爪層や魚沼層の各層についても、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9図の下部の図は、現在みられる形態であるが、この背斜の北部の西翼部では魚沼層の最上部までが、直立に近く傾斜しこれを悠久山礫層が水平に覆う。この褶曲の大部分は矢代田期（悠久山礫層）前に形成されたものであるが、この期の変動は椎谷期以降引き続いた昇降運動を強化した形の、垂直的な昇降運動によったものであろう。

椎谷層に対比される火砕岩層の分布・角礫径の変化・基質の性質から、背斜の西翼急傾斜部に生じた基盤断裂に沿っての火道が想定される。椎谷期の層相・層厚の著しい変化は、このような基盤の地塊運動によって規制され、同時に、地塊の境界は、火成岩の火道にもあたるものと考えた。

基盤地塊を界する断裂または断層の落差は一樣でなく、雁行状配列の形態をとるものとする。例えば東山背斜西翼では栖吉付近で落差が大きく、南方と北方に落差を減じ、背斜南部の川口町北方では、東翼の急傾斜部を荷頃背斜では東翼急傾斜部をそれぞれ落差の大きさの中心とし、各々その南部・北部に落差を減じてゆく形態で、断裂は発達しているものと考えられる。

基盤断裂に沿う火道の形態については推定の域を出ないが、本地区の北東部の七谷地区（三梨・宮下、1970）における椎谷期の石英安山岩・同火砕岩の分布にみられるような、推定断裂に沿う逆しずく状の岩頭の直線的な配列を本地域でも推定できる。

また東山背斜の東側にある荷頃背斜の東翼の急傾斜にみられる、椎谷期の火砕岩類の分布地域についても同様な構造が推定される。

一方この背斜の北方では、NW-SE 性の半盆状構造を呈する地域と接するが、これらの地区の発達過程は津川期において、大複背斜部を中心として、NW-SE 方向の断裂によって地溝が生じ、グリーンタフが発達するが、この地溝・地塊はそれ以後先矢代田期まで引続いて活動し、各期の地層の堆積やNW-SE 方向の褶曲構造を規制したが、東山・荷頃の両背斜の北端部はこのような地区に接し、このような地塊との境にあっている。

上記のように東山背斜（荷頃背斜を含めて）は、独立した直線的な分布を示すように、背斜構造の翼部および北側と断裂を境として、上昇地塊を形成しているものと考えられる。

上記のような断裂にかこまれた地塊の上昇運動が、椎谷期から西山・灰爪・魚沼の各期を通じて行われ、先矢代田期における変動はそのような基盤地塊の、再活動の形式をとって行われ褶曲が生じたが、その直後の応力解放時に高角度の逆断層が生じたと考えられる。

椎谷期における背斜翼部の火山活動は、この背斜ばかりでなく中央油帯背斜の東翼部、新津油帯の東翼部など、筆者ら（鈴木ほか、1971）の第1級背斜および、八石背斜の翼部などに共通した現象である。五十嵐川半盆状構造などにも、同様な現象がみられる。

椎谷期はグリーンタフ地向斜の1つの造山期にあたり、大複背斜部が相対的に隆起しただけでなく大複向斜部においても、第1級背斜などのブロックの昇降活動が、活発であった時期にも当たっている。

なおその後、小玉喜三郎らは断裂系を系統的に調べ、その応力解析を試みたが、東山背斜についてのこの上昇モデルと矛盾しないとしている。また側面に併走する第3級の小褶曲は、上昇地塊の翼部における水平圧縮の分力により、生じたものとしている。詳しくは小玉喜三郎らによって、別項において報

告される予定である。

5. ま と め

1) 東山背斜は、軸長 30 km 以上に及び新潟堆積盆地における最も大規模な背斜である。形態的には、頂部が比較的緩傾斜で、西翼の急な片面箱型背斜である。

2) 安山岩角礫凝灰岩と、砂岩・泥岩の互層からなる椎谷層は、西翼で 1,200~1,400m、頂部ないし東翼で 250~500m と層厚変化が著しい。

3) 火砕岩を主とする椎谷層の層厚の急変部は、傾斜の変換部にもあたる。すなわち背斜西翼の急傾斜部に沿って厚く、直線的に分布する。これに対して、頂部ないし東翼には層厚も薄くなり、砂泥互層の割合を増す。このことから急傾斜部に沿う基盤の断裂と、火道の存在が想定される。

4) 褶曲は、この断裂によって境された基盤ブロックの上昇運動により、形成されたものとして説明できる。この運動は椎谷期以後もおこなわれてきたが、先矢代田期の大変動により、完成をみたものと考えられる。

参 考 文 献

- 地質調査所 (1957) : 東山油田。日本鉱産誌, V-b, p. 201-205.
- 金原 均二 (1950) : 新潟油田の地質 (続石油)。技術協会誌, vol. 15, p. 62-93.
- 鯨岡 明 (1962) : 荒谷相の意味するもの (新潟盆地における油田および構造性ガス田の生成条件に対する一考察)。石油技術協会誌, vol. 27, p. 519-556.
- 望月 央 (1962) : 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察—特に中越地区の構造と石油の集積について—。石油技術協会誌, vol. 27, p. 557-585.
- 大村 一蔵 (1928) : 越後油田の地質及鉱床。地質学雑誌, vol. 35, p. 407-408.
- (1930) : 越後油田の地質及鉱床。地質学雑誌, vol. 37, p. 676-693.
- (1937) : 東山油田。石油技術協会誌, vol. 5, p. 341-364.
- 佐川栄次郎 (1902 a) : 越後国東山油田地質及地形図並説明書。帝国油田図第 1 区。
- (1902 b) : 越後国東山石油地概説 (1~3)。地質学雑誌, vol. 14, p. 458-467; p. 509-522; p. 581-589.
- 佐々木清隆・牛島信義 (1966) : 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する級化砂岩の堆積学的研究。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 161-182.
- 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(1)(2)。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 20, p. 133-141; p. 175-183.

**The Geological Development of the Higashiyama Anticline,
Niigata Prefecture**

Tadao SHIMADA, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA, Michio MIYASHITA
and Yasumoto SUZUKI

The Higashiyama anticline, which is famous for much production of oil, is situated in the central part of the Niigata Tertiary basin. It is a box fold and its axial length is more than 30 km. The Teradomari, Shiya, Nishiyama, Haizume and Uonuma Formations deposited from middle Miocene to middle Pleistocene are distributed from the axis to the periphery.

The Shiya Formation characterized by the intercalation of andesite tuff breccia increases rapidly in its thickness from the crest to the west wing along which the formation is nearly vertical. Another formations tend to show the similar result. These facts indicate that the Higashiyama anticline kept on uplifting at least from the late Miocene age.

The authors present such model that the box fold of Higashiyama anticline reflects directly the uplift of the basement block from the edge of which the volcanic rocks were ejected.

II.2 新潟県加茂市付近の地質

鈴木尉元*・影山邦夫*・島田忠夫*

要 旨

この地域に分布する最下位の岩層は、新津背斜に沿う玄武岩、石英安山岩と流紋岩の凝灰角礫岩、ならびに猿毛岳背斜に沿う安山岩凝灰角礫岩である。これらは椎谷層に対比される砂岩泥岩互層と指交関係にあることから、その活動時期は、椎谷期と考えられる。

これらの火山岩類は、西山層に対比される塊状の泥岩ないし泥岩と薄い細粒砂岩との互層に整合に覆われる。ただし新津背斜南東部では、大沢石層とよばれる石灰質の細粒ないし粗粒砂岩が重なる。この西山相当層中には、下位の火山岩類が礫として取り込まれていることから、前期の火山活動の場が隆起帯に転化し、浸食にさらされたこと、大沢石は、そのような場の周辺に形成された堆積岩であることがわかる。

この上に整合に、灰爪層に対比される砂質シルト岩が重なる。本層も、新津背斜上で薄く、その周辺に厚く堆積した。

第四紀の魚沼層に対比される地層は、砂岩や礫岩などの粗粒堆積物によって特徴づけられる。五泉・村松の盆地の周辺では、下位の地層に整合に重なるが、新津背斜の西部では、下位層と不整合関係にある。

新津背斜とその周辺地域は、西山層堆積後昇降運動の方向は変化しなかった。一方加茂ないしその東方地域は、西山ないし灰爪期の堆積の場は、その後隆起帯に転化した。前の地域は、箱型褶曲によって特徴づけられるのに対して、後の地域には複雑な褶曲が発達する。このような差違は、上へのべた昇降運動の過程の差によってもたらされたものと考えられる。

1. ま え が き

加茂市は、新潟県における第1級の産油量をほこった新津油田と東山油田とのほぼ中間に位置している。また、南延長部には、大面油田が位置する。しかし、この加茂市付近には、従来油田が発見されていない。

このようなことが原因してか、この付近の地質に関して公表された資料は、あまり多くない。この小論で扱う地域についてみると、帝国油田図第14区の加茂油田は、本地域の南半を含んでいる(千谷, 1919, 1920)。北半の地域は、同じく帝国油田図第37区の新津油田南部に一部含まれている。両油田図に挟まれた本調査地域の東北部の地質については、橋本(1941)の論文がある。しかし、同論文には地

* 燃料部

質図が付されていないために、詳細は明らかでない。なお最近、東の隣接地域の地質図が、日本油田・ガス田図として刊行された (三梨・宮下, 1970)。

最近のように、探鉱が平野地域の深部で行われるようになり、それらの坑井地質を周辺山地の地質と対比しなければならなくなると、この地域の地質は、この北方に広がる平野部の探鉱にとって、無視できない地域になってきているように思われる。また、この地域の南東方には、油田新第三系の下部層の七谷層の模式地があり、西部には、それらを不整合に覆うとされている矢代田層の模式地があり、基本的な層序を作る上にも、無視できない地域であろう。

筆者らのこの小論では、この地域を構成する地層・岩石の層序や地質構造を記載した。そして地質構造の発達過程や褶曲の生成機構について論じた。

謝 辞：新潟大学茅原一也教授には、火山岩について、現地でいろいろ御指導いただいた。同大学の青木 滋助教授には、第四紀層について御討論いただいた。隣接地域を調査された地質調査所石油課の三梨 昂・宮下美智夫氏には関連地域について御討論いただいた。ここに記して感謝の意を表する。

2. 地 質 概 説

この地域に分布する地層・岩石のうち、最下位のものは、新津南方から大沢付近にかけて分布する火山砕屑岩類と、猿毛岳付近に分布する火山砕屑岩類とである (第 1, 2 図)。前者を一括して護摩堂山火山砕屑岩類、後者を猿毛岳火山砕屑岩類とよぶことにする。これらの地域の中心部には、北北東—南南西ないし北東—南西方向に背斜軸が走る。

護摩堂山火山砕屑岩類分布地域の北方から北西方には、椎谷層に対比される金津層が分布する。東方には、西山層・灰爪層・魚沼層にそれぞれ対比されると考えられる平層・皆川層・刈羽層が、順次東方に分布している。この間の構造は、新津—加茂背斜に平行して、小規模な橋田背斜が走っているが、一般的には東方ないし東北方に傾斜している。

猿毛岳背斜と西方の新潟平野に挟まれた地域には、平層・皆川層・刈羽層が分布している。この地域には、猿毛岳背斜にほぼ平行してそれぞれ 2 条の背斜および向斜が走っている。

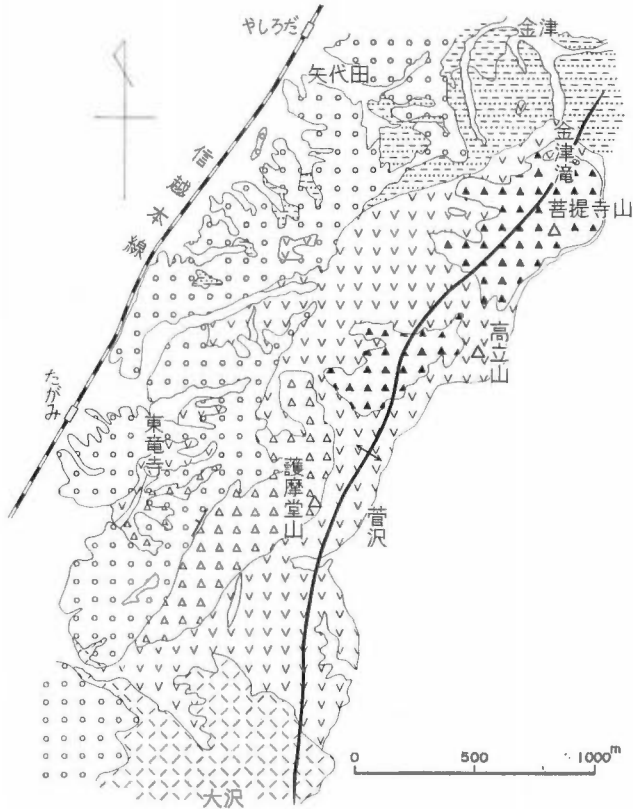
3. 層 序

3.1 護摩堂山火山砕屑岩類

この火山砕屑岩類のうち最下位をしめるものは、菩提寺山とその周辺地域に分布する石英安山岩凝灰角礫岩を主とする岩石である (第 1 図)。これを、菩提寺山石英安山岩 (凝灰角礫岩) と呼ぶことにする。凝灰角礫岩や溶岩 (自破砕溶岩—茅原の教示による) からなっている。層厚は、下限はみられないが、地表でみられる限り、100m 余である。

この上に、この地域で最も広い分布をもつ玄武岩凝灰角礫岩を主とする岩石が重なる。これを、その分布のほぼ中心に位置する高立山の名を付して、高立山玄武岩 (凝灰角礫岩) とよぶことにする。これと、前記の菩提寺山石英安山岩との関係は、金津南方の金津滝付近で、後者の自破砕溶岩上に前者が重なっているのを観察することができる。高立山玄武岩は、大部分凝灰角礫岩から構成されているが、溶岩や岩脈もみられる。茅原 (未発表資料) によると、この玄武岩は二種類に区分される。一つはかんら

II.2 新潟県加茂市付近の地質 (鈴木・影山・島田)



西山期	平層(大沢石相)	金津層
椎谷期	大沢流紋岩	護摩堂山石英安山岩
	高立山玄武岩	
	菩提寺山石英安山岩	
寺治期		

第1図 新津丘陵金津～大沢間地質図

ん石玄武岩で、比較的下部をしめ、おもに南部に分布している。他の一つは石英玄武岩で、比較的上部をしめ、北半部に主として分布している。この玄武岩には、所により沸石が多く含まれている。

一の沢、二の沢奥では、高立山玄武岩は、塊状砂岩、砂泥互層や泥岩を挟む。これらは単なる挟みとしては厚い。砂岩や砂泥互層は一般に凝灰質で、金津層に似た岩相を呈する。更に上の層準には、後にのべる大沢石に似た貝殻やその破片を多く含む石灰質砂岩が挟まれる。さらにその上に、灰緑色の泥岩が挟まれる。玄武岩を除いて考えると、これら砕屑岩の層序は、後にのべる背斜の東翼のそれと同様である。したがって、高立山玄武岩は、これらの砕屑岩と一部横の関係にあり、その活動の時代は、金津

層堆積時から後ののべる平層堆積時にわたる時代のものである、と考えられる。なおこの玄武岩は、地表でみられる限り約 400m の厚さをもっている。

一の沢、二の沢では、玄武岩の上部に、凝灰角礫岩の外來角礫として、また凝灰岩として、流紋岩の挟みが観察できる。また、西方の流紋岩分布地域近くには、玄武岩中に、かなり流紋岩の礫が入ってくる。小さいものは見当らず、かなり丸くなっているものもみられる。したがって、地表の観察では後にのべる流紋岩は玄武岩に重なっているけれども、一部横の関係にあるのであろう。

高立山玄武岩中に、護摩堂山を中心に分布する石英安山岩凝灰角礫岩を主体とする岩石が挟まれる。これを、護摩堂山石英安山岩(凝灰角礫岩)とよぶことにする。主として凝灰角礫岩、溶岩、凝灰岩からなる。この石英安山岩と高立山玄武岩との関係は、護摩堂山山頂のすぐ東方で、前者が後者に重なっている現象が観察できる。また、田上東方で、西にゆるく傾く石英安山岩の上に玄武岩の重なるのが、観察できる。したがって、この石英安山岩は、高立山玄武岩に挟まることがわかる。なお、護摩堂山石英安山岩は、背斜の西翼にのみ発達し、東翼には発達しない。本岩は、田上東方で約 150m の層厚をもつ。

大沢北方で、高立山玄武岩に流紋岩が重なる。これは、従来大沢流紋岩とよばれてきたものである。主として、凝灰岩や凝灰角礫岩からなる。水中では淡黄緑色を呈し、一見いわゆるグリーンタフ様の色を呈する。大沢流紋岩と高立山玄武岩との関係は、大沢北西方の三角点 195 北方の川ノ下付近から南東方へ入る沢の奥で、観察できる。そこでは、ゆるく北西に傾く大沢流紋岩の下に、高立山玄武岩が露出している。

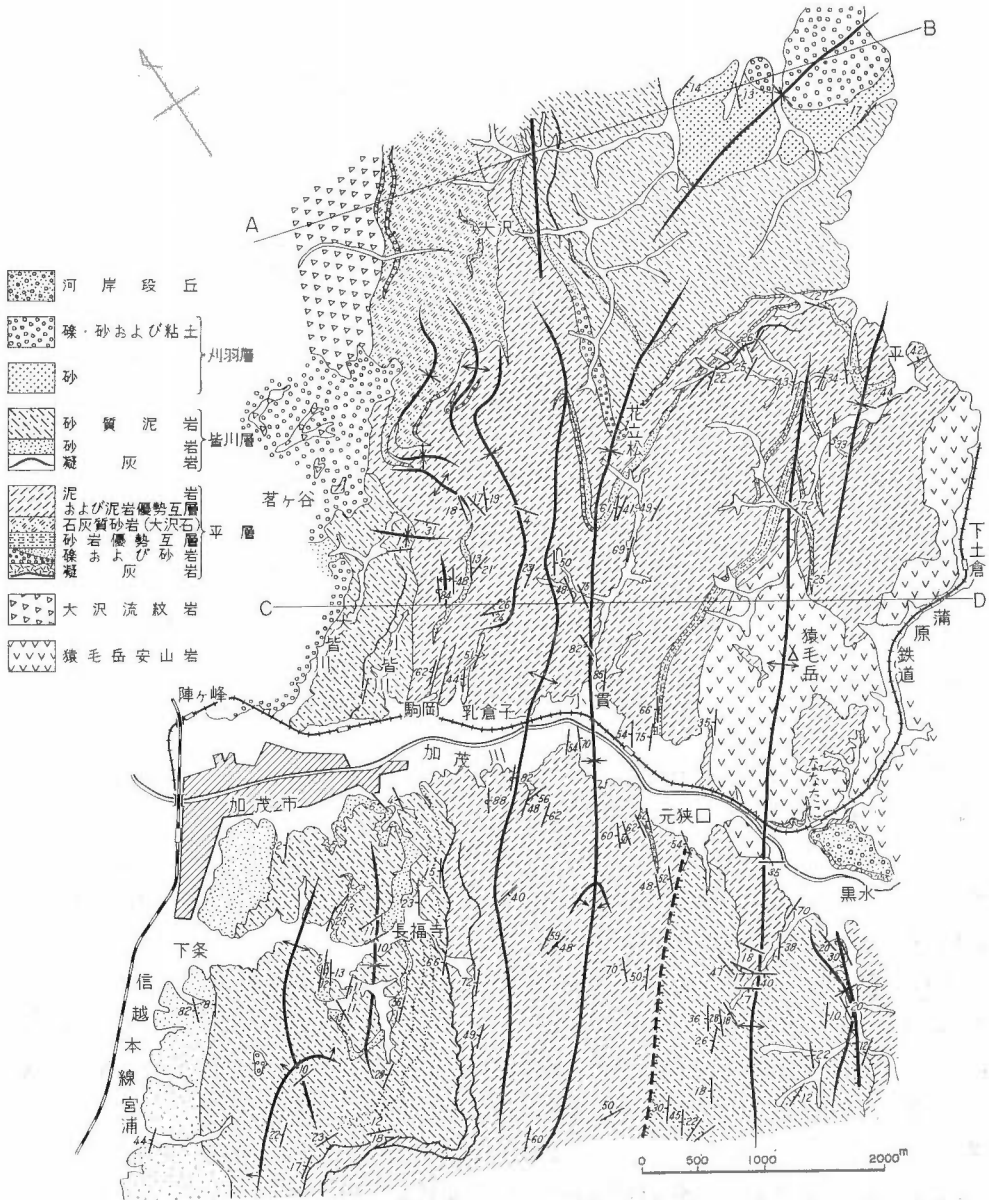
この大沢流紋岩は、整合漸移関係で次にのべる大沢石層に移過する。この関係は、大沢の西の部落(大沢石の発達する大沢ではない)から東北東に入る沢で観察できる。大沢流紋岩の層厚は、最高約 200m である。

護摩堂山火山碎屑岩類は、主として寺泊期後期から椎谷期に堆積したもので、一部西山期にかかるものと考えられる。それは、この碎屑岩類の主体をなす高立山玄武岩の上部が、椎谷層に対比される金津層とインターフィンガーの関係にあること、新津油田の坑井において、寺泊層と互層すること(地質調査所, 1957)、同層上部に、西山層に対比される大沢層の挟まれること、高立山玄武岩に重なる大沢流紋岩上に、大沢層が整合に重なること、などによる。従来、大沢流紋岩は津川期のグリーンタフに対比されてきた(池辺, 1953; 望月, 1962)。しかし、上にのべた事実から、この対比は正しくないと考えられる。

3.2 猿毛岳安山岩凝灰角礫岩類

猿毛岳を中心に、北東—南西方向に多少のびた楕円形の地域に分布する(第 2 図)。この火山岩類は、凝灰角礫岩を主とし、一部に溶岩がみられる。また、時に堅硬な泥岩が挟まれる。
「蒲原鉄道の七谷駅付近から北方に入る沢では、灰緑色の塊状泥岩がゆるく北西に傾く上に、猿毛岳安山岩が重なるのが、観察できる。元狭口東南方の碎石場付近では、八木鼻から連続する石英安山岩凝灰岩が、猿毛岳安山岩の上に重なる露頭を観察できる。なおこの石英安山岩凝灰岩は、三梨・宮下(1973)によって、椎谷層に対比されている。猿毛岳南方の東方へ入る小沢でも、猿毛岳安山岩上に、石英安山

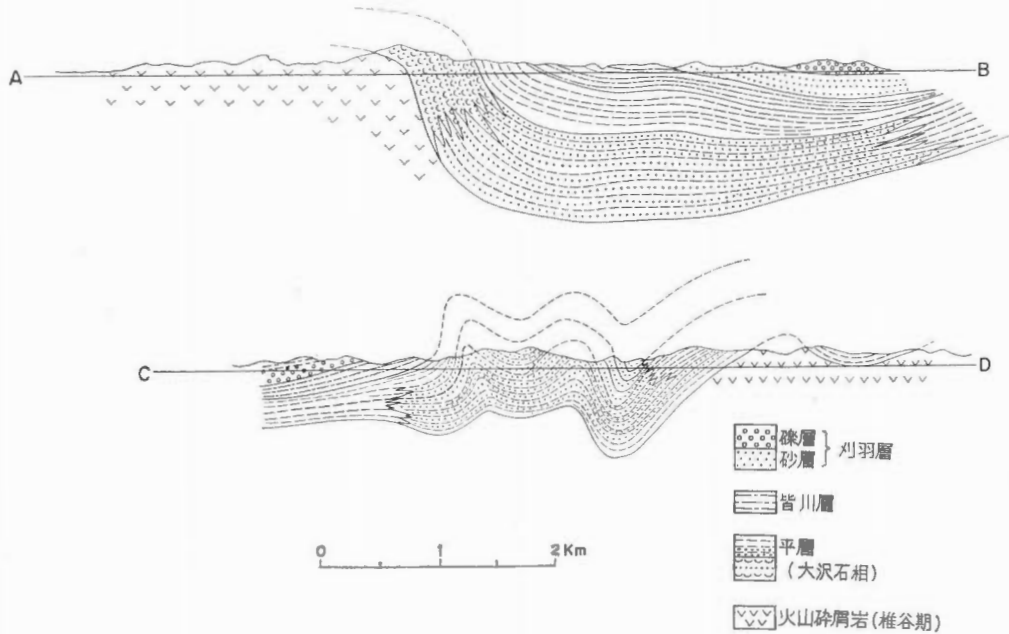
II.2 新潟県加茂市付近の地質 (鈴木・影山・島田)



第2図 加茂市付近地質図

岩凝灰岩が重なり、その上に中ないし細粒砂岩が重なっている。その最上部は、灰緑色泥岩と互層しながら、塊状泥岩に移化する。猿毛岳付近では、安山岩凝灰角礫岩上に塊状泥岩が重なる。

これらの事実から、猿毛岳安山岩は椎谷期に活動した火山岩で、この付近では下位層に整合に重なり、上位の後にのべる平層に整合に覆われると考えられる。なお、三梨・宮下 (1973) の土倉安山岩凝灰角礫岩は、猿毛岳安山岩と一連のもので、この地域の東方で下位層を傾斜不整合に覆っている。



第3図 地質断面図

本安山岩は、猿毛岳南西方で層厚に約 500mである。

3.3 平層 (橋本克巳, 1941命名)

(分布) 本層は、小貫付近を通る向斜軸を中心に、その両側と、猿毛岳付近を通る背斜軸を中心に、猿毛岳安山岩凝灰角礫岩を取り囲むように分布している(第2図)。なお、地域北方部の大沢付近には、特有な岩相を呈する平層と同時異相の大沢石層が分布している。

(岩相) 本層の主体は、泥岩優勢互層と泥岩層から構成されている。猿毛岳安山岩の上に重なる本層の下部層は、500m余の塊状の灰緑色シルト岩を主としている。ほぼその中央にあたる小貫、元狭口間には、約 100mの泥岩層と細粒ないし微細粒砂岩の互層が挟まれる。これは背斜の周辺に追跡できるが、東部では消失する。この上に重なる中部層は、泥岩優勢互層からなる。層厚は約 300mである。泥岩は、20ないし 100 cm の灰緑色のシルトからなる。砂岩は、数 cm ないし 50 cm の細粒ないし微細粒砂岩からなる。上部層は、灰緑色の塊状泥岩からなり、砂岩や凝灰岩を挟む。層厚は約 200mである。上位の皆川層の砂質泥岩に漸移する。

駒岡東北方の沢には、中粒ないし細粒の石灰質砂岩とシルト岩との互層がみられる。両岩とも 30 cm ないし 1 m の厚さをもつ。この砂岩はいわゆる大沢石層で、保存の良くない貝殻片を豊富に含む。駒岡と乳倉子間に分布する上部層に挟まれる砂岩は、大沢石相のものではない。したがってこの付近では、平層の中下部に大沢石相の砂岩の挟まれるシルト岩優勢互層の発達することがわかる。なお、このような岩相は、加茂川以南の地域には発達しない。

猿毛岳背斜の東方地域には、上にのべたような泥砂互層は発達せず、ほとんど塊状泥岩より構成さ

II.2 新潟県加茂市付近の地質（鈴木・影山・島田）

れ、泥岩に挟まれる砂岩が次第に東方に消失するのが、観察できる（第2図）。層厚も500m以下に薄くなる。

若ヶ谷付近には、礫層の下に大沢石相の貝殻（かきなど）を多く含む砂岩が露出する。本層の上、下位層との関係は不明であるが、下位の大沢流紋岩に重なり、次にのべる皆川層におおわれる、と考えられる。とすると、本地域の平層の層厚は、10m以下になる。

北方の大沢付近には、本層の中・下部に対比される大沢石層が分布する。本層の層厚は約900mである。この上に、約400mの泥岩優勢互層ないし泥岩層が重なる。

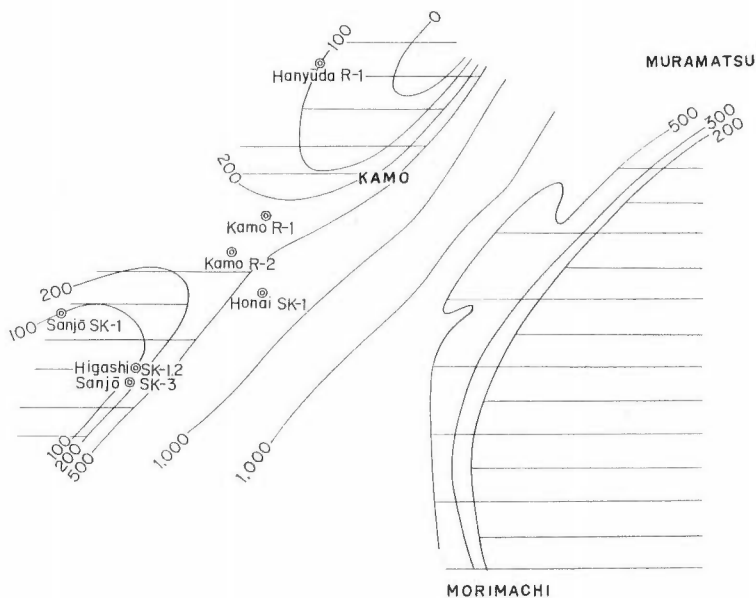
大沢東方から猿毛岳東北方にかけて、次にのべる皆川層との岩相の境界付近に、顕著な礫層を挟む砂岩優勢互層ないし砂層が発達する。この地域では、これを両層の境界とした。

これらの事実から、本層の最大層厚部は加茂市東方にあり、1,000m以上の堆積の行われたことがわかる。東方へは猿毛岳背斜に向って薄くなり、その東の向斜部で多少厚くなるが、東方へ再び薄くなる。砂岩の挟みも薄くかつ少なくなる。西方の大沢流紋岩分布地域に向っても薄くなる。加茂西方の坑井資料をも加えて、この時期の等層厚線図を、第4図に示した。

大沢石層

大沢部落の東の集落付近には、大沢石とよばれる石灰質の細粒ないし粗粒砂岩が分布する。全層厚は約900mである。下部の約500mは塊状の砂岩からなり、その下部に約10mの細礫岩が挟まれる。上部の約300mは、泥岩と砂岩との互層ないし泥岩と互層し、しばしば礫岩を挟む。礫岩には、流紋岩や玄武岩、時に花崗岩の礫が含まれる。すでにのべたように、下位の大沢流紋岩に整合に重なる。上方へは泥岩ないし泥岩優勢互層に漸移する。

この大沢石は、大沢付近に最も良く発達する。南方へは次第に泥岩の挟みが多くなり、加茂川付近に



第4図 平層等層厚線図

まで、大沢石相の砂岩と泥岩の互層の分布がみられる。そして、平層とはインターフィンガーの関係で接する。茗ヶ谷付近には、魚沼層の礫岩の下に、10m以下の大沢石が分布する。茗ヶ谷の東方にも、石灰質中粒ないし粗粒砂岩が分布し、しばしば礫岩を挟んでいる。285.2三角点付近での本層の層厚は、200m余に薄くなっている。

なお北方へも次第に泥岩の挟みを増し、菅沢付近では大沢石相の砂岩と泥岩との互層で、更に北方に泥岩の割合を増す。

(下位層との関係) 大沢の西の集落から北へ入る沢のうち、南の支沢の奥で、大沢流紋岩の上部が大沢石相と互層している露頭が観察できる。

羽生田東方の一の沢、二の沢では、高立山玄武岩中に金津層に似た凝灰質の砂岩優勢互層が挟まれ、さらに上位の層準には、大沢石層の石灰質砂岩が挟まれ、更に上位には平層のシルト岩が挟まれる。一の沢奥の滝付近の背斜東翼部には、大沢石層が挟まれる。

これらの事実から、護摩堂山火山砕屑岩類の上に、平層ないし大沢石層が整合、一部横の関係で重なることがわかる。また、多少調査地域からはずれるが、橋立から西方に入る沢の奥の高立山の東部で、高立山玄武岩凝灰角礫岩上に塊状の泥岩がほとんど垂直に接している露頭が、観察できる。

従来しばしば、護摩堂山火山砕屑岩類と平層の分布地域間に、断層が想定されていた(遠藤, 1939, 1940; 新潟県, 1955)。上にのべた事実から、両者の接触関係は断層でないことが確認された。

(層準) 大村(1928)の小口層、遠藤(1939, 1940)の皆川層、橋本(1941)の平頁岩・砂岩層にほぼ相当する。また、岩相と古生物学的資料から、本層は模式地の西山層に対比されると考えられる。

3.4 皆川層(橋本克己, 1941命名)

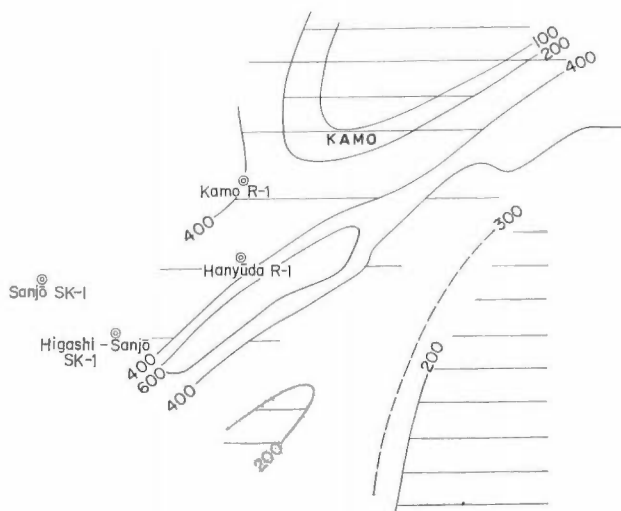
(分布) 本層は、東北部の大蒲原向斜に沿って分布する(第2図)。また東南部の猿毛岳背斜の西南の沈降部からその延長上に、西部では、天ヶ坂から長福寺付近を結ぶ南北の線以西の地域に分布している。

(岩相) 本層は、砂質シルト岩から主として構成されている。下位の平層の灰緑色の泥岩の粒度が次第に粗くなり、いわゆる砂質シルト岩相を示す付近を両層の境とした。これは加茂川に沿う付近の両層の境界の性質であるが、北東方の大蒲原向斜に沿っては、泥岩と砂質シルト岩の互層部をへて砂質シルト岩に移化する。向斜の軸部に当る花立峠付近から北方ないし北東方には、両者の境界付近に顕著な礫層が発達するので、この礫層を、便宜的に皆川層の基底とした。この礫層は、向斜の西翼に沿って大沢東方にまで追跡できるが、北方では砂岩に漸移する。東翼でも北方ほど次第に粒度を減じて、中粒砂岩から細粒砂岩となり、猿毛岳背斜の軸部付近で尖滅する。

本層には、炭質物が多く含まれ、貝化石も豊富に産する。平の西の沢の奥、大蒲原向斜の西翼から猿毛岳背斜の東翼にかけて、皆川層上部には、ノジュールが非常に頻繁に含まれる。加茂市南方の本層には、細粒ないし微細粒砂岩層が数枚挟まれる。本層上部には、層厚6~7mの白色砂粒凝灰岩が挟まれる。これは、加茂農林高校から入る大皆川沢の西側に沿って追跡できる。大蒲原西方や猿毛岳北西方の厚い砂質凝灰岩は、岩相の類似性から同層位のものと考えられる。

加茂川沿いの本層中には、時に約1cmの古生層の円礫が含まれる。上にのべた花立峠付近に分布する本層の基底とした礫岩中には、チャートなどの古生層、安山岩や玄武岩が礫として含まれている。こ

II.2 新潟県加茂市付近の地質（鈴木・影山・島田）



第5図 皆川層等層厚線図

の北西延長部の大沢東方では、玄武岩や流紋岩の量を増す。

若ヶ谷東方には、上位の刈羽層に属する礫岩が主として分布する地域の中に、ゆるい傾斜で砂質シルト岩の露頭がみられる。下位層との関係は不明であるが、近くに分布する大沢石層上に重なるもの、と考えられる。したがって、この付近では皆川層は、10m以下の極めて薄いものである。

本層は、加茂南方で400m以上の層厚である。北方の大沢流紋岩分布地域へ向っては、薄化する。刈羽向斜では400m余あるが、西方に薄化する。坑井資料を考慮して、本期の等層厚線を、第5図に示した。

（下位層との関係）下位の平層に、整合漸移的に重なる。大蒲原向斜の軸部付近には、基底に礫層が発達するが、下位層と構造的に調和していること、大きな削はくはないことから、この部分でも整合と考えられる。

（層準）大村（1928）の橋田層、遠藤（1939, 1940）の門別層、橋本（1941）の皆川砂質頁岩層にほぼ対比できる、と考えられる。なお、岩相から判断して、本層は模式地の灰爪層に相当する地層であろう。

3.5 刈羽層（橋本克巳, 1941命名）

（分布）本層は、次の二地域に離れて分布している。一つは、北東部の刈羽南方の大蒲原向斜の中心部、他の一つは、加茂市付近から南南西方向の下条から宮浦東方と北東方向の若ヶ谷東方とを結ぶ線以西とである（第2図）。

（岩相）大蒲原向斜に沿う本層は、下部の約150mの塊状中粒ないし細粒砂を主とし、しばしば細礫を挟む層準と、上部の細礫を主とする礫層約500m以上に区分できる。下部層から上部層へは漸移的に移化し、整合関係で接する。礫は最大10cm余で、古生層を主とし、流紋岩、玄武岩や第三系の下位層を時に含んでいる。

加茂市から下条を通り保内付近に至る地域の本層は、中粒ないし細粒砂を主とし、粗粒砂や細礫を頻りに挟む。礫径は数 cm ないし 10 cm の円礫である。上部に数 m の泥岩が挟まれる。

加茂市北部の農林高校から陣ヶ峯付近にかけての本層は、下部は中粒ないし細粒砂で、細礫を頻りに挟む。上部は泥岩と細粒砂との互層からなる。

(下位層との関係) 砂質シルト岩からシルト質砂岩となり、漸次中粒ないし細粒砂に移化する。ただし、加茂市北方では、灰爪層や西山層、更に下位の護摩山火山砕屑岩類を不整合に覆っていく。

(層準) 大村 (1928), 遠藤 (1939, 1940) の大蒲原層, 橋本 (1941) の刈羽粘土・砂・礫層に、ほぼ対比される。模式地との層序関係は、岩相から判断して、砂質シルト岩から漸移する砂質部は和南津層に、その上の細礫を頻りに挟む部分は、魚沼層に対比されると考えられる。ただし、加茂市北方の下位層へオーバーラップする層準は、南方の魚沼地域での堆積様式から判断すると、魚沼層の上部の小国層である可能性があるであろう。

4. 地質構造

本地域には、第 6 図の走向線図からも読みとれるように、各種の褶曲が発達している。これらを構造区分したのが、第 7 図である。これらは、新津から加茂東北方にのびる背斜、ならびにその延長の平野部と、東方の粟ヶ岳周辺のいわゆる古生層からなる基盤岩類分布地域とに挟まれて、分布している。

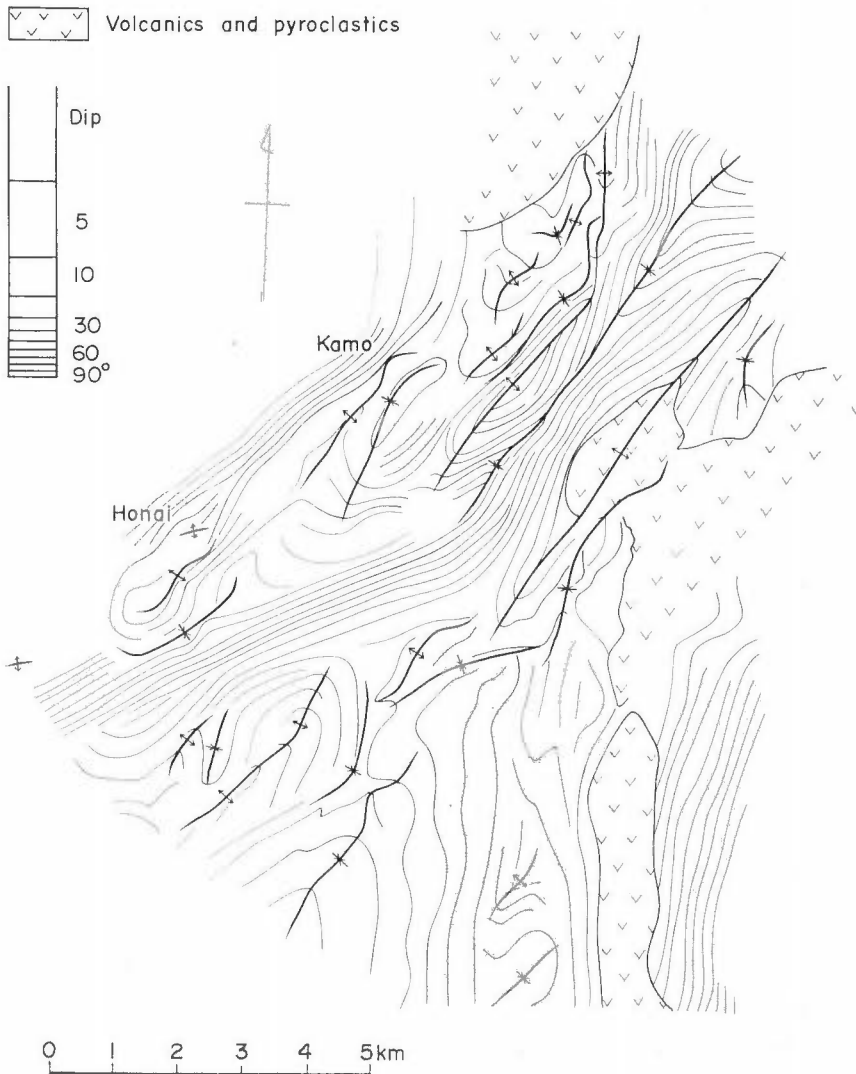
これらのうち主要なものは、猿毛岳付近を通る北東—南西に走る背斜と、これとほぼ平行して乳倉子付近を通る背斜がある。前者を猿毛岳背斜、後者を乳倉子背斜とよぶことにする。猿毛岳背斜は、軸長約 7.5 km 西翼は最高 70° 以上の傾斜をもち一部では逆転するのに対して、東翼は最高でも 40° 余の傾斜をもつ西翼のより急斜した背斜である。乳倉子背斜は、軸長 4 km 余、西翼の最も急な所は 70° 以上に及び、加茂川以南では、一部逆転している。東翼も同様に最高 70° 余の急傾斜を示す。しかし、北部では東翼の傾斜がより急なのに対して、南部では逆に西翼がより急な傾斜をもつ傾向が認められる。これら両背斜の間に、狭口・小貫付近を通り北東—南西にのびる向斜が位置する。この向斜は、猿毛岳背斜と乳倉子背斜に挟まれた部分では両翼が急傾斜しているが、北東方には、大蒲原付近を通る半盆状の向斜構造に、多少雁行して連続する。後者を、大蒲原向斜とよぶことにする。

乳倉子背斜の北方には、傾斜のゆるい雁行する背斜、向斜によって特徴づけられる地域が接する。この地域は、新津から南にのびる背斜の延長上にあたる。この間に、東翼の急傾斜する向斜が位置する。

粟ヶ岳付近を中心とする基盤岩分布地域の西に接して、南北方向の一般走向をもち西方に単斜する地域が認められる。この地域のほぼ中央部に、南北方向に石英安山岩が分布している。これは、一部貫入したものである。この南北の一般走向をもつ地域から、新潟方向とよばれる北東—南西方向をもつ地域への移行は、比較的急で明瞭である。両地域の境界には、平面的には三角形をなす底の傾斜のゆるい向斜が発達している。

この北西側に、北東—南西ないし北北東—南南西方向の、傾斜のゆるいノーズ状構造が接する。この北西方に、北東—南西に走る西への急傾斜部が来る。この急傾斜部は、猿毛岳の南西方で、急に方向を北北東—南南西に転じて、猿毛岳背斜西翼の急傾斜部に連なる。この北西側には、北東—南西に走るゆるい背斜、向斜が続き、加茂から保内にかけての西への急傾斜部に境に、平野部に移過する。

Ⅱ.2 新潟県加茂市付近の地質（鈴木・影山・島田）

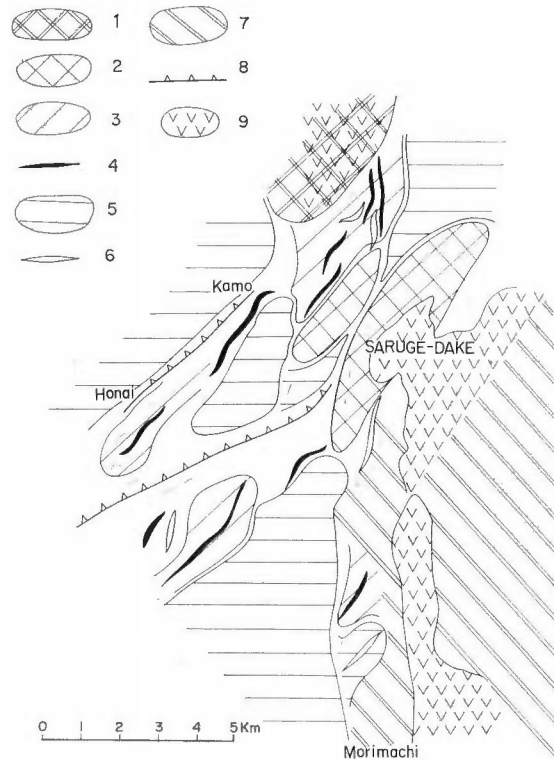


第6図 走向線図

5. 構造運動

加茂市東方の猿毛岳背斜と乳倉子背斜に挟まれた向斜部の平層は、1,000m以上の層厚をもっている。この部分の同層は、泥岩優勢互層を主とする。ここから猿毛岳背斜の頂部に向って層厚が薄くなり、その東方の向斜部では多少厚さが厚くなるが、基盤岩分布地域に向って、再び薄くなる。岩相も、東方に向って次第に砂岩の挟みが少なくなり、塊状泥岩に移化する。五泉市西方に掘られた五泉SK-1号井の坑井記録によると、この地域で、平層の層厚は1,000m以上であることが確かめられている。

この時期の特異な岩相を示す大沢石層は、新津から加茂市付近にまでのびる背斜構造の周辺に分布す



第 7 図 地質構造区分図

1. 隆起帯（推谷期以後の）
2. 両翼の急斜する背斜
3. 幅の広い傾斜のゆるい復背斜
4. 比較的軸の短い傾斜のゆるい背斜
5. 幅の広い向斜
6. 比較的軸の短い傾斜のゆるい背斜
7. 基盤岩ないしはその近傍の単斜構造区
8. 急傾斜部，三角印の方向に傾く
9. 推谷期の火山岩類

る。新津油田付近の平層に対比される皆川層の層厚は、約 400m である。同背斜の南部の若ヶ谷付近の平層は、10m 前後の層厚である。

この背斜を構成する護摩堂山火山砕屑岩類の玄武岩や流紋岩類は、その東方の厚い堆積を示す平層中に、礫として運びこまれている。したがって、この平層堆積期に、新津から加茂にのびる背斜は成長を開始し、一部浸食されるような環境下にあったことを示している。このような隆起帯の周辺に、大沢石層のような石灰質砂岩が、堆積したことがわかる。この東方の猿毛岳背斜についてみても、走向線図から読みとれるように、平層がその頂部に向かって次第に薄くなる。このことから、この背斜も、平層堆積期に成長を開始していたものと考えられる。

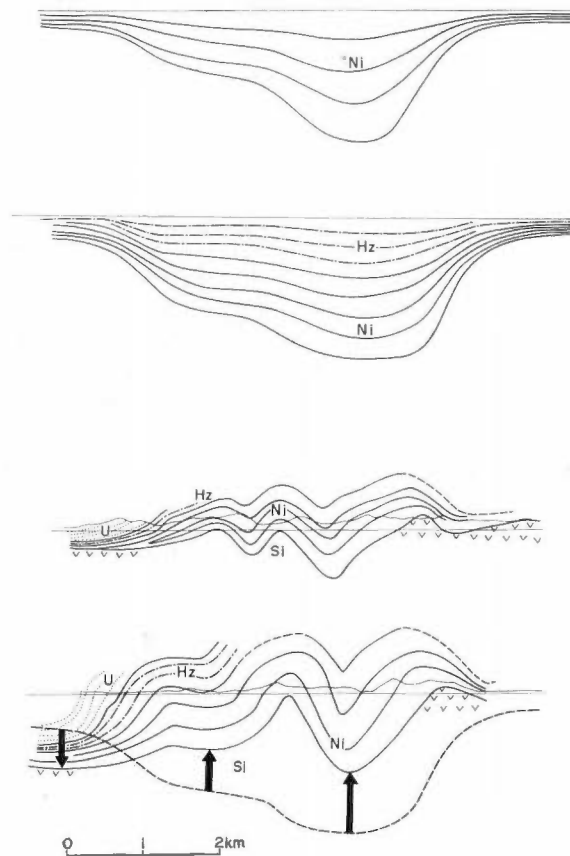
「加茂 R-1 では 850m 以下掘止深度 1,401m まで石英粗面岩および同質凝灰岩で、980m 付近および 1,290m 付近に硬質頁岩をはさんでいる」「羽生田 R-1 では 455～552m が西山層、552～640m が凝灰質頁岩で有孔虫を含まず、西山層または荒谷層である。640m 以下掘止深度 972m まで石英粗面岩および同質凝灰岩である」「保内 SK-1 では 924m で西山層が小栗山凝灰岩を被い、その基底には大沢石が発達し海緑石を伴い、かつ *Globigerina inflata* を伴っている。……なお本井の緑色凝灰岩は流紋

II.2 新潟県加茂市付近の地質（鈴木・影山・島田）

岩質石英安山岩質凝灰岩であるが坑底付近で採取したコア（深度 1,629m）は玄武岩質安山岩であった」（望月，1962）。

望月（1962）は、これら羽生田 R-1 の石英粗面岩，加茂 R-1 の坑底付近の石英粗面岩質凝灰岩は，大沢流紋岩と同類であろう，とのべている。

上にものべたように，新津南方から加茂市北方にかけての椎谷期の火山活動の場が，西山期（平層堆積期）には相対的な隆起帯となり，同地帯に向って，同期の地層は薄くなることが確認されている。上にのべた坑井記録の結果から判断すると，同様の発展過程をたどった地域が，現在の平野部の羽生田西方から加茂市西方にまでのびていたことがわかるであろう。さらに，その南の保内地域も，同様の発展過程をたどったことが予想される。すなわち，これらの地域はいずれも，大沢地域と同様に椎谷期には流紋岩質の火山岩ないし火山砕屑岩の活動が行われ，次の西山期には，泥岩ないし大沢石相の石灰質砂岩が堆積したが，その堆積量は，その東方地域に比較してずっと少なかった。言葉を代えていえば，西山期には相対的隆起帯であった。



第8図 堆積，地質構造断面図（加茂—猿毛岳付近を通る断面）

最上部—西山期の堆積断面

2 番目—灰爪期の "

3 番目，4 番目—地質構造断面図，矢印は灰爪期後の隆起，沈降方向を示す。

灰爪期においても、大体西山期と同様な構造条件下にあった、と考えられる。大沢流紋岩上の同層は、10m以下の層厚であり、羽生田 R-1、加茂 R-1・R-2、保内 R-1 の諸坑井においても、それらの東方地域に比較して薄い。

ところが、刈羽層ないしそれ以後の地層は逆に、坑井の掘られた平野部に厚くなる。西山期や灰爪期の地層が厚く堆積した東部の地域には、刈羽層以後の地層の厚い堆積は認められない。現在この地域は山地になっている。

これらの事実から、魚沼期ないしはそれ以後運動の方向が逆転し、西山ないし灰爪期に沈降帯であった地域は隆起帯に、同期の隆起帯は沈降帯に転化したことがわかる。現在の山地や平野部は、このような現在の構造運動を反映して形成されたものであろう。

一方、五泉から村松にかけての北部地域ではこのような逆転は起らず、西山一灰爪期の沈降帯は魚沼期以後も沈降運動を続け、現在も平野部を構成している。この西方の西山一灰爪期の隆起帯は、魚沼期以後も隆起運動を継続し、山地を形成している。したがって、平・皆川層だけでなく、刈羽層以上の地層も極めて薄い。ただし、この地域の西部は、その西方平野部の魚沼期以後の沈降運動の影響をこうむった。

なお、これら発展過程の異なる構造区の境界は、大沢東南方の、北東方向に強くビッチした向斜の発達する付近である。

加茂市からその東方にかけての地域が複雑な褶曲をもっているのは、上にのべたような昇降運動の過程が逆転したことと関係をもっていると考えられる(第8図)。

参 考 文 献

- 地質調査所(1957)：日本鉱産誌 BV-b 主として燃料となる鉱石、東京地学協会。
- 千谷好之助(1919, 1920)：大日本帝国油田第14区 新潟県加茂油田地質及地形図・同説明書。地質調査所。
- 遠藤 六郎(1939, 1940)：大日本帝国油田第37区 新潟県新津油田南部地形及地質図・同説明書。地質調査所。
- 橋本 克己(1941)：新潟県加茂・七谷地方の地質。石油技術協会誌, vol. 9, p. 27-35。
- 池辺 展生(1940)：新潟県各油田の地層の対比。石油技術協会誌, vol. 8, p. 363-372。
- 池辺 穰(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。
- 横山 次郎(1950)：日本地方地質誌 中部地方, 233 p., 朝倉書店。
- 三梨 昂・宮下美智夫(1970, 1973)：日本油田・ガス田図9 七谷・同説明書。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。
- 新潟県(1955)：新潟県地質図。20万分の1。
- 大村 一蔵(1928)：石油地質学概要(17)。地球, vol. 9, p. 215-223。
- 大塚 専一(1905)：大日本帝国油田第4区 越後国新津油田地形及地質図・同説明書。地質調査所。

The Geology of the Kamo District, Niigata Prefecture

Yasumoto SUZUKI, Kunio KAGEYAMA and Tadao SHIMADA

The stratigraphy, lithology and geologic structures in the Kamo district, Niigata Prefecture are described in the paper.

The lowermost rocks observed in this district are such various kinds of volcanic rocks as basalt, dacite and rhyolite tuff breccias distributed along the Niitsu anticline and the andesite tuff breccia in the core of the Sarugedake anticline. They are correlated with the Shiiya Formation, as they are alternated with sand-rich alternations which are ascertained to be deposited in the uppermost Miocene in age.

The Pliocene mudstone intercalated with fine sandstone beds lies conformably on them. The calcareous sandstone called Osawa-ishi is distributed around the southeastern flank of the Niitsu anticline and is interfingering with the mudstone stated above. They are correlated with the Nishiyama Formation, based on the lithology and stratigraphic succession. The center of sedimentation at this stage, where the sediments are accumulated nearly 1,000 m in thickness, is situated along the syncline running to the west of the anticline. Judging from the fact that the thickness of sediments decreases toward the anticline and the volcanic rocks of the former stage are found as pebbles and cobbles in the sediments of the syncline, the Niitsu anticline upheaves and forms a kind of island at this stage. The Osawa-ishi is deposited under such circumstances.

The Pliocene sandy mudstone lies conformably on the mudstone. It is correlated with the Haizume Formation, based on the lithology.

The Quaternary coarse sediments such as sands and pebbles are distributed around the Gosen-Muramatsu and Niigata plains. They lie unconformably on the lower formations around the western flank of the Niitsu anticline, but lie conformably on the Haizume Formation around the Gosen-Muramatsu plain. They might be correlated with the Uonuma Formation, judging from their lithology and stratigraphic relation.

The stratigraphic reconstruction shows that the center of subsidence in the Pliocene epoch changed to the upheaval area in Quaternary era in the area to the west of Kamo City. On the other hand, such reversal did not occur in the area to the west of the Gosen-Muramatsu plain. It is supposed to be related with these processes that the complicated folds are found in the former area but the box fold is developed in the latter area.

II.3 新潟県信濃川水系破間川^{あぶらま}中流域における 中新世中期の不整合の形態について

井 島 信 五 郎*

要 旨

新潟第三系堆積盆地形成機構の研究の一環として、盆地の東側縁辺部に当る信濃川水系破間川中流域の踏査を行い、第三系中新統中部と基盤岩類との接触関係を明らかにした。

本地域は、「魚野川断層」と呼ばれている断層の北方への延長部に当り、大きな断層線の通過が予測されているところである。この断層線は、最近では、フォッサマグナの東縁を画す構造線として「新発田一小出線」と呼ばれている(山下, 1970)。

しかし、地域内の地表地質は、花崗岩および古生層からなる基盤岩体をアバットの不整合に被う厚い第三系中新統中部層からなり、主要構造線そのものは見られない。

この地域の地質については、まず、第三紀中新世の初期に大断層を伴う造構運動があり、その凹所を埋めて新第三系の堆積が進行し、その後、この地域を含む広域の上昇があり、浸食による削剝が行われた結果、現在のような地質分布を示すものとする。

1. ま え が き

新潟堆積盆地南東部北魚沼郡および南魚沼郡下における基盤岩類と上位にくる新第三系との関係は、従来、信濃川水系魚野川に沿ういわゆる魚野川断層を介して相接するものとの説(金原, 1961, 提唱)が有勢で、当破間川中・下流域は、その北延長にあたり、同様の性格を持つものと想定されていた。しかし、一方には、魚野川断層の存在を肯定しながらも、七谷層以降の第三系は、一般的には、大きな不整合関係をもって、下位層に接するものではないかとの疑問も出されており、すでに本地域北部守門岳西南側地域においては、昭和44年当グループによる研究の成果が発表される等、区々の地質現象からも、不整合関係の存在が指摘されている。

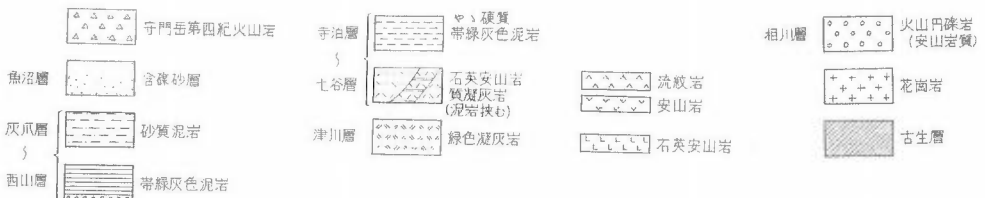
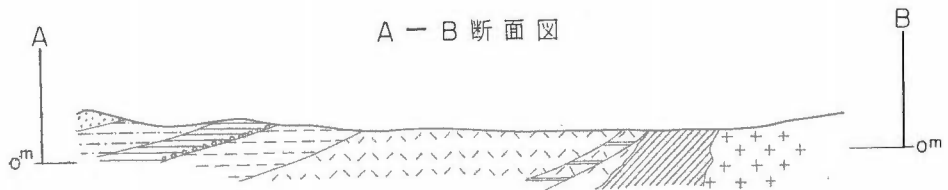
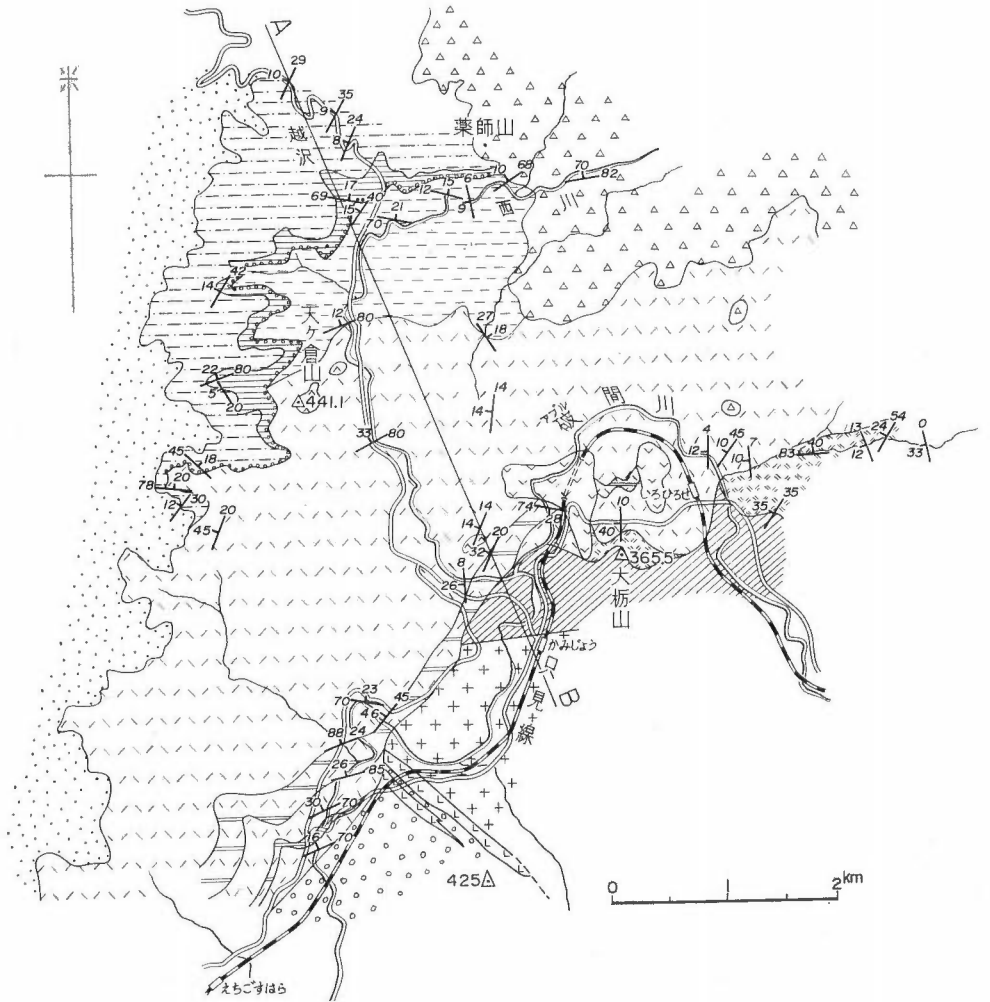
今回当グループは、破間川中流、北魚沼郡須原地内大原から上流、入広瀬村原までの間を踏査して、新第三紀層以前の基盤岩類と、新第三紀七谷層以降の各層との層序関係は、アバット型式の不整合関係にあることを確認した。

2. ルート・マップの各区間地質記載

以下、上記破間川流域区間のルート・マップについて、その上流原部落地内から下流大谷内部^{おほやち}落の方へ順に記載解説する。

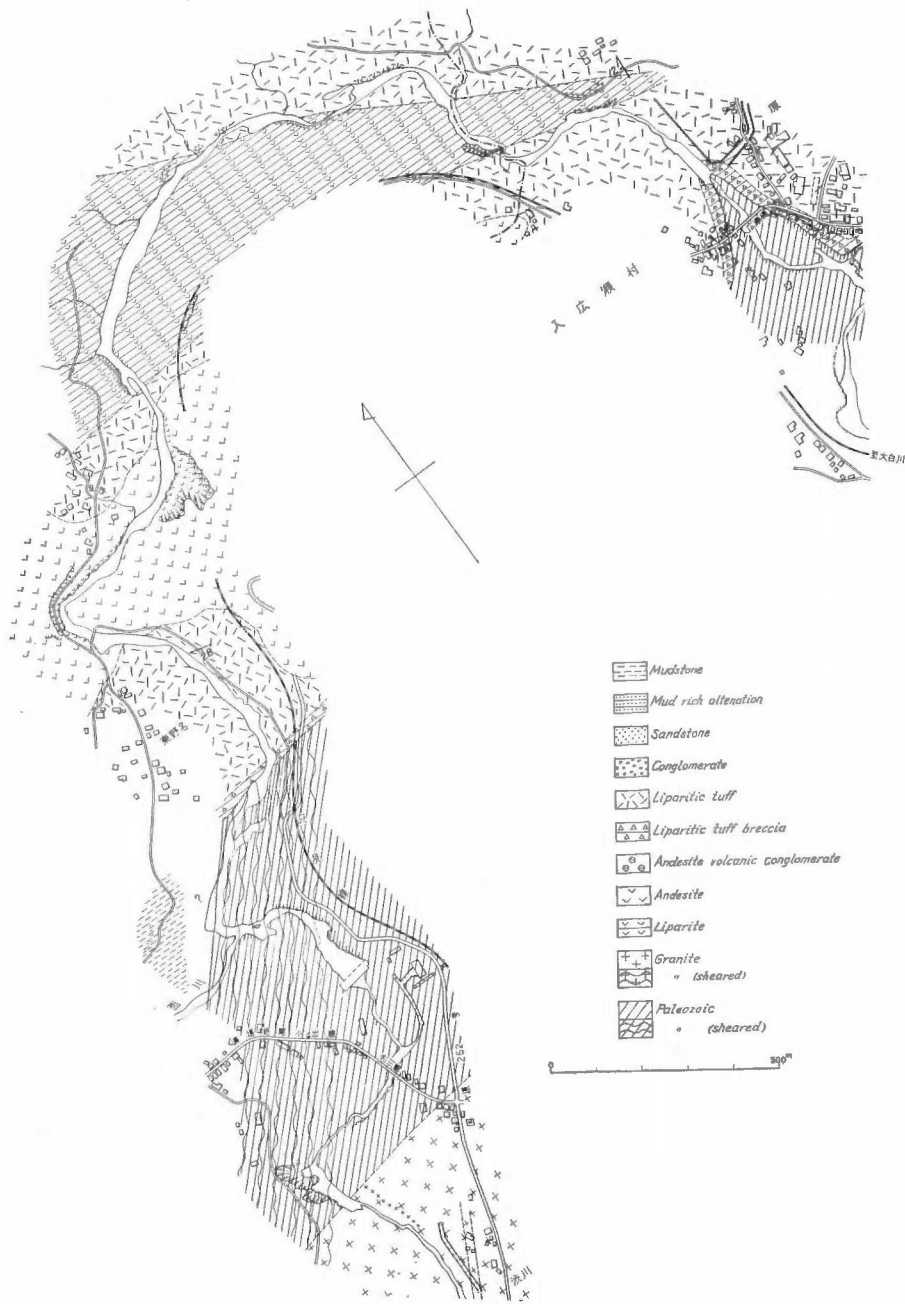
1) 原部落地内

* 元燃料部



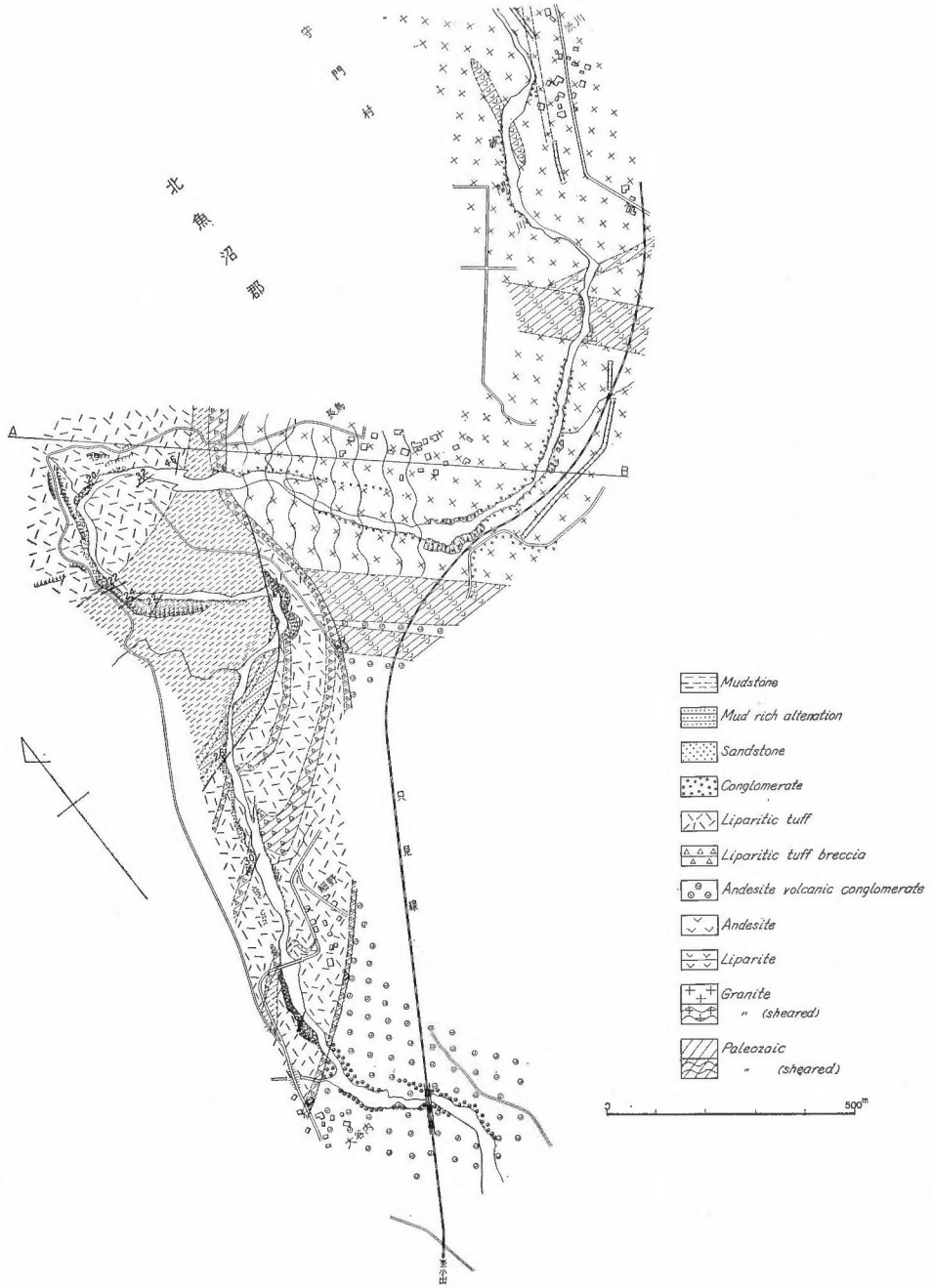
第 1 図 新潟県破間川中流およびその北側地域の地質

II.3 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について (井島)

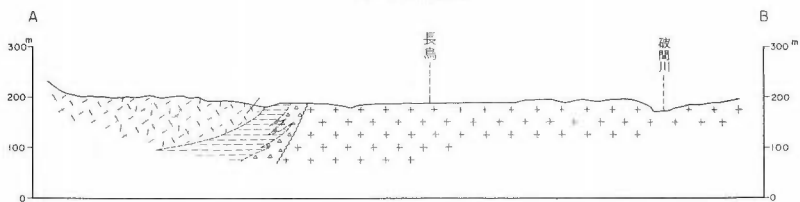


第2図 新潟県破間川中流域の地質 (次頁の地質図は、この南に連なる)

地質調查所報告 (第 250-1 号)



A-B 地質断面図



落内の国道暗渠をくぐり、さらに約 200m で、古生層の連続露頭は途切れ、主として凝灰質岩層からなる第三系の大露頭に達する。ここの第三紀層の露頭は、下位から、礫をとり込んでいる凝灰岩 (約 6 m)、シルト質凝灰岩 (約 4 m)、凝灰質泥岩と凝灰岩互層 (約 3 m) で、走向傾斜は、N44E, 43NW である。

この第三系の大露頭をみた地点においては、古生層との直接点を観察することはできなかったが、両者の露出分布状況や堆積状況からは、断層を推定する根拠は得られなかった。また、この小渓流の破間川合流点から本地点までの間には、溪流兩岸の崖の中腹数カ所から小規模ながら湧水のみられることから、これらの第三系は、きわめて不規則な凹凸をもった古生層分布地帯の上面を被って堆積しているものと判断される。

2) 原部落から東野名部落までの間の破間川沿線

この区間の破間川流域は、新第三系、主として凝灰質岩類からなる地層、およびこれを貫いて噴出分布あるいは貫入したと推定される流紋岩ならびに安山岩質塊からなっている。

すなわち、入込瀬橋の上から下流をのぞむと、正面約 400m 付近の山腹に白くそびえる露頭は流紋岩からなり、これに近い東側山麓路上には、新第三紀の硬質頁岩優勢の露頭 N4E, 12W がみられる。これより下流東野名部落までの間の露頭条件はわるく、石英粗面岩あるいは時に柱状節理を示す安山岩からなる露頭の中に、一部もめたりあるいは変成して臘状を呈したりする淡灰緑色の凝灰岩層がみられる。

この区間の地層は、下部に板状を呈する硬質頁岩がみられ、その上位的位置に縞状凝灰岩のみられることなどから、七谷層準と判定される。

3) 東野名部落南部の破間川東岸地区

東野名部落南部の破間川沿いには、固結度の低い新第三系の凝灰質岩類とそれ以前と推定されるかなりの固結度の進んだ堆積岩類が、露出観察され、両者は、次のような観察結果から、不整合関係をもって接するものと推定される。

すなわち、破間川の東岸沿いに北上する国道 252号線が、東野名部落西部で只見線のガードをくぐろうとするあたりの破間川東岸には、時に板状珪質頁岩層の厚さ数 m の露頭および塊状砂岩の露頭を含み、もめてはいるが、かなり固結度の進んだ粘板岩または頁岩からなるよい露頭がある。これらの露頭は約 150m の間にほぼ連続的に見られ、その最上流部は、上記ガードの川寄りで国道から分岐する舗装のない道を 70m ほど北進して、道路が川岸に下ろうとするあたりの川岸に露出する割れ目の多い中粒、塊状砂岩の露頭で終わっている。

この道路をさらに北進すること約 100m、道路の右側は只見線の高い石垣で、その石垣の北端脚部には、淘汰の悪い浮石質凝灰角礫岩層がみられる。

この凝灰角礫岩層は、頁岩、泥岩の細片をとりこんでおり、しかも、構造がそれ程乱れていないこと、そして下位層の分布地帯に近く分布していることから、この凝灰角礫岩層を挟有する地層群と下位層とは、この地点と、上記川岸の砂岩露頭との間のどこかで、不整合関係をもって接するものと推定される。

ここで 1 つの問題は、露岩帯でみられるやや固結度の進んだ岩層群の地質時代である。今回の観察に関する限り、これらの地層を古生層でないとする根拠は揃っていないが、特に露岩帯の上流部、前記の

II.3 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について（井島）

中粒塊状砂岩およびその下流数10mの間の露頭については、固結度、微細構造から判断して、古生層よりも若い地質時代に属する可能性がある。しかし、この可能性は、この地区における不整合の存在を否定するものではない。

4) 東野名部落から長島部落南部までの破間川沿線

この間の破間川沿いは、東野名部落地内から下流へ直線距離で約 900m、県道栃尾小出線の渋川橋の下手までの間には、主として破碎したり、もめたりした黒灰色粘板岩からなる古生層の露頭が断続し、これより下流直線距離で約 1,300m、長島部落南部までの間の川岸には、時に流紋岩および安山岩頁岩の岩脈または岩株を伴う粗粒花崗岩が連続的に崖をつくって、連なっている。

この区間に見られる地質現象として、構造解析上参考となるものとしては、上流側から順に、

a) 東野名部落南部から西名部落内の山寄りにみられる新第三系は、主として凝灰岩、凝灰質泥岩およびそれらの互層からなり、時に石英粗面岩の貫入をうけているが、貫入による変質擾乱は、流紋岩体に近接する部分に限られ、幅の広い断層破砕帯をもっていない。また同地域内においては、下位基盤岩体との接触部は観察できなかったが、西川の川口付近における第三紀層はまったく擾乱のないまま、基盤岩体に近いとこまで、露出分布している。この現象から、石英粗面岩の貫入分布は、新第三系の堆積直後あるいは堆積と同時期に、一連の堆積層に対して、ある部分は貫き、ある部分には、凝灰岩層形成物質の供給源となるような状態で行われたものと推定される。

b) 渋川橋の南端橋脚部の川床は、主としてもめて、走向・傾斜の計測不可能の頁岩からなるが、橋の直下にみられる砂岩は、固結度が低く、砂粒子の観察ができる状態にあることなどから、古生層に属するとするには、疑問があり、前記東野名部落西部の砂岩その他に対する疑問と合わせて、これまで一括して古生層と呼ばれている地層の中には、古生代よりも後の地質時代に属する地層がとりこまれている可能性がある。

c) 渋川部落西側の破間川岸における花崗岩露頭では、N28E, 74NWの走向傾斜をもつ断層性の割れ目と、厚さ約10mの石英粗面岩脈がN9E, 88Eの走向傾斜をもって、貫入しているのがみられる。この2現象は、少なくともこの付近の基盤岩体は、この方向の断層の存在を示すものではあるが、その南方延長部においては、約500m下流で、これらと交叉するようにN40WやN80W方向の、流紋岩や石英安山岩質岩の岩脈の貫入があり、さらにその南延長部、425m山の北西山鼻部にはN44W, 83SWで、厚さ250mほどの流紋岩貫入帯が走ることから、南へのびる性質のものではないといえよう。

5) 長島部落南部

長島部落南部の破間川右岸には、上流から連続露出してきた花崗岩体と、新第三系の凝灰角礫岩層との接触部がみられる。接触部付近の花崗岩は割れ目に富み、対岸の川床には、しばしば、ハンマーに付着する位に風化している部分がある。下流側に露出する凝灰角礫岩は一般に、直径1cmないし数cm、時に30cmのチャート、珪質頁岩礫などを包有し、花崗岩体との接触関係は次にのべるような観察結果から、不整合の状態にあるものと判定される。すなわち、

a) 花崗岩体の接触部付近に発達する割れ目について、ある一定の方向性、連続性とか、断層粘土の存在など、断層そのものの存在を証拠立てるような地質現象はみられない。

b) 下流側の凝灰角礫岩層についても、花崗岩体との接触部ならびにその付近に、断層粘土の発達

や、時に断層の発生に伴うと判断されるような擾乱その他のもめ現象はみられない。

c) さらに、この接触部の西側川筋に連続的に露出分布する新第三系の岩相・層序および構造解析からも1つの根拠が得られる。これらの露頭は、幸いなことに破間川がこの接触部のすぐ下流で大きく「コ」の字型に曲流しているため、平面的にも立体的にもよく観察され、解析精度を高めている。すなわち、この地質と地質構造からみれば、花崗岩と新第三系の接触部に発達する凝灰角礫岩層は、当然曲流点下流にみられる連続露頭上の同一層準に延長していくはずであるが、それと推定される岩相を持った地層はない。このことから、この凝灰角礫岩は、基盤岩体の上位近接部だけに特徴的に発達した一連の基底礫層の一部である可能性が大きい。

6) 長鳥部落南部から^{おおやち}大谷内部落までの間

この間の破間川兩岸は好露頭に恵まれ、下流の只見線大原鉄橋付近の火山礫岩から上流に向って順に、a)厚い火山礫岩層、b)層厚約110mの主として凝灰岩からなる部層、c)その上位に層厚約160mの主として泥岩からなる部層、d)さらに上位には主として緑色凝灰岩からなる部層の一部、層厚約65mだけがみられる。これらの部層は一般走向N70~90E、傾斜20~30NWを示し、また一般的に基盤岩体、すなわち、これらが分布する地域の東側に、ほぼ南北方向に分布する前記花崗岩および本地域の最下位にみられる火山礫岩からなる岩体に近接するにつれて、走向を南北に転じながら次々に収れんする傾向を示すことから、この付近の新第三系は基盤岩体にアパット関係で接するものと考えられる。

7) 大谷内部落東部

大谷内部落東部の破間川川床で、基盤岩体の一員と考えられる礫岩層と、新第三系とが約2mの距離で分布しているが、両者の接触状況は確認するに至らなかった。しかし、次のような諸点から両者は不整合関係にあるものと推定される。

a) この川床にみられる火山礫岩は、斜長石斑晶のよくみえる安山岩や溶岩状に穴のあいた暗灰色で緻密堅硬な安山岩、青灰色あるいは淡紅色の古期珪岩類および砂岩等の円礫、径30cm以下のものからなり、凝灰質物によって固く固結されている。その固結度は、上位新第三系に較べて高く、両者の間にはかなりの時代間隙があったことを示すものと思われる。

b) 火山礫岩の西北側約2mに露出する凝灰質礫岩は、径2mm以下の珪質頁岩その他の亜円礫を含み、基質、岩相ならびに固結度からみて上位新第三系の一員と考えられる。この凝灰質礫岩中に擾乱の跡がみられないことは、本層の堆積後、本層と下位火山礫岩との間に大規模の断層活動はなかったことを示すものであり、この付近の新第三系中で礫層のみられたのは、下位火山礫層に近接分布するこの部位だけであったことから、この凝灰質礫岩を一種の基底礫岩相とみることもできよう。

c) この地点における地質分布から、下位火山礫岩と新第三系の間に予測される不整合線の走向はN40E位となる。

8) 細野部落東側山地

大谷内部落東側の破間川川床に露出する火山礫岩は、更に破間川沿線から細野部落東側の山地にかけて広く分布している。その北限はやや川筋から離れるが、細野部落東北側山地の観察から、425m三角点の北側を走向N44W、傾斜85SWで通過する断層を介して、北方長鳥部落南部の花崗岩塊の南限に接するものと予想される。

II.3 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について（井島）

この断層は山地で見るところ、幅約 220mの断層帯を形成し、中間に幅60~70mの火山礫岩帯を挟んで断層方向に併走する厚い 2枚の流紋岩脈に貫入されている。それらのうち、北側の花崗岩体に直接する流紋岩脈は幅約 100m、南側のものは幅約50mである。山腹で見られる流紋岩は、時に一定の方向性をもって連続する無数の小穴を持つことがある。火山礫岩は、ところによっては径 5 cm 以下の安山岩や玢岩のくされ円礫および堅い珪岩または火山岩歪角礫が、凝灰質泥岩で充填固結された岩相をもち、また、ところによっては礫径が指頭大以下の凝灰角礫岩様の岩相を呈するなど、一様ではないが、全体としては火山礫岩と呼ばれるべきものである。以上から、この火山礫岩の堆積の仕方については、a) まず、花崗岩その他からなる地域に断層陥没による凹地ができ、b)そこを埋めた各種の地層の一員として、ここにみられる火山礫岩の堆積もあり、c)その堆積後、陥没凹地周縁の弱線に沿って流紋岩脈の貫入があったものと考えられる。

そして、その後、若干の浸食平坦化が行われ、次いでその浸食面にアバットするかたちで新第三系の堆積が進行したものと思われる。

したがって、この火山礫岩を堆積した陥没凹地は、その西側に広大な新第三系の堆積の場をつくった魚野川断層の形成に伴って、基盤岩中に起きた小規模な地塊運動の所産であり、これを埋めている地層は、新潟新第三系堆積盆地東縁部における基底相の一面を示すものと思われる。

3. ま と め

信濃川水系破間川中流域、須原から上流の約 10 kmの間を踏査して、花崗岩および古生層等からなる基盤岩体と新第三系の堆積・接触関係を明らかにした。

- 1) 魚野川断層の延長（山下、1970の「新発田一小出線」）の断裂部は、その上に堆積した新第三系に覆われて地表でみることはできない。
- 2) 基盤岩体と新第三系とは、一般にアバットの不整合関係にあり、新第三系は、ある時は基盤岩体を取り巻くように、ある時は基盤岩中の凹地を埋めるように分布している。
- 3) 新第三系の堆積している凹地は、大小の規模、あり場所、形状等にかかわらず、多少の前後はあるにしても、ほとんど中新世初期に一気に形成されたと判断される（藤田、1967）。
- 4) 「新発田一小出線」の形成活動に伴って発生したと判断される破砕帯が、東野名一沢川一長島地内の基盤岩体中にみられる。
- 5) 現在、地域内にみられる中新統中部と基盤岩体との接触部については、まず中新世の初期にこの場所を通過する西落ちの大断層（新発田一小出線）が発生し、その際発した凹地には中新世初期から中期以降にわたって基盤岩体の浸食と低部を埋めての堆積がつけられ、その後隆起に転じて削剝が行われ、丁度中新統中部が地表に洗い出された結果と考えられる。細野部落東側の火山礫岩が中新統中部に不整合に被われる現象も同上の過程の所産である。

文 献

- 藤田 至則（1967）：グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題。地質学雑誌，vol. 73, p. 106.
磯見 博・河田清雄（1968）：フォッサマグナの両側の基盤岩類の研究。日本地質学会第75年秋季学

術大会総会討論会資料「フォッサマグナ」, p. 4-12. p. 307.

小林 国夫 (1958) : フォッサマグナの構造的意義. 地球科学, no. 37, p. 40-44.

大村 一蔵 (1939) : 越後石油地の東部に露われる不整合について. 地質学雑誌, vol. 46,

大森 昌衛 (1960) : フォッサマグナの地質学的意義. 地球科学, no. 50-51, p. 75-82.

新堀友行・富田晋高・杉村 新 (1950) : 新潟県東山油田東南方における油田第三系の縁辺部について (演旨). 地質学雑誌, vol. 56, p. 303.

山下 昇 (1970) : 柏崎一銚子線の提唱. 島弧と海洋 (星野・青木編), p. 179-191, 東海大出版.

**Nature of the Middle Miocene Unconformity on
the Mid-stream Region of the R. Aburuma-gawa,
Shinano-gawa River Group**

Shingorō IJIMA

The nature of the Middle Miocene Unconformity has been studied on the mid-stream region of the R. Aburuma-gawa, Kitauonuma-gun, Niigata prefecture.

The region belongs geologically to the southeastern marginal zone of Niigata Tertiary basin and has been considered to have the path of the tectonic line called "Shibata-Koide Line" (N. YAMASHITA, 1970).

The older formations, i.e. Granite and Paleozoic, can be seen as the basal rocks in the region covered by the Miocene sediments with abut type Unconformity.

As the result of being concealed by the Miocene sediments, the main tectonic line does not appear in the field, except the crushed zone in the base rocks along the R. Aburuma-gawa, Higashinomyō-Shibukawa-Nagatori.

The geohistorical process on the region is considered as follows:

- 1) At the beginning of the Miocene Epoch, the large scale subsidence accompanied with faults took place in the region mostly formed by the Granite and Paleozoic rocks.
- 2) Soon after the subsidence took place, the deposits began to fill in those depressions respectively and kept on to the Late Miocene Epoch, having the abut type Unconformity for the base rocks.
- 3) Then the regional uplifting and surface erosion have taken place till the region shows its present geological appearance.

II. 4 フォッサマグナ最北部の新第三系(その1)

—いわゆる難波山層に関する研究—

西田彰一*・津田禾粒*・市村隆三**

要 旨

本論文では、フォッサマグナ北部地域に位置する新潟県西部の西頸城地域の地質を論ずる。この地域は、厚い新第三系とそれに伴う貫入岩や火山岩から構成されている。新第三系の下部層は、従来難波山層として知られる厚い砂泥互層からなっている。筆者らは、それを下部の火打山層と上部の西飛山層に区分した。前者は、硬質黒色頁岩、砂岩・泥岩互層や火山礫岩からなり、層厚は 1,400m 以上に及ぶ。後者は、砂岩、泥岩互層から構成され、層厚は 1,400m 余である。これらは、新潟の標準層序の七谷層ないしそれ以下の地層に、長野の青木層以下の地層に対比される(第1表)。

これらの上に、能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層が整合に重なる。これらの岩相は、第2図に示す通りである。なお能生谷層は、新潟標準層序の寺泊・椎谷層に、川詰層、名立層は西山層に、谷浜層は灰爪層にそれぞれ対比される。

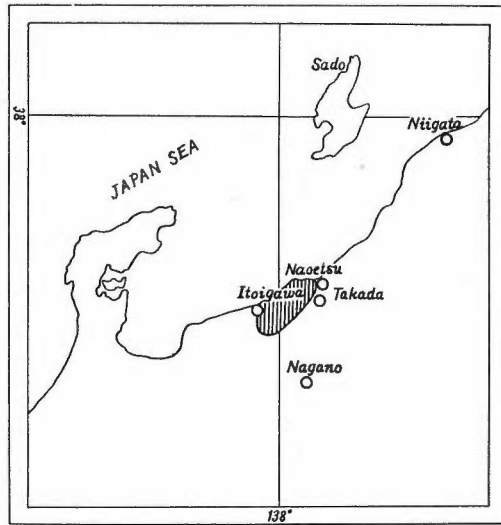
本地域には、NS ないし NNE 方向に2つの背斜構造が併走している。西のものは焼山背斜、東のものは郷津背斜とよばれる。その間に名立向斜が発達する。これらの構造は、西側からの圧縮力により形成されたもの、と考えられる(第4図)。

1. ま え が き

フォッサマグナの西縁に沿って北へ流れる姫川がようやく峡谷をぬけ、やがて日本海へ注ごうとするところ、その東側には新第三系の地層が広く分布する(第1図)。この地域は位置からいうと新潟油田の南縁にあっている。姫川以西とは対照的に中新世の中期から著しく沈降した地帯であり、その時期の地層が異常に厚く発達する。この地方の新第三系に関する知識は、油田探鉱開発の歴史が古かったのにもかかわらず、郷津油田を除くと比較的空白のまま最近まで残されていたといっても過言ではない。例えば、この地方の新第三系の層序が時空的にいかなる位置を占めるものであるかという時代的考察も甚だ漠然としたものであり、一步、対比の問題にたち入るとその考え方にかなり隔った意見が述べられている。著者らは既に、昭和26年頃にこの地方の層位学的研究に着手したのであったが、時おり、断片的に報告をした程度にすぎなく、今日までその責任を果さずにいたのは一に著者らの怠慢によるものにほかならない。しかし、最近、野外調査が進むにつれ、この地方の新第三系は堆積学的にも、構造論的にも多くの興味深い問題を包蔵していることが明らかになった。すなわち、古くから難波山層と呼ばれたものは典型的なフリッシュ型の岩相を有し、最近、多くの堆積構造が発見され、堆積過程の上でも

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室(地質調査所併任)

** 石油資源開発 K. K. 長岡鉱業所



第1図 位置図

重視しなければならぬものである。この研究は、主としてこの地方の層序区分を明確にするともに、これらの地層に関する対比の問題を検討し、堆積過程とその背景となる造構造運動とを究明する目的のもとに行ったものである。

2. 総 説

2.1 地質概説

姫川を境にして東側の新第三系は、それより西側の地域とは著しく地質系統を異にし、地質構造の上では東北日本に属する。すなわち、姫川以西では、石炭紀からペルム紀にわたる古生層や中生代の来馬層群、および花崗岩、変成岩（三郡変成岩、飛騨変成岩）など古期岩類が発達するのに対し、東側では、いずれも新第三紀の堆積岩と火山岩、ならびに、半深成岩が露出し、いわゆる含油第三系が大半を占めている。

東側のこの地域の層序は第2図、第1表に示すように、新第三紀の久比岐層群、能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層と第四紀の段丘堆積層、焼山火山噴出物とからなる。久比岐層群は第三系の下半部を占める地層で主に、能生川、および名立川の上流と高田の西側の山地に、焼山背斜、および、郷津背斜の中核部を占めて露出する。したがって、久比岐層群の下限は地表にあらわれていないので明らかではない。

久比岐層群は下から火打山層、西飛山層の2つに分けられるが、これらはさらに2つないし3つの部層に細分される。これらの地層は主に黒色頁岩と砂岩とからなる。とくに黒色頁岩は粘板岩様の外観を呈し、一見先第三系の感じを与える硬さを有するのが特徴である。

久比岐層群をおおってくる地層は、下位から能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層の各層に区分される。久比岐層群と能生谷層、および、川詰層との累重関係は整合であるのに対し、名立層、およびそれ以下の層と谷浜層との関係は不整合であり、多くの場合は傾斜不整合の関係にある。川詰層は砂岩が優

Ⅱ.4 フオッサマグナ最北部の新第三系（その1）—いわゆる難波山層に関する研究—
 （西田・津田・市村）

地層		地質柱状図	層厚 m	主要岩質
谷浜層			200 400	礫岩, シルト岩, 安山岩質火山円礫岩, 安山岩質溶岩および同質凝灰角礫岩などからなるが, 上部に石英安山岩質円礫岩がのる。
名立層			500	全体として灰色泥岩と白灰色中粒～粗粒砂岩との互層からなる。 安山岩質溶岩, 凝灰角礫岩, 凝灰岩を挟む。
川詰層			150 300	淡灰色凝灰質砂岩を主とし礫岩, 黑色頁岩を介在する。
能生谷層	上部		800	塊状黑色頁岩からなるが, 最下部は砂岩頁岩の迭互層である。
	下部		550	いわゆる 黑色頁岩様の砂質頁岩と淡灰色中粒～粗粒砂岩との厚い互層からなる。砂岩は凝灰質の場合がある。
久比岐層	上部		1170	slumping structureの著しい暗灰色頁岩と淡灰色細粒～中粒砂岩との互層からなるが, 上部と下部にはみごとな砂泥有律互層が発達し, 各種の堆積構造がみられる。 苦灰質団塊を多含する。
	下部		310	主に淡灰色中粒～粗粒砂岩からなり, 部分的に礫質となる。暗灰色頁岩を介在する。
層群	火打山層 上部		640	全体として黑色硬質頁岩からなり, 稀に灰色中粒砂岩を介在するが, 部分的には砂泥有律互層となる。最下位に曲型的砂泥有律互層が発達し, 各種の堆積構造がみられる。
	火打山層 中部		750	主に着しく葉理を有する黑色硬質頁岩からなる。
	火打山層 下部		?	粘板岩状黑色硬質頁岩, 緑色凝灰角礫岩からなる。

第2図 西頸城地方新第三系の層序

第 1 表 新潟油田とフォッサマグナ地域との対比

フォッサマグナ(長野県)	フォッサマグナ北端(西頸城)		新潟油田標準層序
桐 小川層	谷 浜 層		灰 爪 層
	名 立 層		西 山 層
	川 詰 層		
青 木 層	久 比 岐 層 群	能 生 谷 層	上 部 下 部
		西 飛 山 層	上 部 下 部
別 所 層	火 打 山 層		七 谷 層 津 川 層
内 村 層			上 部 中 部 下 部
			岩 船 層

勢で、凝灰岩、および、火砕岩を介在する。名立層は灰色泥岩を主とし、ときに火砕岩を挟む。谷浜層はそのなかにシルト岩を介在するが、礫岩、火砕岩を多とする場合が普通で、これらはそれぞれ同時異相の関係にある。谷浜層は下位の地層にくらべ緩い傾斜で広く分布する。

本地域に火成岩として露出するものは、新第三系のなかに溶岩として介在するものを除くと、火打山層および西飛山層を貫く石英粗面岩と鉦ヶ岳などを形成する石英閃緑玢岩とがあげられる。後者は、しばしば、火打山層、西飛山層の層面に沿って進入する場合がある。

この地域には、大観するに、大きな 2 列の背斜構造が発達する。西側のものを焼山背斜、東側のものを郷津背斜と呼ぶ。前者は傾斜も緩く褶曲の波長も大きい。後者は郷津油田を形成する構造である。この 2 つの背斜の間は緩い傾斜の大きな向斜構造をつくるが、この軸は概ね名立川、および桑取川に沿って走る。名立川の上流地域ではこの 2 つの背斜軸が接近してくるが、その間には顕著な逆断層が発達し、甚だ複雑な逆転構造がみられる。

本地域の西は、フォッサマグナの西縁にあたる。ここでは、姫川沿いに走る断層群によって、久比岐層群および、それより上位の各層は断たれ、姫川以西に分布する古期岩類と接する。

鉦ヶ岳を構成する石英閃緑玢岩は、全体としてはストック状の貫入岩体であるが、地層との接触関係はかなり複雑で、多数の小岩脈が中心岩体から分岐して新第三系のなかに貫入しているほか、接触部に近いところでは黒色頁岩を捕獲岩としている。また、微弱ではあるが、頁岩との接触部に変質を与えているのが観察される。このような極めて複雑な貫入関係から推測すると、この岩体は一種のコノリスと考えられる。この岩体の岩質は、概ね石英安山岩質～石英閃緑玢岩質であり、岩質の変化が著しい。組織からみると半深成岩と噴出岩との中間的な性質をもっている。斑晶を構成する主要な有色鉱物の種類およびその組み合わせによって次の 3 種に大別することができる。

黒雲母—角閃石 安山岩～玢岩

角閃石—輝石 安山岩～玢岩

輝石—黒雲母—角閃石 安山岩～玢岩

これらの相互関係は漸移しており、しかも、連続的に貫入したものと考えられる。また、貫入の時期

II.4 フォッサマグナ最北部の新第三系(その1) —いわゆる難波山層に関する研究— (西田・津田・市村)

は能生谷層堆積後、川詰層堆積前である公算が大きく、この地域の造構造運動との関連も考慮されねばならない。

石英粗面岩は、火打山層、一部は西飛山層の下部を貫く岩体である。肉眼的には白色～灰白色を呈し、石英および斜長石の斑晶がみられるものと、そうでないものがあるが、一般に緻密質である。

2.2 いわゆる難波山層について

従来、この地方に分布する新第三系の下半部を占める累層を、難波山層と呼び、この層名が多くの人々によって慣用されてきた。すなわち、大村一蔵(1930)は郷津油田で、新第三系の下半部を構成し、上位の春日山層に整合におおわれる地層に、初めて難波山層なる層名を与えた。この累層は春日山層より岩質が堅硬であるのが特徴で、頁岩と砂岩との互層からなるものである。その後、兼子勝(1944)は南葉山砂岩頁岩互層、横山次郎(1950)は南波山累層と呼んだことがあるが、いずれにしても郷津油田を模式地として、新第三系の下部を占める累層であり、時空的にはその大部分は新潟油田標準層序の七谷層にあたるものとする考えが多い。しかし、その時代を古くから考える人のなかには中新世中期、つまり、津川層に対比されるものとする意見もある(金原均二, 1950)。要するに、いわゆる難波山層と呼ばれる地層は、一般に産出化石が極めて稀であり、それがむしろ特徴ともいえる。とくに、有孔虫は非常に堅硬な岩質からなるのでその処理が困難である。したがって微古生物層序を識別することが難しい状態にあるといえる。一方、いわゆる難波山層の地層区分が明確さを欠いていたという点も時代的考察の上でくい違いをもたらしていると考えられる。言葉をかえていうならば、難波山層という内容は層位的にはかなり幅が広いということから対比の場合に混乱を起す結果になるともいえよう。また、郷津油田では難波山層はわずかに背斜の中核を占めるにすぎないので、その下部の部分が明らかでないという点も時代観に異なった見解が生れる起因になりうると思われる。能生川上流では、下限はわからないが、郷津背斜におけるよりはさらに下位の地層が露出しており、これまで行われてきたいわゆる難波山層の時代的考察については再考しなければならぬ状態にあるといえる。このような観点から筆者らは、難波山層という層名は層位的には色々問題をかもすおそれがあるので、この層名を敬遠し、この地方に分布する新第三系の下部を構成する累層群に対し久比岐層群という新しい名称を提唱し、さらにこれを2分した。この層群名は日本書紀にある本地域の古名である「久比岐」から由来されたものである。

3. 西頸城地方の新第三系の層序

3.1 地層各説

3.1.1 久比岐層群 Kubiki group

前に述べたように、この地方の新第三系の下部を構成するもので、上から西飛山層と火打山層との2つの累層に区分される。

火打山層 Hiuchiyama formation

火打山層は歌代勤(1958)によって火打山(2,463m)付近を模式地とする頁岩・砂岩互層に対し命名された層名である。この層名を襲用する場合、その時代、ならびに、対比を考察するのに便利であり、また層名の優先権からしてもこの名称を用いることは妥当である。火打山層は岩相的にさらに下部、中部、上部の3つの部層に細分される。また、このように分けることは野外における観察からしても適切

である。

1) 火打山層下部は板状を呈する硬質黒色頁岩と薄い淡灰色～白灰色細粒砂岩との互層であるが、本層をして最も特徴づけるものはグリーンタフ様の凝灰角礫岩、ないし、火山円礫岩を介在するほかに、しばしば、淡緑色を呈する凝灰質細粒砂岩を挟むことである。凝灰角礫岩の礫は、ほとんどが粘板岩の角礫～亜角礫からなり、石英安山岩質の緑色凝灰質物によって膠結されている。全体として珪化作用、緑泥石化作用などをこおむり、著しく堅硬で硯石として採石されているところがある。分布は早川、能生川の上流に局限されており、構造的な位置からすると焼山背斜の中核を構成するがその下限は露出していないので層厚は明らかでない。

2) 火打山層中部は全般的に葉理の著しい硬質黒色頁岩（色調は carbonaceous black を呈するのが特徴である）からなるが、まれに厚さ 5 cm 程度の薄い淡灰色細粒砂岩を挟有する。火打山層下部にくらべ変質の程度が微弱である。しばしば、炭質物の細片が葉理面に密集する。全層を通じ玄能石を多く含み、魚の骨格や鱗、ほかに、植物化石 *Fagus antipofi* などを産する。本層の上限付近では頁岩、砂岩の薄い互層となり単層ごとに ripple marks がみられる。層厚は 750m。

3) 火打山層上部は下限から 135m のところまでは、典型的な砂泥有律互層を形成する。砂岩の厚さは 2～30 cm, 10 cm 内外のものが最も多く中粒質である。頁岩は硬質黒色頁岩からなる。本層には各種の堆積構造や Lebensspuren が多く観察される。堆積構造としては flute casts, groove casts, load casts を初め bounce casts, brush casts その他の sole markings が知られるほかに、ripple marks がみられる。これから上方へ 510m、つまり上限までは全体として塊状な暗灰色頁岩からなるがまれに灰色中粒砂岩を介在する。部分的に砂泥有律互層が発達する。

火打山層は、能生川上流を模式地とし、海川、早川、名立川などの上流に分布する。層厚 640m。

西飛山層 Nishihiyama formation

西飛山層は火打山層と後に述べる能生谷層との間に位置する累層を新しく西飛山層と呼称したものである。本層は岩相的にさらに下部と上部との 2つの部層に分けられる。下部は砂岩が優勢な部分であり、上部は全般的に slumping structure によって特色づけられる。

1) 西飛山層下部は、淡灰色中粒～粗粒砂岩を主とし、暗灰色頁岩を介在する。砂岩は名立川で観察されるように、よく円磨された中礫～細礫程度の礫岩に変る場合がある。このように礫岩質になる部分は構造の上では向斜部にあたっている。礫の種類は花崗岩、片麻岩、珪岩、ホルンフェルス、粘板岩、硬砂岩、脈石英、微斜長石など古期岩類に由来するもののほかに、花崗斑岩、安山岩からなる。とくに、注目しなければならない点は、花崗岩、片麻岩、微斜長石のような礫種を供給した後背地との構造運動的な関連である。また、この部層には spring pit, mud cracks などが発見されるが、堆積環境を推察する場合、重要視しなければならない。化石の産出は未だ知られていないが、flute casts, ripple marks がみられる。層厚 310 m+ である。

2) 西飛山層上部は下限から 240m のところまでは、みごとな砂泥有律互層を形成する。砂岩は板状の淡灰色細粒～中粒砂岩で厚さ 10 cm 内外の場合が多い。頁岩は暗灰色を呈し、これまでの下位の地層にみられるような硬質頁岩とはおもむきを異にして軟かく、いわゆる黒色頁岩の様相を呈するという点が指摘される。各種の堆積構造がみられるほか、苦灰質団塊を多含する。この部層の中位の部分は頁岩

II.4 フオッサマグナ最北部の新第三系(その1) —いわゆる難波山層に関する研究— (西田・津田・市村)

勝ちな砂岩と頁岩との互層をなし、slumping structure の発達が顕著であるという点と偽礫が多いのが特徴である。層厚は厚く能生川では 1,170m に達する。上位の部分は砂泥有律互層からなるが、中位の部分よりは砂岩が多い。slumping structure の発達が著しい。この部分の厚さは 170m である。西飛山層の上限に近いところからは貝化石、鯨の骨格、ふじつぼなどを産するが保存が悪い。貝化石には、*Portlandia* sp., *Anadara* sp., *Glycymeris* sp., *Chlamys* cf. *Kaneharai*, *Ostrea* sp., *Clinocardium* sp., *Dosinia* sp., *Siratoria* cf. *Siratoriensis*, *Dentalium* sp.などを産し、概して浅海性の種類が多いものと推察される。

西飛山層と火打山層との関係は整合で、砂岩が厚く介在してくる付近の層準を両者の境界としている。本層は能生川流域の西飛山部落付近を模式地とし、海川、早川、名立川などの上流に分布する。

能生谷層 Nōdani formation

能生谷層という層名は、藤本信治ほか(1951)によって命名された名称である。能生川流域の^{まきぐち}柵口から大沢にかけて模式的に発達するのでこのように呼んだものである。この累層はいわゆる黒色頁岩の岩相によって特徴づけられ、岩質的にさらに下部と上部との2つの部層に区分される。

1) 能生谷層下部は暗灰色ないし黒色の砂質頁岩と淡灰色中粒～粗粒砂岩との厚い互層からなる。頁岩はいわゆる黒色頁岩の様相を呈するが、やや砂質である。砂岩はしばしば凝灰質で、高田の西にあたる金谷山にみられる金谷凝灰岩と呼ばれるものも本層のなかに介在される。この凝灰岩は郷津油田から桑取川流域にわたり追跡されるが、西側へいくにしたがい次第に不明瞭となり能生川流域では前述の凝灰質砂岩に移化している。この部層にはまれに偽礫や苦灰質団塊を含有する。化石は量、種類ともに少なく保存も良好でない。*Portlandia* sp., *Arca* sp., *Anadara* sp., *Glycymeris* sp., *Clinocardium* sp.などを産するが西飛山層のそれと類似する。層厚約 550m である。

2) 能生谷層上部は全体が塊状を呈する暗灰色～黒色頁岩からなり、わずかに淡灰色軟質細粒砂岩を挟有し、典型的ないわゆる黒色頁岩の岩相である。つまり、この部層は能生谷層において黒色頁岩からのみなる部分を限定している。一般に層理の発達が悪いが、下位に近づくにしたがい次第に淡灰色細粒～中粒砂岩をひんばんに挟み、頁岩と砂岩との互層になる。産出化石はまれで、*Makiyama chitanii* や貝化石 *Solemya* sp., *Thyasira* sp.などを産する。層厚は最大 800m におよぶ。

能生谷層は西飛山層とは漸移関係にあり、西飛山層の頁岩が硬さを減ずるとともに、厚さ20m内外の砂岩が介在してくる付近を下限とする。本層は姫川の支流である根知川、海川、早川、能生川、名立川などの流域、および郷津油田などに広く分布し、能生川下流付近を模式地とする。

川詰層 Kawazume formation

川詰層は藤本信治ら(1951)によって命名された層名である。従来、この名称は多くの人々により慣用されており、能生川流域の川詰部落のある谷を模式地としている。全体として砂岩が優勢な累層である。主に厚い淡灰色を呈する凝灰質中粒砂岩からなり、黒色頁岩や礫岩を不規則に介在する。川詰部落の谷では板状の浮石質砂岩となり、みごとなケスタ地形をつくる。川詰層は岩相の側方変化が著しく、場所によっては砂岩、頁岩の薄い互層となったり、泥質の部分が厚く発達する場合もある。また、本層に介在する礫岩はなにも同一層準にかざられるものではなく垂直的にも水平的にも、不規則に分布する。とくに、注目すべき現象は、桑取川上流では川詰層全体が礫質となり、郷津油田の兼子勝(1943)によって呼ばれた綱子礫岩 *Tsunako conglomerate* に連続するということである。礫の種類は粘板岩や

硬砂岩のような古期岩類が圧倒的で、円磨された中礫～細礫が多く、淘汰は良好でない。この礫岩に関して指摘しなければならぬことは2つあげられる。その一つは、膠結物が一般に泥質で rubble conglomerate に類するものであり、他の一つは、綱子礫岩の発達状態が delta 的な堆積物であるという点である。このような現象は、この地域の新第三系の堆積過程と造構造運動とを考察する場合に重視しなければならぬものと思われる。川詰層の泥質部からは貝化石 *Thyasira bisecta* を産し、*Makiyama chitanii* を多産する。層厚は模式地で 750m あるが、著しい岩相の変化とともにその厚さも不規則で、能生川下流では 150～300m である。早川、海川下流では川詰層の発達がみられない。主として能生川下流、名立川中流、桑取川上流、および郷津油田に分布する。能生谷層との関係は少なくとも野外観察の上では整合的に累重し両者の境界はかなり明瞭である。

名立層 Nadachi formation

名立層は藤本信治ほか (1951) により命名された累層である。岩相はいわゆる灰色頁岩で特徴づけられる。すなわち灰色泥岩を主体とするがしばしば厚さ数 10 cm の白灰色粗粒～中粒砂岩を介在する。とくに上部では灰白色泥岩と淡灰色中粒軟質砂岩との薄互層になる。砂岩はときに浮石質になる場合があり、上部と下部には凝灰岩を挟有し、鍵層として有効である。本層には、能生海岸にみられるように厚さ数 10 m の複輝石安山岩の自破碎溶岩ならびに同質凝灰角礫岩を介在するほか、北陸線に沿う小泊付近ではベントナイト化しやすい厚さ数 m の酸性凝灰角礫岩を挟む。また、姫川下流では塩基性の安山岩質溶岩を介在し、pillow lava が観察される。

名立層の泥岩には *Makiyama chitanii* が普通にみられるが、*Acila insignis*, *Nuculana onoyamai*, *Yoldia* cf. *tokunagai*, *Glycymeris yessoensis*, *Limopsis* sp., *Brachidontes* sp., *Ostrea* sp., *Patinopecten kurosawaensis*, *Patinopecten* sp., *Chlamys swifti*, *Cardium fastasum*, *Lucinoma actilineata*, *Astarte alaskensis*, *Mercenaria yokoyamai*, *Macoma* sp., *Thyasira bisecta*, *Dentalium* sp., *Siphonodentalium* sp., *Buccinum* sp. の貝化石のほか腕足類の化石を産する。また、場所によっては化石床的な産状を呈する。層厚は 500m 未満である。名立層と下位地層との関係はこれまでの各累層の間にみられ累重関係とはややおもむきを異にする。すなわち、野外観察では北陸線に沿って観察されるように、川詰層とは一見、その上に漸移的に重なっているほか、早川や海川の下流地域では、川詰層の発達がなく、能生谷層を直接おおっている。一方、能生川下流左岸では名立層の基底は川詰層を次第に切つてのってくる。つまり、下位層とは一部の野外観察では整合的關係にあるようにみうけられるけれども、名立層と下位層の間には不整合の存在が考慮される。したがって、このような関係はこの地方の構造発達史を考察する場合、とくに重視しなければならぬ現象であろう。

谷浜層 Tanihama formation

谷浜層は藤本信治ほか (1951) により命名された累層で、この地域の新第三系の最上部を占める地層である。北陸線に沿う谷浜付近を模式地とする。本層は岩相の上から、1) 安山岩質溶岩、同質凝灰角礫岩層、2) 安山岩質火山円礫岩、シルト岩層、3) 石英安山岩質火山円礫岩層の3つに区分されるが、これらの部層が同時異相の関係にあるか否かはにわかには決め難いが、一応ほぼ同一層準にあるものとして取扱うことにする。

1) 安山岩質溶岩、同質凝灰角礫岩層は、能生川下流から早川下流にわたる地域および海川上流に分

Ⅰ.4 フォッサマグナ最北部の新第三系（その1）—いわゆる難波山層に関する研究— （西田・津田・市村）

布し、標高 700m から 1,000m 以上におよぶ山地を構成する。大部分は灰白色～黒色を呈する新鮮な複輝石安山岩の溶岩からなるが同質の凝灰角礫岩の場合がある。海川上流ではやや岩質を異にし玄武岩質安山岩が最下部を占める。溶岩は一般に自破碎状を呈する。本層には場所によっては灰色シルト岩、礫岩を介在することがある。厚さは、300m 前後である。

2) 安山岩質火山円礫岩、シルト岩層は本地域の海岸沿いに露出するが、火山円礫岩、もしくは、普通の礫岩と灰色シルト岩からなる。火山円礫岩として取扱うるものは名立川河口付近にのみみられ、他は碎屑性の礫岩からなる。礫はよく円磨された中礫程度のもので、礫種は安山岩が圧倒的に多い。ときに巨礫を混え、中粒砂によって膠結されるが、礫岩のなかに介在する中粒～細粒砂岩とともに固結度はそれほど進んでいない。このほか、しばしば、灰色砂質シルト岩を挟む場合がある。名立付近に露出するものは火山円礫岩で、礫は円磨された大礫～巨礫大のものからなる。礫種はほとんど複輝石安山岩である。しばしば、厚さ 2 m 内外の凝灰質中粒砂岩を介在する。ここでは、上部に進むにしたがい灰色シルト岩に移化する。層厚は 100～200m である。

3) 石英安山岩質火山円礫岩層は、早川下流右岸に露出し、前述の安山岩質円礫岩、シルト岩層と異なる点は、石英安山岩の礫が圧倒的に多く、石英安山岩質凝灰角礫岩を介在するという点である。すなわち、礫種は石英安山岩を最多とし、ほかに、複輝石安山岩、石英閃緑玢岩やわずかながら粘板岩など古期岩類の礫をも含む。よく円磨された巨礫～中礫程度のもので多く、比較的やわらかい粗粒～中粒砂で膠結されるが、火山円礫岩と呼ぶものは下部に多い。本層は、位置的には前に述べた安山岩質円礫岩、シルト岩層よりやや上位を占めることになる。層厚は 200～400m。谷浜層のなかに介在される泥質の部分からは化石として *Acila* sp., *Nuculana onoyamai*, *Nuculana* sp., *G'ycymris yessoensis*, *Anadara amicula*, *Anadara* sp., *Patinopecten* sp., *Venericardia ferruginea*, *Umbonium akitanum*, *Avmaea* sp., *Bittium* sp., *Turritella saishuensis*, *Natica janthostomoides*, *Nassarius* sp., *Antiplanis contraria*, *Clavatulula* sp. など産する。

谷浜層に含まれる 3 つの部層は、それより下位の地層にくらべ、傾斜は緩く、とくに、海川上流における場合はその基底はほぼ等高線に沿って海岸側に傾斜し、下は西飛山層から上は能生谷層を、また能生川下流左岸では下は能生谷層から上は名立層を直接おおっているように、それぞれ層準を異にする累層の上に、下位層の傾斜より緩い角度でのってくる事実が観察される。したがって、谷浜層とそれ以下の地層との関係は傾斜不整合にあるものとみなして誤りなからう。しかしながら、海岸に沿う梶屋敷や名立付近では累重関係は平行的で、野外では整合的に観察される。

3.2 地質構造

この地域に分布する新第三系の構造は西側と東側に対称的に NS ないし NNE の方向を有する 2 つの背斜構造が併走し、これらの間には大きな向斜構造を形成する。大観すれば名立川上流を除くと比較的単純な構造といえる。したがって、新第三系の各地層は NNE に近い走向を有し、西または東へ緩く傾斜する。褶曲の波長は 6～7 km というように概して長い点は新潟油田の中央油帯などに比較するとこの地域の構造上の一つの特徴といえる。西側に走る背斜軸は、南は長野県側に追跡できるが、北は焼山火山から、石英閃緑玢岩から構成される権現岳、島道などを通り、能生川を横切って、藤崎付近に至り、日本海に没する傾斜 20～30° を示す雄大な背斜構造で、これが焼山背斜である。東側に走る郷津背斜は名立川の柴谷付近から NNE の方向をとって北上し、日本海に臨む郷津で、その先は海中に没す

る。焼山背斜の構造は北へ向って沈降する一種の沈降背斜とみなすことができよう。焼山背斜の西翼は、緩い傾斜をもってさらに波状構造をつくりながら、姫川右岸に沿って走る断層群により古期岩類と接する。これに対して東翼では、能生川上流でもみられるように傾斜を増大する。焼山背斜と郷津背斜との間には大きな向斜構造があり、向斜軸は概ね名立川の西側に沿って北走し、下流付近からやや東寄りの方向をとり、北陸線に沿う有間川の東で海中に没する。この構造を名立向斜と呼ぶ。この向斜構造の南への延長はいったん断層によって断たれるが、長野県側の裾花川向斜構造に連続するものである。名立向斜では北半部は 20° 前後の緩い傾斜の構造であるが、南半部では、その東翼の傾斜が著しく急になり、いくつかの断層群によって、複雑な逆転構造を形成する。この結果、郷津背斜の主体はスラストにより西に衝し上げている。したがって、焼山背斜と郷津背斜との間隔は名立川上流においては著しく圧縮される。つまり、この構造は応力が西側から強く加えられた形態をとっている。

3.3 地層別にみられる粘土鉱物組成

いまここに、別項に説明した各地層に含まれる粘土鉱物組成について若干の考察を試みることにする。各地層から採集したシルト岩、粘土岩について粘土鉱物のX線回折を行ったがその結果は第3図の如くである(試料75個)。なお、この図は各鉱物の地層別の相対量を示してある。この実験結果からもうかがわれるように、各地層の間には粘土鉱物組成に顕著な相違が認められる点を指摘することができる。つまり、各地層ごとの粘土鉱物の間には、層位的に量的消長が明瞭に抽出される。例えば、illite は少なくとも火打山層から川詰層までは認められるが、上位になるにしたがって含有量は減少する傾向を示し、能生谷層になると急に減ずる。また、montmorillonite は火打山層、および西飛山層下部にはこれを欠き、西飛山層上部に初めてみられ、上位の地層になるにつれ次第にその量が増加する。とくに、能生谷層になると急に増大するという点が指摘される。すなわち、montmorillonite は能生谷層下部より下位の地層と能生谷層上部との間にはかなり量的不連続があるようにうかがわれる。この傾向は肉眼的岩相変化系列においても肯定される。緑泥石は全般的により上位の地層になるにしたがい、漸次減少するようにみえるが、あまり大きな変化は認められない。川詰層、名立層、谷浜層などこれらの地層の

地層区分	川 詰 層	能 生 谷 層		西 飛 山 層		火 打 山 層		
		上 部	下 部	上 部	下 部	上 部	中 部	下 部
石 英	■	■	■	■	■	■	■	■
斜 長 石	■	■	■	■	■	■	■	■
加 長 石	■	■	■	■	■	■	■	■
方 解 石	■	■	■	■	■	■	■	■
ドロマイト	■	■	■	■	■	■	■	■
モンモリロナイト	■	■	■	■	■	■	■	■
イライト	■	■	■	■	■	■	■	■
緑 泥 岩	■	■	■	■	■	■	■	■

第 3 図 地層別にみられる粘土鉱物と他鉱物との組成

II.4 フォッサマグナ最北部の新第三系(その1) —いわゆる難波山層に関する研究— (西田・津田・市村)

間にもX線回折による測定パターンにみられる示性曲線ピークには montmorillonite 化の強弱の程度がかなり明瞭にあらわれており、とくに注目すべきは、名立層、および谷浜層になるとこの傾向は弱いということである。このように、この地域の地層別にみられる illite や montmorillonite の量的変化は、結局、地層の続成過程、つまり、続成変質 diagenetic alteration を意味するものと考察する。

4. 地層の発達過程とその背景

この地域の積成盆地の造成は、フォッサマグナ以西における古期岩類からなる地塊の上昇運動にともない、それとは相対的に沈降運動をつづけ、発展していったものとして把握される。まず、積成作用はグリーンタフを想起させる火山活動によって始められるが、これは地向斜における初期火成活動に相似するものとみなされる。これにつづいて、火打山層堆積の前期は比較的静穏な沈降運動が徐々に行われていったものと推察される。すなわち、火打山層中部に観察されるように、明瞭な葉理が発達するという岩相から推しても、このような考察は許容されてよいであろう。その後、火打山層堆積期の後半になるにつれて、後背地の隆起運動はようやく活発となり、堆積の場は clinothem 化し傾斜の増大にともない、フレッシュ型の堆積をうながすとともに砂泥有律互層を形成した。この結果として、各種の堆積構造が火打山層上部に観察される。西飛山層堆積期の前半では、沈降量を上まわる堆積量によって積成盆地は充填され、ついに両者は平衡の状態にあったが、あるいは、火打山層堆積期の終りに近づくにつれて緩慢な構造運動が行われたかはともかく、西飛山層の堆積期には一時陸地化の傾向をたどり、埋積の過程では、少なくとも一部は空中に暴露された状態を推定しうる陸地性堆積物を指示する事実がある。例えば、西飛山層下部に発見された mud cracks や spring pit などがそれであり、とくに spring pit については SHROCK (1948) が主張しているように、とうてい水中では生成されぬものと考えられる。西飛山層堆積期における造構造運動に関しては、長野県側においても小林国夫(1957)により指摘されている。これは青木層堆積前の別所フェーズと呼ばれる運動であるが、この地域でも軌を一にする運動の存在が考慮される。一方、西飛山層下部には既に述べたように細礫として片麻岩や微斜長石などを含むことは注目すべきで、これは供給地と予想される古期岩類からなる地塊の上昇運動にともない後背地では削剝作用が活発に行われていたことを暗示するものであろう。西飛山層堆積期の後半は再び上昇地塊とは対立的に沈降運動が急激に進行した段階であり、久比岐層群堆積中は頻繁に乱泥流を起すような clinothem 的堆積の場所を形成した時期と考えられる。すなわち、西飛山層上部は各層位ごとに典型的な砂泥有律互層で特徴づけられ、各種の堆積構造や slumping structure の発達が著しい。以上説明したように久比岐層群は火打層下部・中部を除くと、全般的に他に類例をみないほどのみごとなフレッシュ型の堆積物であり、これは新潟積成盆地の形成史を考察する場合、とくに重視しなければならぬ積成岩体といえる。いわゆる層間異常と一般にいわれるこの種の地層にみられる構造は、層群の発達過程における初期と末期の段階にあたるものであるが、火打山層上部から西飛山層上部にわたるこのような事実は、地史的意義が甚だ大きいことを暗示するものであろう。能生谷層の堆積期になると沈降運動は急激に増大して深化していった時期と考えられ、いわゆる黒色頁岩によって代表される莫大な堆積量をもたらした。しかし、能生谷層堆積期、つまり、寺泊期の終り頃では造構造の運動が既に始まっており褶曲運動が進行していたものと推察される。この場合、とくに指摘しなければならぬ事象は、こ

のような運動にともない石英閃緑玢岩によって表現される半深成岩活動がみられるということである。この種の火成活動は、羽越地向斜と呼ばれる東北日本の油田地帯には活動規模などの差異はあれ、よく知られている事実であり、むしろ、この地域にみられる半深成岩活動は定型的な部類に属するものであろう。

一般に説かれているように、造山の過程に入ると、それに対応した酸性深成岩類の活動がみられるが、おそらく、それに相当するものと筆者らは考察している。このような構造の動きと火成活動につづいて川詰層の異常な堆積が行われた。綱子礫岩は submarine delta 的な岩相を呈することもその背景には上述のような運動を考慮しなければならない。そして、名立層堆積期—西山期—は造構造運動の成長段階にあっており、このような考察は、名立層とそれ以下の地層との累重関係において説明できる。谷浜層は造構造運動がようやく固定化した後の堆積物であり、その結果、基底に著しい傾斜不整合が確認される。以上述べたように、この地域では堆積と同時に造構造作用が進行していった一つの例を示すものと考えられ、堆積と造構造運動を統一的に扱った構造発達史の成立が許容される。しかし、このような運動が長い期間に緩急をもって作用するという考えは妥当であるが、名立層の基底にみられる傾斜不整合といった事実は STILLE の造山時階説を積極的に否定できないということにも回想する必要がある。

5. む す び

西頸城地域は位置からいうと、フォッサマグナの最北部にあたり、そこには異常に厚いフリッシュ型の積成岩体が発達する。この岩体の下部を構成する久比岐層群は、従来、難波山層と呼ばれた地層の大部分を包括する。いわゆる難波山層に関する時代的考察は、これまでに、多くの人々によりかなり異なった見解が述べられていたが、筆者らは新潟油田標準層序のうち、上は七谷層から下は岩船層にわたるものであるという意見を披瀝した。次に本文で行った記載から主な事項を列挙する。

- 1) 火打山層は、下部にグリンタフ様の火砕岩があり、これによって示される火成活動に始まる積成盆地が先ず造成されたが、上部には有律互層がみられる。
- 2) 西飛山層は、下は津川層から上は七谷層にあたる累層であり、下部には陸地性の堆積物を示す現象が認められるとともに上部には顕著な層間異常が普遍的に発達する。
- 3) 火打山層上部から西飛山層上部にわたる地層には乱泥流による堆積構造がいくつかの層準に観察され、典型的なフリッシュ型の堆積物であることを指示する。
- 4) 半深成岩体としての石英閃緑玢岩は、下は火打山層から、上は能生谷層までを貫入するが、この酸性火成活動は造構造運動の発展過程において意義がある。
- 5) 新潟油田標準層序の西山階にあたる川詰層には特異な礫相が発達し、構造発達史の上で注目を要する。
- 6) 各地層の泥相にみられる肉眼的特徴は、粘土鉱物組成においても抽出され、統成変質の進行程度がうかがわれる。

II.4 フォッサマグナ最北部の新第三系（その1）—いわゆる難波山層に関する研究—
（西田・津田・市村）

参 考 文 献

- 四十物秀藏 (1958) : 日本における石油第三系の研究 (I). 石油学会誌, vol. 2, p. 15-20.
——— (1959) : 日本における石油第三系の研究 (II). 石油学会誌, vol. 2, p. 360-364.
藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・沢井 清・隅田 実 (1951) : 新潟県西頸城郡下の新生代層について. 地学, no. 3, p. 23-30.
石井 清彦 (1937) : 白馬嶽図幅説明書. 地質調査所.
兼子 勝 (1944) : 新潟県郷津油田及地質図, 同説明書. 地質調査所.
金原 均二 (1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32, 62-93.
——— ・石和田靖章 (1950) : 新潟県西頸城郡能生谷村石油徴候地. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 83-86.
小林 国夫 (1957) : フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部 (謄写印刷).
小出 博 (1949) : 新潟県柵口地入り調査報告. 地質調査所報告, no. 127, p. 1-24.
小池 清 (1955) : いわゆる層間異常の地史的意義について. 地質学雑誌, vol. 61, p. 566-581.
西田 彰一 (1958) : いわゆるグリーン・タフ地域にまつわる諸問題. 新生代の研究, no. 27, p. 8-21.
——— ・他 (1964) : 新潟県西頸城地方地質調査報告. 新潟県.
大村 一藏 (1930) : 越後油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 775-792.
SAITO, Y. (1961) : Geology of the Northern Part of Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 11, p. 179-220.
——— (1962) : Geology of the Northern Part of the Fossa magna (Part 3). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 12, p. 134-160.
高橋 正五 (1953) : 高田平原西方山地の地質構造 (第1報). *Sci. Rep. Yokohama National Univ.*, Sec. 2, no. 2, p. 15-30.
歌代 勤 (1958) : *Palliolium peckhami* の変異について——日本産 *P. peckhami* の研究 そのII——. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 320-330.
——— ・稲葉 明・林 等・山岸いくま (1958) : フォッサマグナ帯における内村地域の堆積作用と造構造運動. 新生代の研究, no. 26, p. 579-586.
姫川団体研究グループ (1958) : 糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質学雑誌, vol. 64, p. 431-444.

**On the Neogene Deposits in the Northern Part of
the Fossa Magna Region (Part I) Studies of
the so-called "Nambayama Formation"**

Shōichi NISHIDA, Karyū TSUDA and Ryūzō ICHIMURA

The mapped area is situated in the Nishikubiki district, Niigata Prefecture and occupies the northern part of the Fossa Magna region. This area consists of a thick accumulation of Neogene deposits

associated with some of intrusive and volcanic rocks. FUJIMOTO and others(1951) have already reported on the geology of this area and established the outline of the stratigraphy. The Nambayama Formation which occupies the lower part of the Neogene deposits of this area was named by ŌMURA (1931) for thick deposits of alternating very hard sandstones and shales, and has been famous in the geologists in this country. But the details of this formation has not been reported yet. The writers have been engaged in the research of this formation since 1951. In the present article they described the stratigraphy of the Neogene deposits and subdivided the Nambayama Formation into the Hiuchiyama and Nishihiyama Formations. The newly named formations consist of typical flysch type deposits. The outline of the stratigraphy of the Neogene deposits is shown in the following table.

Geological Age	Formation Name	Thickness in m	Lithology	
Pliocene	Tanihama F.	200 } 400	siltstones dacitic lavas and their pyroclastics andesitic lavas and their pyroclastics	
	Nadachi F.	500	grey shales andesitic lavas and their pyroclastics	
	Kawazume F.	150 } 300	tuffaceous sandstones alternation of sandstone and shale conglomerates	
Miocene	Nōdani F.	1350	dark grey-black shales alternation of sandstone and shale	
	Kubiki G.	Nishihiyama F.	1480	alternation of sandstone and shale sandstones
		Hiuchiyama F.	1430	hard black shales alternation of sandstone and shale volcanic conglomerates, tuff breccia

II.5 フォッサマグナ最北部の新第三系(その2)

—柏崎～銚子線の意義—

西 田 彰 一*

要 旨

1970年山下は、柏崎～銚子線を設定し、これと糸魚川～静岡線とはさまれる東北日本と西南日本との境界の地質区を、信越一房豆帯と命名した。この地質区の北西部に位置する北部フォッサマグナ地域には、特異な中下部中新統のいわゆる難波山層が分布する。本層を筆者は、下部の火打山層と上部の西飛山層に区分した。

近年新潟堆積盆地中に掘られた深部試錐によって、火打山層と西飛山層の東方への拡がりや柏崎・銚子線の位置が、明らかになりつつある。その結果、いわゆる難波山層の分布は、西は糸魚川～静岡線によって、北東は柏崎～銚子線に限られることが、明らかになった。柏崎・銚子線は、清津川の西側沿いに走るもの、と考えられる。さらに北部の新潟堆積盆地内での位置は、超塩基性岩の分布から裏付けられる。なお、本線を境に、その両側で構造運動特に褶曲運動だけでなく、古地理的にもその性質を異にする。

1. ま え が き

1970年山下は、利根川構造線(望月, 1950)をさらに北西に延長し、柏崎付近を通るものと考え、これを新しく柏崎～銚子線と命名することを提唱した。そして、この構造線想定に関連して糸魚川～静岡線と柏崎～銚子線との間の地質区を、信越一房豆帯と命名した。信越一房豆帯は七島弧が本州弧を横断するところであり、東北日本と西南日本との境界領域ともいえる大構造帯を、形成するものである。

筆者は、長年にわたり最北部フォッサマグナ地域の研究を行ってきたが、特にこの地域に広く分布するいわゆる難波山層の特異性に着目し、この積成岩体が構造地質学的にどのような意義を有するものであるか、という問題を常日頃思考しつづけてきた。

最近、幸いなことに新潟油田の深部試錐が進むにつれて、この問題を解明するのに有効な情報が次第に集積してきた。したがって、難波山ネプトンの立体的分布はかなり明白なものになってきたといえる。本文ではいわゆる難波山層に関する最近の知識を総括するとともに、柏崎～銚子線の設定について考察をこころみるつもりである。

本稿を草するにあたり、終始貴重な御討論御助言を賜わった信州大学の山下昇教授、新潟大学茅原一也教授、津田禾粒教授、植村武博士、吉村尚久博士、岩松暉博士に深く感謝申し上げる。また、坑井地質資料については、石油資源開発株式会社ならびに帝国石油株式会社の格別の御配慮を頂いたことを明記して謝意を表する。

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室(地質調査所併任)

2. いわゆる難波山層の分布とその意義—地表に観察されるいわゆる難波山層—

新潟油田南部の西頸城地方には、難波山層と呼ばれる新第三系が広く分布している。この累層は、大村 (1930) によって命名されたものであるが、新第三系の最下部を構成する黒色頁岩と砂岩との薄い有律互層からなり、フレッシュ型の層相を呈する。郷津油田を模式地とし、層序的にはおおむね新潟油田の標準層序の七谷層にあたるという意見が多い。しかし、これまでの難波山層の定義は、必ずしも時間、空間的意義については明確なものではなかった、ということ是否めない。というのは、従来、難波山層と呼ばれてきた累層は模式地では、わずかに郷津背斜の中核を占めて露出しているのにすぎないので下限は明らかでない。一方、他の地域ではこれよりさらに下位層準の地層が広く分布しており、難波山層の当初の命名規定からしてこれらの地層をもそのなかに一括されてとりあつかわれてきた。

筆者はかつて (西田, 1966) このような地層区分の曖昧さを是正する意味で、難波山層という地層名は層位的には色々と問題をかもすので、この名称を敬遠し、この地方注1) に分布する新第三系の下部を構成する累層群を、下から上へ火打山層と西飛山層の2つに区分することを提案した。したがって、火打山層は七谷層よりさらに下位層準 (津川層) の地層になる可能性も、考慮されなければならない。つまり、これまでに慣用されてきた難波山層は大体、西飛山層にあたることになるが、ある場合は火打山層をも含めて難波山層と呼ばれてきたものであるという点を、ここで指摘しなければならない。

2.1 火打山層について

この地層は、西頸城地方における新第三系の最下部を占める累層である。背斜の中核部に露出するので下限はわからないが、最下位に凝灰角礫岩ないし火山円礫岩を介在するが全体として、葉理の発達が良好な粘板岩様の硬質黒色頁岩注2) が主体で、灰色中粒砂岩の薄層を挟有する。岩質が極めて堅硬で一



第1図 信越—房豆帯北部の地質構造

注1) この範囲はおおむねフォッサマグナ最北部にあたっている。
 注2) この色調は carbonaceous black と呼んだ方が適切である。

Ⅱ.5 フォッサマグナ最北部の新第三系（その2）—柏崎～銚子線の意義—（西田）

見、先第三系の感じをいだけせる。特に硬質黒色頁岩は硯石（奴奈川硯）として採石されている場所がある。また、ところによっては炭質頁岩になる場合がある。

もう一つの火打山層の特徴としてあげられるのは、ある層準には典型的な砂泥有律互層、すなわち級化成層が発達することである。

このような層相のところには、見事な堆積構造が観察され、sole marks としては flute cast, groove cast, load cast, bounce cast, brush cast がある。

2.2 西飛山層について

西飛山層は、下部は淡灰色中粒～粗粒砂岩を主とし、黒色頁岩を介在する。また、この砂岩は場所によっては中礫～細礫岩質となり、よく円磨された花崗岩、片麻岩、結晶片岩、微斜長石、粘板岩、硬砂岩、珪岩、ホルンフェルスなどのような古期岩類に由来する礫種を含んでいる。

上部は見事な砂泥互層を形成する。砂岩は、板状の淡灰色細粒～中粒砂岩で、厚さ10 cm 内外の場合が多い。頁岩は暗灰色を呈し、火打山層にみられるような硬質頁岩とはおもむきを異にし、やわらかく、いわゆる黒色頁岩 black shale の様相を呈する。西飛山層は、全体として各層準に堆積構造がみとめられ、かつ slumping structure の発達が顕著であるという点が特徴である。従来、難波山層と呼ばれたものの大部分は、この地層である。西飛山層の上は、暗灰色泥岩と砂岩との互層からなる寺泊層相当層に漸移する。

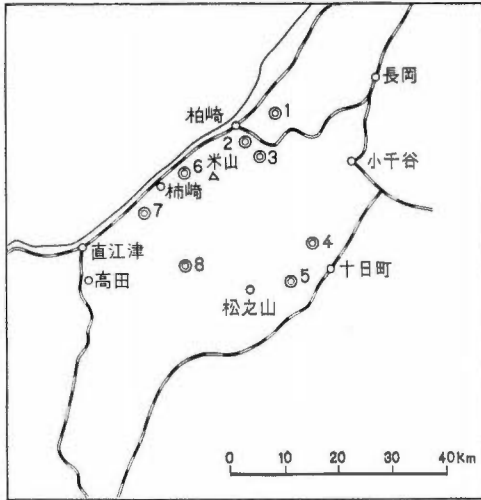
以上に述べたところは、いわゆる難波山層の概観であるが、これらの地層は一般に産出化石はまれで、わずかに産出する有孔虫化石からしても、有孔虫化石帯を適確に把握することは難しい、といわざるをえない。しかし、一応微化石層序からいうと、おおむね七谷階を示すものと考えて大きな誤りはないであろう。そして、火打山層、西飛山層（いわゆる難波山層）は、層相の特徴と産出化石の貧弱さという点も考慮にいれて考察するならば、典型的なフリッシュ型の積成岩体であり、地向斜溝状盆の clinothem の堆積物とみなすことができる注3)。

2.3 地下深部における最近の情報

西飛山層、火打山層（いわゆる難波山層）の分布範囲が、東側ではどの辺にまで及ぶかという点については、平野部は勿論、山地においても地質構造的に分布しないので、従来これを明らかにすることはできなかった。しかし、最近になって天然ガスを目的とする深部探鉱の結果による情報はかなり多く知られるようになってきた。そこで、いましばらく、これらの深部試錐によってえられたデータについて述べることにする。基礎試錐“頸城”の坑井は1970年石油開発公団によって行われたが（位置は第2図）、掘進深度は3,781mである。この試錐は背斜頂部の鮮新世の西山層から掘り進み、火打山層に到達している。地質層序と微化石層序は別表の如くである（第1、第2表）。

この基礎試錐“頸城”で特に注目すべきことは、第3図に示してあるようなコア試験の結果である。泥岩の場合、比重は下位になるほど大きくなり、しかも西飛山層と火打山層との間には不連続がみられる。火打山層に入ると深さ3,500m付近では、2.69、2.71といったように急に大となり、これより深いところでは比重はもはや増大しない。また孔隙率もほとんどゼロになる。比重が2.7の値を有するのは、中新世の岩石としては異常に高い値である。

注3) いわゆる難波山層の層序、岩相などの詳細については本報告Ⅱ.4を参照のこと。



第 2 図 坑井の位置 1.吉井 SK-4 号井, 2.茨目-1 号, 3.南安田 SK-2D 号井, 4.基礎試錐“真人”, 5.中子 SK-4 号井, 6.東柿崎 SK-1 号井, 7.基礎試錐“頸城”, 8.安塚 N-1 号井

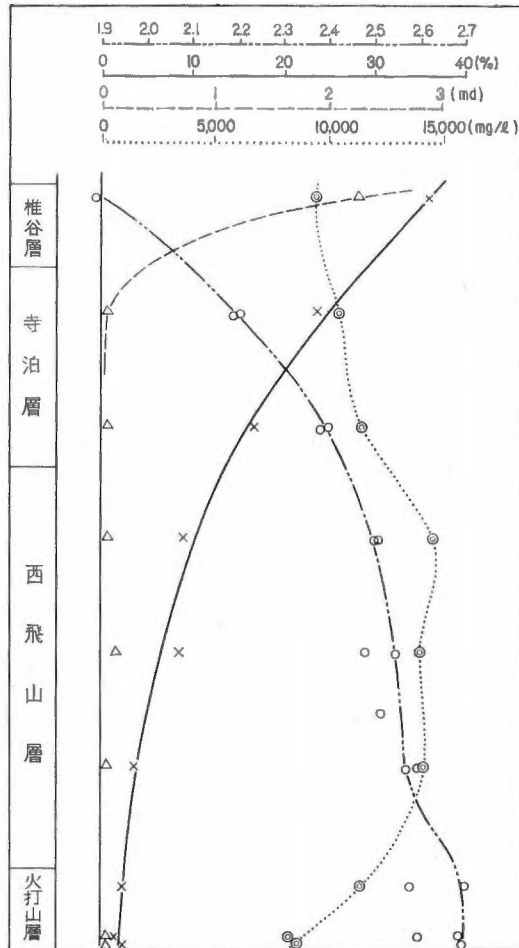
第 1 表 基礎試錐“頸城”の地質層序 (石油開発公団による)

地層区分	深度 (m)	層厚 (m)	主要岩相
第四紀層	0 ~ 26	26	礫, 砂, 粘土
西山層	26 ~ 404	380	帯緑灰色シルト岩
椎谷層	404 ~ 806	400	上部は粗粒凝灰質砂岩 中・下部は暗灰色泥岩 と凝灰質砂岩との互層
寺泊層	806 ~ 1683	880	暗灰色泥岩と灰白色 砂岩との互層
難波山層	1683 ~ 3455	1700	黒色頁岩と細粒砂岩と の互層
火打山層	3455 ~ 3781.7	330+	黒色硬質頁岩

II.5 フオッサマグナ最北部の新第三系（その2）—柏崎～銚子線の意義—（西田）

第2表 基礎試錐“頸城”の微化石層序

深度 (m)	群 帯 区 分
20～ 60	N. F.
80～ 240	<i>Uvigerina akitaensis</i> ~ <i>Epistominella pulchella</i>
260～ 800	<i>Uvigerina akitaensis</i> ~ <i>Cribr stomoides</i> cf. <i>subglobosum</i>
800～1160	<i>Cribr stomoides</i> cf. <i>subglobosum</i> ~ <i>Martinottiella communis</i>
1180～1480	<i>Dorothia</i> sp. ~ <i>Cribr stomoides renzi</i>
1500～3440	<i>Dorothia</i> sp. ~ <i>Cribr stomoides</i> sp.
3460以下	N. F.



第3図 基礎試錐“頸城”コアの物理化学試験結果（帝石技術研究所）

一方、火打山層の黒色硬質頁岩には、肉眼的にもみとめられるが、顕微鏡下で層理面に鋭角で斜交するスレートへき開が、明瞭に観察される。この事実は、既に岩松 (1970) によって報告されたところである。このように、中新世の地層からスレートへき開がみられた例は、極めて珍しいといえる。しかも、西飛山層以浅の頁岩にはスレートへき開はもはや存在しない。つまり、火打山層のスレートへき開は、せん断褶曲 shear fold によるものと推定される。すなわち、火打山層とそれ以浅の地層との間には、変形様式の相違が存在する。しかし、地表地質からもわかるように、火打山層と西飛山層とは全く整合である。なお、火打山層の露頭でも、黒色硬質頁岩のなかに、スレートへき開がその後に見えられたということ、付言しておかねばならない。

東柿崎 SK-1 の坑井は、1970年石油資源開発株式会社により、北陸本線に沿う柿崎の東方、米山山麓で掘さくされた (第 2 図)。掘止めは深度 2,300m であるが、深度 1,800m 付近より以深では、黒色硬質頁岩が優勢で、凝灰岩の挟有は極めて少ない。いわゆる難波山層に岩相が酷似する。産出有孔虫化石は貧弱ではあるが、微化石層序からすると *Dorothia* sp., *Haplophragmoides* sp. zonule で、再定義した火打山層に到達したものと推定されている。

安塚 N-1 号井は、1972年新潟県によって安塚町に試掘されたが、掘止め深度は 3,503m で寺泊層から掘りはじめ、地質層序は第 3 表の如くである。

上部寺泊層は、暗灰色泥岩で凝灰岩の薄層をまれに挟有する。下位になるにしたがい次第に暗色となるとともに、凝灰質細粒砂岩、砂質細粒凝灰岩、泥質凝灰岩を挟むようになり、泥岩勝ち互層相となる。また、567.5~594.0m の間に K. tuff, P. tuff (注4) に相当する凝灰岩を介在する。層厚約 600m である。

下部寺泊層は、暗灰色泥岩に薄い凝灰質細粒砂岩や細粒砂質凝灰岩を若干挟有する。

いわゆる難波山層は黒色硬質頁岩と灰色細粒~中粒凝灰質砂岩の互層からなり、かなり変質が進み非常に堅硬である。また、この層の上限に、淡緑色細粒凝灰岩を介在し、松之山凝灰岩に対比される。深度 2,820~3,501m の頁岩から有孔虫化石として、*Cribrostomoides* sp., *C. rengi*, *Dorothia* sp., *Plectina* sp., *Cyroidina* cf. *sordonii*, *Cassidulina norcrossi* などを産するが、この地層の下部が火打山層に含まれるものか否かを明らかにすることは難しい。

茨目-1 号井は、1970年柏崎市街地南東方の茨目に、帝国石油株式会社により行われたが、茨目は新潟油田の中央油帯構造系列の背斜軸の延長上にある。この試錐でえられた地質層序は第 4 表に示した通りである。すなわち、魚沼層から掘り進み七谷層を掘り抜いて基盤岩に達している。七谷層は緑色酸性凝灰岩、泥岩、砂岩からなっているが、凝灰岩が厚く発達する。茨目-1号井で注目しなければならぬ点

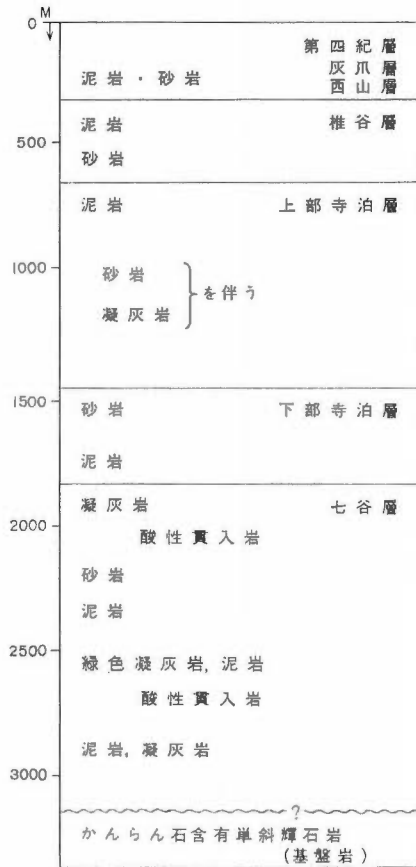
第 3 表 安塚 N-1 号井の層序

深 度	層 序 区 分
0~594.00 m	上部寺泊層
594.00~1,201.00 m	下部寺泊層
1,201.00~3,503.00 m	いわゆる難波山層

注4) 頸城ガス田において寺泊層中に介在する酸性凝灰岩をこのように呼んでいる。

II.5 フォッサマグナ最北部の新第三系（その2）—柏崎～銚子線の意義—（西田）

第4表 茨目-1号井の層序区分



は、七谷層に緑色凝灰岩および酸性貫入岩が優勢であるということと、かんらん石含有単斜輝石岩が基盤岩を構成するという2つの点である（石和田・猪木，1971）。

南安田 SK-2D 号井は1970～1971年石油資源開発株式会社によって掘さくされたが、位置は茨目-1号井に近い場所である。深度 2,880m で七谷層を掘り抜いて基盤岩に達している（掘止深度 2,950.5m）。この坑井からえられた地質情報は、ほとんど茨目-1号井と変るところがない。すなわち、椎谷層から掘り進み、上部寺泊層、下部寺泊層をへて深度 2,403m から七谷層に入っている。七谷層には緑色凝灰岩が下半部に厚く発達する。またこの坑井でも基盤として蛇紋岩が発見されたことは後に述べるように構造的に注目すべき事実である。なお、茨目-1号井、南安田 SK-2D 号井より以北は吉井ガス田であり、七谷層の厚い酸性緑色凝灰岩層が含ガス層を形成している。現在盛んに採ガス中であることは周知の通りである。

一方、中央油帯系列の東側には平行に走る小千谷—真人—中子系列の背斜構造があるが、この系列に最近（1969年）2カ所に坑井が掘さくされた。基礎試錐“真人”（石油開発公団掘止深度 4,500.25m）、中子 SK-1D 号井（石油資源開発株式会社、掘止深度 3,303m）がこれである。両坑井とも七谷層に到

達しているが、真人では七谷層は中央油帯などとは岩相を異にし、堅硬、緻密な中粒～粗粒砂岩が主である。一方、中子では七谷層は、有孔虫化石からみると *Martinottiella* 2-*Sigmoilina* 3 zonule で、かなり凝灰岩の介在が頻繁であるが砂岩も優勢である。このような事実から、猪間 (1971) はこれらの地点を含む地帯は、西山期初までは NW-SE 方向にのびる特殊な地質区をなすものとみなし、その方向をもつ古い構造帯の影響を受けたものと推論している。

以上に述べたところは、地表におけるいわゆる難波山層の特徴と、最近における深部の地質データとによるいわゆる難波山層 (西飛山層および火打山層) の分布範囲であるが、これが地質構造的にいかなる意義を有するかという問題については、われわれは、次のような見解をもっている。すなわち、西飛山層と火打山層とは特殊な地質区に生成された積成岩体であり、この分布範囲はフォッサマグナの最北部をそのままそっくり占めており、信越一房豆帯という構造帯の一つの重要な地質区を形成するものである。そして、この構造帯の北東縁は、柏崎—銚子線によって境され、北ではおおむね米山～柏崎付近を、南は清津川の西側沿いに通るものと考察される。このような設定は、フォッサマグナの成立という、本邦における重要な構造帯の形成という構造地質学的大問題の中核に当然及ぶことは多言を要しない。

3. 信越一房豆帯と柏崎—銚子線

フォッサマグナがいつ頃できたものか、そして地理的に位置はどこかという問題に対しては、必ずしも明解な答えは今日まで出されていない、といっても過言ではなからう。従来、この問題については多くの所説が提唱されてきた。

NAUMANN (1885) の Fossa Magna に始まり矢部 (1918) の糸魚川—静岡線、後に KOBAYASHI (1941)、望月 (1950)、大森 (1960)、石井 (1962)、磯見・河田 (1968) などによって、それぞれの見解が公表されてきた。最近では山下 (1970) が柏崎—銚子線を提唱した卓見に関しては、いささかふれた通りである。しかし、山下の柏崎—銚子線の設定にしても、事実による裏づけに乏しいといわざるをえないし、推定というよりもむしろ大胆な推論という域を出ていないように思われる。山下 昇は柏崎—銚子線を想定した論拠に 6 つの点を指摘しているが、それらのうち特に重要な点をあげてみると、次の如くである。

1) 地形の点で、北東側が低く、いわゆる新潟平野の地域であり、南西側は高く、頸城—難波山の山地である。

2) 新第三系では、北東側地域により上位のもの、例えば西山、灰爪、魚沼などの地層、すなわち鮮新統と洪積統が広く露出する。これに対して南西側地域には、より下位のもの、例えば寺泊、椎谷層が、したがって中新統が広く露出する。

3) 上記1)と2)とを合わせてみると、相対的にみて、南西側地域の方がより大きく隆起していて、北東側地域が沈降している。

4) 新第三系の構造をみると、北東側地域では中央油帯の背斜 (中央油帯構造系列) によって示されるように、褶曲構造が NE 方向をとり線状に長く延び、かつしばしば過褶曲を形成している。これに対して、南西側地域では松之山ドームに代表されるようなドーム構造やベイズン構造をつくっているのが特徴で、線状ではない。

山下が特に指摘した主要な点は上述の通りであるが、これらのうち4)を除くと、いずれをとりあげて

II.5 フォッサマグナ最北部の新第三系（その2）— 柏崎～銚子線の意義—（西田）

みてもそれを裏づけるのには、消極的な根拠といわざるをえない。

ところが、前にも詳しく述べたように、最近いわゆる難波山層に関する地表および地下深部のデータが、急激に集積されてきた。そしてこの積成岩体^{注5)}は、新潟油田においては特異な堆積物であるという点⁶⁾が、堆積学的にも構造地質学的にも注目されてきた。堆積学的には、これまで火打山層、西飛山層の堆積構造に関して、西田・津田・長谷川・永田・篠原（1966）、津田・永田（1969）の研究があるが、これらの研究を通じて、西頸城地方の古流系の解析を行っている。すなわち、火打山層、西飛山層は典型的なフリッシュ型の堆積物であって、その中に観察される堆積構造は、わが国では他に比類がないほど見事なものである。特に、最近津田は、郷津油田側の堆積構造から、物質はNE方向から供給されたものであるという興味深い見解を行っている。この考察が許容されるならば、当然、堆積物が運搬された後背地は、北東側に想定されなければならない。

次に、構造地質学的な面であるが、苅目-1号井および南安田 SK-2D 号井の基盤には、超塩基性岩類がみとめられたということである。この事実は、既に猪間（1971）、石和田・猪木（1971）らによって報告され、かつ、その産出意味にもふれているところである。これらの超塩基性岩類は多くの場合、構造線あるいは構造帯に沿って出現する現象はよく知られている。“まぼろしの変成帯”（HAYAMA, et al., 1969）といわれている上越変成帯には、多くの超塩基性岩類が結晶片岩類にもなわけて、分布しているということもこれまでにしばしば指摘されているところである。この変成帯の北への延長が、どの辺を通るかという問題に立ち入ると、全く模索の域を脱しきれない段階にあると言わざるをえない。

一方、鈴木・吉村（1966）らによると、西山・中央油帯の出雲崎付近では、西山階の浜思層の鈹物組成にかなり集中して藍閃石がみとめられている。これは後背地に藍閃変成岩が露出していることを暗示しており、層準の関係をもちあわせ考えると興味ある事実ということができる。

最近、米山団体研究グループ（1973）による米山を中心とする、新第三系についての研究成果が発表されたが、この論文のなかに注目すべき事象があげられている。それは、この付近の中新世の聖ヶ鼻層と呼ばれる地層中には、変はんれい岩、変輝緑岩、緑色片岩および蛇紋岩などの礫が含まれており、礫径15 cm 以上に及ぶものもかなり多いということである。そして、この礫の起源については、聖ヶ鼻層堆積時に大規模な隆起運動を推測し、米山山体の位置に基盤岩の露出を考えている^{注6)}。

つまり、上に述べたような事実は上越変成帯すなわち、1つの構造線がこの近くに潜在しているという可能性が考慮されるであろう。このように推論するならば、上越変成帯の北への延長は、おおむね米山付近を通る公算が大きいものとする。

また、構造物理学的面であるが、火打山層に観察されたスレートへき開の存在は、せん断褶曲によるものと思われるが、主として封圧など深さによる物理的条件によるものと推定される。つまりこの場合、埋没深度に起因するものとするのが一般的な考え方であろう。松沢（1961, 1962）は、わが国における油田新第三系の岩石の密度と、地質構造との関係に関する研究のなかで、新潟油田の場合、同じ層準の岩石でも地理的に密度にかなり相違のある点を指摘し、地質構造的な意味を有するものであることを述べている。すなわち、新潟油田において同一時代（同一層準）の堆積物として、寺泊層に属する

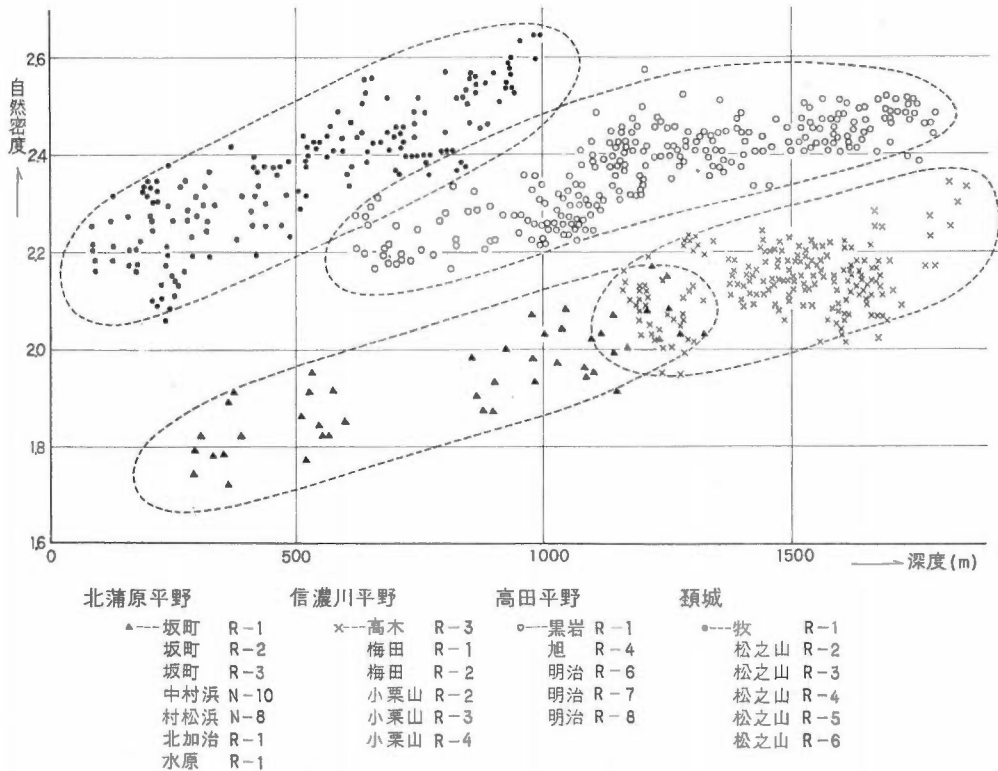
注5) 特に難波山ネプトン Nanbayama nepton と呼んでおく。

注6) 東柏崎 SK-1 号井では、いわゆる難波山層は他の坑井にくらべ非常に浅いところにみとめられる。

頁岩の自然密度を選び出し、現存する深度に対してプロットすると第4図のようになる。この図によれば、全ての頁岩密度は1.70~2.65の間に散在しているが、地域によって非常に異なった分布を示している注7)。そのうちで最も高密度を示す頸城地域と、最も低密度を示す北蒲原地域との間では、約 0.5 の密度差を示すことになり、同時代の堆積物がその後を受けた圧密量に大きな開きがあることを示している。このことは、要するに密度差は埋没深度の違いに起因するものであるとし、従って頸城地域の寺泊層は、現有深度は浅いが高密度を示すことから、大きな沈降量を受けた後、大きな隆起が行われた地域であると松沢は考察している。

しかし、一方、新潟市五十嵐で掘さくされた基礎試錐“下五十嵐”では、深度 5,000m でも密度は大きくなく、スレートへき開もみとめられないというように、単純に深さだけでは説明できないものと考ええる。したがって、筆者らは、密度は埋没深度のみによるものでなく、偏差応力も考慮されねばならぬということを強調したい。そして、このような応力の背景には、当然、造構運動への回想があつてしかるべきものとする。つまり、終局的にはフォッサマグナの形成という核心にふれねばならぬ構造地質学の問題である。

新潟堆積盆地にみられる新第三紀火山活動の様式には、柏崎付近を境にしてその北東側と南西側と



第4図 新潟油田の坑井試料による寺泊層の比重 (松沢明, 1961, 1962)

注7) この密度分布のなかには、西頸城地方の寺泊層、西飛山層、火打山層などのものは含まれていない。

Ⅱ.5 フォッサマグナ最北部の新第三系（その2）—柏崎～銚子線の意義—（西田）

では大きな相違がみとめられる。北東側つまり中央油帯などでは、七谷期には激しい酸性岩活動、寺泊期には特徴的な塩基性岩活動がみられることは、周知の通りである。また、椎谷期、西山期、灰爪期、魚沼期にも、それぞれの火山岩活動が存在する。

ところが、南西側つまり頸城地域では、寺泊期、椎谷期には酸性凝灰岩^{注8)}によって代表される火山活動がみとめられる程度で、それぞれの地層堆積期の火山岩は貫入、噴出ともに、糸魚川—静岡線を除くと極めて貧弱であるといえる。また、西山期以降の火山岩の産状も中心噴火タイプで、北東側のものとは噴出様式を異にするのが特徴であるといえる。米山もこの意味では南西型のものに属する。

このように、地域的に火山岩活動の様相が違うのは、北東側では構造的に引張りの場であり、南西側においては圧縮の場をもたらすようなそれぞれの造構区別に特有な環境があったことを暗示するものであろう。

一方、山下も述べているように柏崎—銚子線を境にして、新第三系の地質構造の上で相違のあることは既に説明したが、植村（1971）は新潟油田の西山・中央油帯～東山油帯と、北部フォッサマグナ地域との褶曲構造を比較し、前者では背斜をつくる運動が能動的で、向斜はその結果として背斜の間に生じたものであり、後者については全く逆の印象をあたえる点を指摘して、形成機構の相違を考えるべきであると提言している。そして、植村の考えのなかで特に傾聴すべき点は、頸城地域および北部フォッサマグナ地域の褶曲運動は、中央油帯などのそれよりは古くに運動を終えたという解釈である。事実、筆者のこれまでの研究結果では、西頸城地方で西山層までが褶曲の主動に関与しており、これらの地層を切って灰爪期ないし魚沼期の噴出にかかわる火山岩が、不整合にかつ、ほぼ水平におおっている事実は随処に観察される。すなわち、このような事象からしても褶曲運動は、活動し生長しつつある中央油帯などの褶曲にくらべると、古い時代に終わったとみなすことは可能であろう。

このように、柏崎—銚子線の北東側と南西側の地域では、褶曲運動においても対立的で異なるといえそうである。

さて、次に微古生物学的面で興味ある問題をあげることができる。というのは、新潟油田の西山・中央油帯などの有孔虫化石の分帯は、そのままそっくり少なくとも西頸城地方には適用されないのではないかという疑問を、筆者はかねてからもっていたところである。ところが最近、猪間（1971）は、柏崎—銚子線の西側では七谷期に海況の違いがあるのではないか、という見解を出しているのは注目しなければならない。すなわち、北東側では、暖海性浮遊性の *Globorotalia fohsigroup* と深海性石灰質底棲種の *Hopkinsina shimoi*, *H. morimachiensis*, *H. nanataniensis*, *Gyroidina orbicularis* などを多産するが、南西側では全般的に貧化石であるが、暖海性浮遊性種は全くみとめられず、底棲種の構成も寺泊期のものに似ているという特徴がある。特に *Hopkinsina* グループの石灰質種は、ほとんど現われない。

また、寺泊期にあたる能生谷層を例にとると、能生谷層下部の有孔虫化石は *Trochammina* を含み、長野県側の小川層の群集に類似しており、新潟標準地域（中央油帯など）との対比は困難である。小川層は、寺泊層、椎谷層に対比される累層と考えられているが、有孔虫化石として *Trochammina* が多い点が特徴である。おそらく本種は浅海性のもので、層厚が南にむかって著しく薄化するの、小川期の海は日本海側からくさび状に入り込んだ入江で、南からかなりの真水の侵入があったものと正谷・市村

注8) K-tuff と呼ばれる酸性凝灰岩などである。

(1970) は推定している。したがって、このような推論が許容されるならば、長野県側の障壁としての中央隆起帯が考慮されるであろう。つまり、頸城地域の有孔虫化石群集の生態は、柏崎一銚子線という構造帯と中央隆起帯とにかなり影響を受けたものと推測される。ちなみに、中央隆起帯は北上して柏崎一銚子線に交差しており、その地点は清津川の上流付近である。

さて、柏崎一銚子線が柏崎付近から南東へ延びてどのような地点を通して銚子に至るか、という問題に一步立入ると必ずしも明白ではない。というのは、上越国境付近を除くと新潟県側では、新第三系が被覆層として基盤を厚くおおっている。一方、群馬県および北関東側でも、地表地質の条件はほぼ同じであるといえる。したがって、このような露出状態では、我々が地表で直接地質を観察しうる条件のところは県境付近、特に清津川流域に限られてくる。すなわち、柏崎一銚子線が走るところを位置的に解明する鍵をもつ絶好の場所は、清津川流域といえる。この地域の地質については本文中で述べることは省略するが、上越線の湯沢付近から小出にかけて分布する新第三系は、微化石層序からしても中央油帯～東山油帯のそれに属することは明らかである。とすると、この付近の新第三系の分布から推して筆者は、柏崎一銚子線が通る位置は、清津川左岸ではないかと推測するものである。

以上、詳論をこころみたように、構造地質学的にも堆積学的にも、また微古生物学的にも柏崎一銚子線の存在についての多くの事実は、今日集積されており、その全貌はかなり明らかになったと考えている。また、この構造線に沿ういわゆる“まぼろしの変成帯”もようやくその輪郭が次第にわかってきたという感じが強いといえそうである。

参 考 文 献

- 四十物秀蔵 (1958) : 日本における石油第三系の研究 (I). 石油学会誌, vol. 2, p. 15-20.
——— (1959) : 日本における石油第三系の研究 (II). 石油学会誌, vol. 2, p. 360-364.
赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢 (1967) : 谷川連峯周辺の地質 (概報). 地球科学, vol. 21, no. 2, p. 1-6.
茅原一也・杉山隆二 (1954) : グリーンタフ地域における中酸性深成岩ないし半深成岩 (特に中新世後期の火成活動). 地質学雑誌, vol. 60, p. 315.
藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・沢井 清・隅田 実 (1951) : 新潟県西頸城郡下の新生代層について. 地学, no. 3, p. 23-30.
布施 弘 (1962) : 苗場火山とその近傍地域の地質と岩石. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
HAYAMA, Y., KIZAKI, Y., AOKI, K., KOBAYASHI, S., TOYA, K. and YAMASHITA, N. (1969): Jōetsu metamorphic belt. *Memoir. Geol. Soc. Jap.*, no. 4.
堀川秀夫 (1965) : 湯沢町西方地域に産出する魚化石について. 新潟県地学教育研究会誌, no. 3, p. 48-55.
猪間明俊 (1971) : 柏崎市付近における蛇紋岩の発見とその意義. 地質学雑誌, vol. 77, p. 757-763.
石井清彦 (1937) : 7万5千分の1白馬岳図幅説明書. 地質調査所.
石井基裕 (1962) : 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 615-640.

II.5 フォッサマグナ最北部の新第三系(その2) — 柏崎〜銚子線の意義 — (西田)

- 石和田靖章・猪木幸男(1971):新潟県柏崎市南東方地域の試掘井岩芯より発見された超苦鉄質岩の地質学的意義. 地質学雑誌, vol. 77, p. 793-795.
- 磯見 博・河田清雄(1968):フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 地質学会総合討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 4-12.
- 岩松 暉(1970):基礎試錐「頸城」のコアに認められたスレートへき開. 地球科学, vol. 24, p. 181-182.
- 金原均二(1950):新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32, 62-93.
- KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 5, p. 219-578.
- 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.
- 望月勝海(1950):西南日本・東北日本について(演旨). 地理学評論, vol. 22, p. 376-377.
- 松沢 明(1961, 1962):堆積岩の密度と地質構造. 物理探鉱, vol. 14, p. 195-203, vol. 15, p. 1-13.
- NAUMANN, E. (1885): Über den Bau und Entstehung der japanischen Inseln.
- 新潟県(1962):20万分の1新潟県地質図説明書. 新潟県.
- 西田彰一(1958):いわゆるグリーン・タフ地域にまつわる諸問題. 新生代の研究, no. 27, p. 8-21.
- ・他(1964):新潟県西頸城地方地質調査報告. 新潟県.
- ・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)—. 新潟大学理学部地鉱研究報告, no. 1, p. 1-14.
- ・———・長谷川美行・永田 聡・篠原興弥(1966):いわゆる難波山層の堆積構造—いわゆる難波山層に関する研究(その2)—. 新潟大学理学部地鉱研究報告, no. 1, p. 15-20.
- NISHIDA, S. and TSUDA, K. (1967): On the spring pit discovered in the Nanbayama Beds. —Studies of the so-called “Nanbayama formation” Part 3. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E.*, no. 1, p. 1-7.
- 西田彰一・岩松 暉(1971):信越一房豆帯への新事実. グリーンタフ, no. 3, p. 13-16.
- 大森昌衛(1960):フォッサ・マグナの地質学的意義. 地球科学, no. 50-51, p. 75-82.
- 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.
- SAITO, Y. (1961): Geology of the Northern part of the Fossa magna (pt. 1). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 11, p. 179-200.
- (1969): Geology of the Northern part of the Fossa magna (pt. 3). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 12, p. 134-160.
- 相馬恒雄・吉田 勝(1958):谷川岳付近の深成岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 51, p. 39-52.
- 鈴木 実・吉村尚久(1966):新潟県西山および中央油帯第三紀層の鉱物組成. 地質ニュース, no. 143, p. 13-15.
- 高橋正五(1953):高田平原西山地の地質構造(第1報). *Sci. Rep. Yokohama National Univ., Sec. 2*, no. 2, p. 15-30.

- 土屋彰義 (1969) : 苗場火山の地質学的・岩石学的研究. 新潟大学理学部地質学科卒業論文 (手記).
- 津田禾粒・永田 聡 (1969) : 新潟県下の新生界中に発達するフリッシュ型互層に関する諸問題. 総合討論資料グリーンタフに関する諸問題, p. 275-282
- 植村 武 (1971) : グリーンタフ地域の地質構造, とくに褶曲について. グリーンタフ, no. 3, p. 17-18.
- 矢部長克 (1918) : 糸魚川静岡地溝線. 現代之科学, vol. 6, p. 147-150.
- 山下 昇 (1970) : 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, p. 179-191, 東海大出版.
- 米山団体研究グループ (1973) : 新潟県米山地域における新第三系. 地球科学, vol. 27, p. 1-18.

**A Study on the Neogene Tertiary in the
Northern Fossa Magna Region (Part 2)**
——Meaning of the Kashiwazaki-Choshi Tectonic Line——

Shōichi NISHIDA

The trace of the Kashiwazaki-Chōshi tectonic line defined by YAMASHITA in 1970 was clarified in the Niigata Tertiary basin by the recent deep drillings. It is ascertained at the same time that Miocene "Nambayama Formation" characterized by the thick flysch-type alternations is distributed in the Shinetsu-Bōzu zone put between the Itoigawa-Shizuoka and Kashiwazaki-Chōshi tectonic lines.

Not only paleogeography but tectonic movements are different on both sides of the Kashiwazaki-Chōshi tectonic line in the Niigata Tertiary basin.

II.6 新潟地区の火山層序について

茅原 一也*

要 旨

火山活動は時空的に各階について火山岩区を形成し、地質構造区と対応している。地域的には火山活動が各階にわたって連続し、複合火山岩区を形成している。

西男鹿統に対比される地層は北部県境地域で、新潟積成盆地とは別箇の火山岩区を形成し、複輝石安山岩→流紋岩、変朽安山岩→粗面岩質岩という2つの輪廻の火山活動を示す。

城内層は新潟盆地東縁部で古い火山岩区をなし、安山岩→玄武岩→安山岩というサイクルを示す。

台島相当層は北部県境地域、三川盆地東部（三川層）などで小規模な分布をなし、安山岩を主とする火山岩区を形成している。

新発田一小出線以東の山地に広く分布するいわゆる津川層は、酸性火山岩から主になり、submarine pyroclastic plateau を形成している。

津川層の下部および上部には劣勢ではあるが安山岩および玄武岩の活動がある。

新発田一小出線以西の中～下越地方では、平原下において七谷泥岩層の下位に酸性火砕岩層が広域に発達し、一つの火山岩区を形成している。このグリンタフ相は津川層のグリンタフ相と異質である。蒲原平原下ではこの上下に玄武岩が多量に存在し、弥彦・新津山地を含めて一つの玄武岩区を形成している。

寺泊層は一部に玄武岩を伴うが、広域的には酸性火山岩区を形成している。

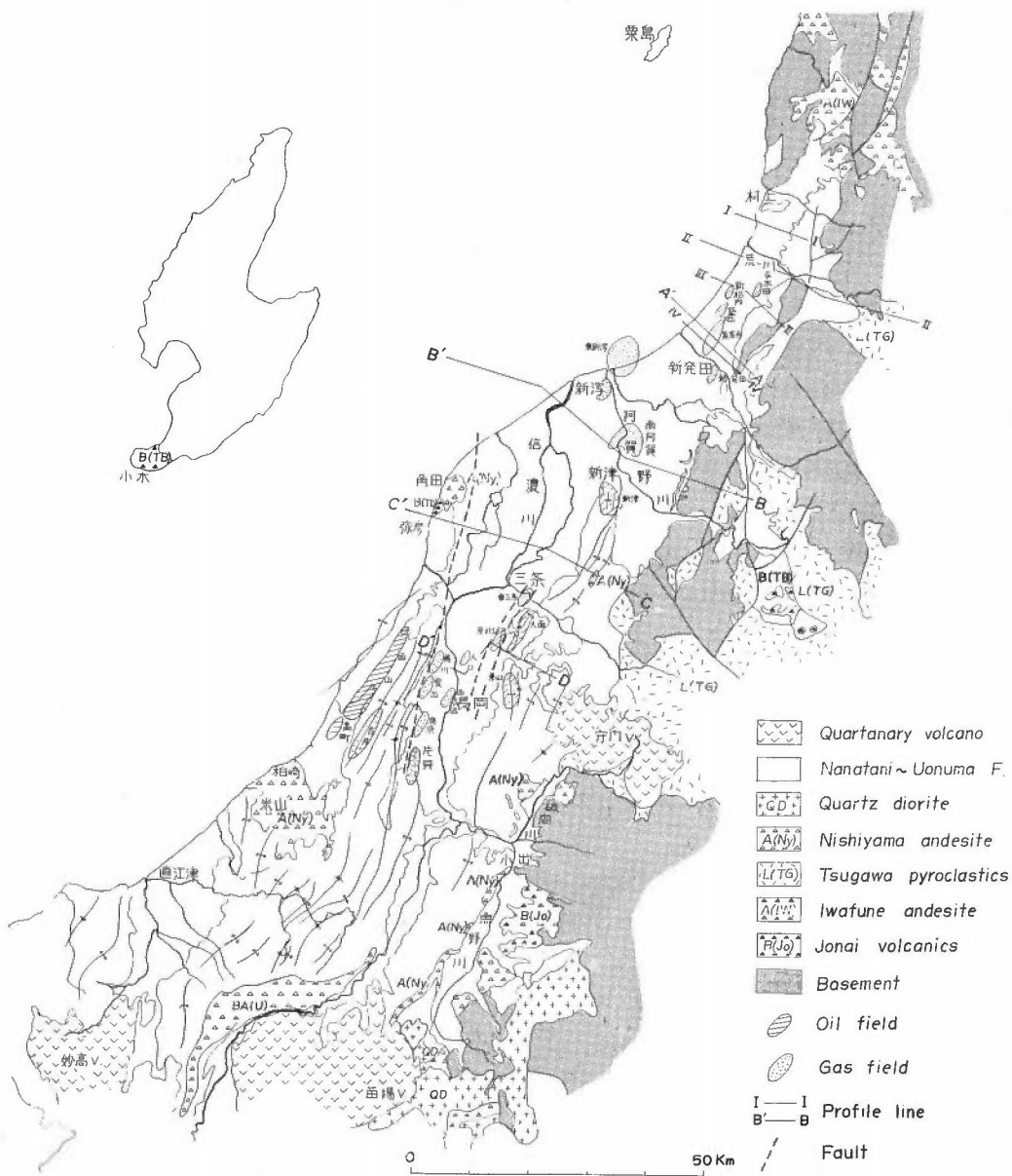
稚谷～西山階で最も顕著な火山活動は長岡平野およびその周辺地域にあって、安山岩～石英安山岩区を形成している。

灰爪階の火山岩区は局所的であるが、中越地区では下位のものとともに複合火山岩区をなす。

1. ま え が き

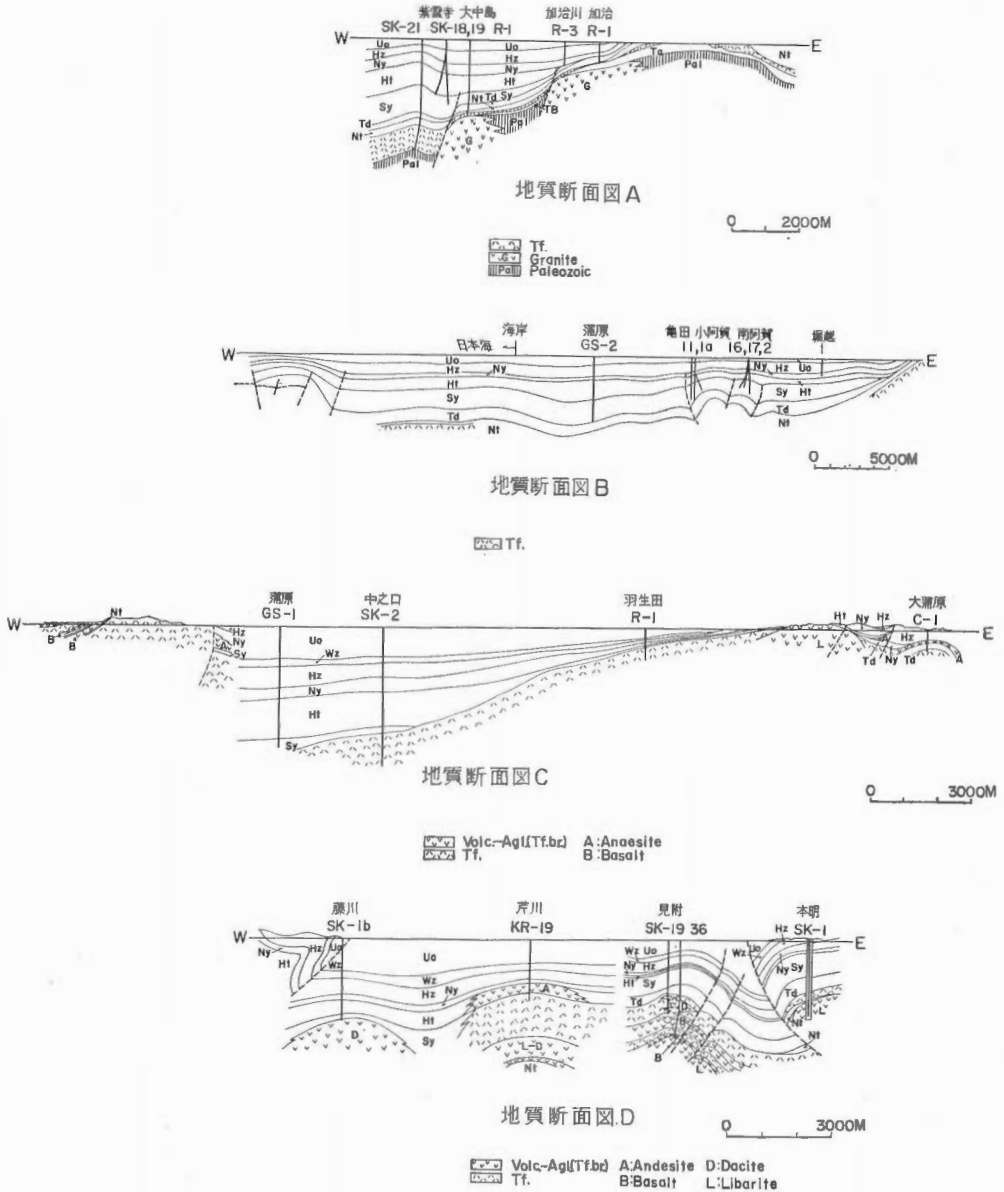
火山岩は時間的・空間的に位置づけられる。そして空間的にある拡がりをもっていけば一つの火山岩区 (volcanic province) を形成する。最近、新潟積成盆地の中央部丘陵地域や新潟平野・頸城平野には多くの深い坑井が掘さくされ、そのうちいくつかは基盤の花崗岩や超塩基性岩、あるいは変成岩に到達している。したがって積成区の周縁部のみ発達する下部層を含めて、新潟地区では火山岩層序の全貌があらわになったといってもよい。なお平野中央部では、地表深度 5,000m 以下の深部が不明である。しかし、そこにまったく予期されない火山活動の存在があれば別であるが、そうでない限り新潟地区、特に中・北部については新第三系全体について火山層序を編むことが可能である。

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室 (地質調査所併任)



第1図 新潟地区の地質図

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原一也)



第2図 新潟平野地質断面図

しかし、高田平原以南の西頸城地域に広く分布するフリッシュで特徴づけられる新第三系の厚層については、下限がまったく不明である。この新第三系は火山岩層序に関して中～北部の地域と著しく異なっており、独自の火山岩区を形成している。この小論では、特に中新世後期中～酸性貫入岩類と灰爪階の安山岩類についてのみふれることにする。

佐渡島には中新統中下部と考えられる火山岩層の厚層が発達し、独自の複合火山岩区を形成している。佐渡島の火山層序は、最近島津ら (1969) によってまとめられた。したがって、この小論では佐渡

島の火山層序については省略することにし、新潟油田地域およびその周辺地域の新第三系火山層序を中心として述べることにしたい。

新潟油田の層序を全般的にまとめたものとしては、金原 (1950) の論文が最初といえる。その後、池辺 (1953) は堆積盆地の東縁山地の層序対比を行ない、木下 (1954) は北蒲原から頸城にかけて、凝灰岩を鍵層とする対比を試みた。構造発達史的な考察をこころみるようになったのは今から約10年前であり、そのような論文としては望月 (1962) ・鯨岡 (1962) のものがある。

その後、ことに三条以北の一带は深部探査が実施され新しい知見が急激に増加した。その資料を基にして地下地質層序や構造発達史全般を論じたものとしては、池辺穰ほか (1968) ・片平 (1969, 1970) ・鯨岡 (1965) などの論文がある。

一方、新潟油田東縁山地の下部層については新潟大学の研究者 (島津ら, 1971; 吉村ら, 1969) により最近新知見が発表されつつある。

小論はこれらの成果を基にし、さらに筆者自身の観察結果を加えて火山層序を編んだものである。

謝辞 筆者の長期にわたる火山層序の研究にあたり、新潟大学理学部地質鉱物学教室の各位からは、多くの御教示を賜わった。ここに深い感謝の意を表したい。また、坑井地質、特に火山岩の研究には石油資源開発KK, 帝国石油KKの探鉱部関係の各位からは多大の便宜や御教示を受けた。関係各位に厚く感謝する次第である。さらに、地質調査所石油課の関係各位にも御教示に対し深く感謝したい。

なお、基礎試錐の資料の引用については、石油公団の御許可を賜わった。ここに御礼を申し上げる。

2. 火山岩区と構造区

池辺ら (1968) は、地球物理学的性格や地質構造を基にして新潟平原下の構造区を北から順に、北蒲原区・西～中蒲原区・長岡区に区分した。実はこれらは火山層序についてみるとそれぞれ異なる火山岩区に対応するのである (第1表)。以下、これらのものに加えて構造区と火山区を新潟地域全般について整理してみよう。

以下の記述は上記のような区分を念頭において時代的、地域的に行なったものである。

2.1 層序区分および対比の基準

化石、特に有孔虫による層序区分に関しては、石油資源開発KKおよび帝国石油KKの坑井ともに池辺ら (1968) の示した有孔虫による区分によっている。ただし、浜忠層の区別については、帝国石油KKではこれを用いず、西山層に含めている。

3. 城内層群の玄武岩

信濃川支流の魚野川および破間川の東岸に分布する城内層群は、北は松川付近から南は越後湯沢南方にわたる地域に断続的に分布している。この地層を構成している火山岩は玄武岩および安山岩であるが、南部では玄武岩が優勢である。

各地域ごとに区分した層序を第2表に示し、それについて以下に概要を述べることにする。

(1) 松川東方地域

火山円礫岩は玄武岩礫のほか、安山岩・花崗岩などの礫を含む。火山円礫岩層中に流紋岩の小岩脈が

II.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

第1表 新潟堆積盆地の構造区と火山岩区との対応関係

構 造 区	火 山 岩 区 (特 徴)
北蒲原区 新発田以北 新発田以南	津川～七谷階火山岩区 (津川層の玄武岩～安山岩の存在, 七谷層酸性火山岩で特徴づけられる)
西・中蒲原区(非対称向斜部) 新津油田(背斜)	蒲原火山岩区 (七谷層に火砕岩が優勢であり, 寺泊層にも火山岩がある。玄武岩に富む)
弥彦・角田背斜部	弥彦・角田複合火山岩区 (七谷～西山層に火山岩が多い)
長岡区(平野部) 東山背斜	中新～鮮新世複合火山岩区 (椎谷～灰爪層に火山岩が連続的に発達)
見付・大面構造帯	七谷階火山岩区 (七谷層に火砕岩優勢)
中央～西山構造帯	“
米山・黒姫構造区	鮮新世火山岩区
東頸城地域	東頸城火山岩区
西頸城地域	鮮新世火山岩区
	酸性貫入岩区
津川～三川盆地～五十嵐川上流地域	グリンタフ火山岩区
魚沼山塊	鮮新世火山岩区
	魚沼階火山岩区
村上北方地域・城内地域	先津川階火山岩区

いくつか存在している。松川地域のグリーンタフは全体として東方へ20°前後の角度で傾斜しており、東部では基盤の花崗岩に対してアバットしている。

(2) 小出東方地域

変質玄武岩は基盤の上にはほぼ水平に累重しており、局部的には基底部に礫岩砂岩層が存在している。

(3) 八海山地域

この地域のグリーンタフは、全体として、南西方向に10°前後の傾斜を示し、大局的には東側の基盤岩に対してアバットする関係にある。基盤の上に直接重なるものは、安山岩あるいは安山岩質凝灰角礫岩であって、一様ではない。八海山地域のグリーンタフ層は魚沼地域では最も厚く、最上部の礫岩も最も厚い。

(4) 六日町東方地域(金城山～坂戸山地域)

この地域のグリーンタフは、全体として北東方向に20°前後の傾斜を示し、基盤の蛇紋岩や花崗岩とは断層で接している。岩質からみると、中・下部に板状の黒色頁岩が著しいこと、下部に玄武岩の存在することが特徴である。この点では、次に述べる塩沢東方のグリーンタフと共通しているが、北方の八海山地域のものとは直接の関係がよく分からない。

(5) 塩沢東方地域

この地域のグリーンタフは、全体として北東-南西方向の軸をもつ一つの向斜構造を形成している。

第2表 城内層群の各地域

	魚沼地域一般層序	松川東方地域	小出東方地域
第 三 系	流紋岩質凝灰岩層 凝灰質頁岩凝灰岩互層 安山岩 玄武岩および頁岩互層 火山円礫岩層 安山岩および同質凝灰角礫岩層	変質玄武岩層 火山円礫岩層	変質玄武岩層 礫岩砂岩層
	基盤	古生層 小川型花崗岩	古生層 小川型花崗岩

本地域の玄武岩は、岩質上、北方の六日町東方地域に分布する玄武岩に類似しており、また南西方の湯沢南方地域に分布する玄武岩層にも類似している。しかし、湯沢地域のものとは、間に飯土火山が存在するため、直接の関係は不明である。

以上、魚沼地域の下部グリーンタフについて層序・岩質・構造の概要を述べたが、全体として層序を組立てれば第2表の左欄のようになる。

構造的には、全体として緩傾斜であり、東側の基盤岩にアバットする状態にあり、一部では断層で接している。

新潟県側の下部グリーンタフと群馬県側のそれとは、層序・岩質ともに類似性が認められるようであって、中新世の石英閃緑岩の貫入、および県境地帯の隆起以前には一つの堆積盆を形成していた可能性がある。

水上地域および谷川岳地域の玄武岩層と対比してみると、城内層群の主体は台島層に相当する可能性がつよい。しかし、城内層の厚い礫岩層以上をこれらに対比することも可能であり、その際は、下部の安山岩層は台島層より古いことも考えられる。いずれにしても確証がないので、ここでは一応、新潟地区東縁部で最も古い火山岩区として区別しておくことにする。

4. 北部県境地域の西男鹿階火山活動

新潟県北部県境地域に分布する下部中新統の火山層序については、高浜・吉村(1969)の報告がある。彼らによると、この地域の火山層序は第3表のようにまとめることができる。

第1期の流紋岩は、白亜紀花崗岩によって貫入され、新第三系により不整合に覆われている。岩質および層序からみて濃飛流紋岩に対比されるもので、高浜(1972)はこれらを朝日流紋岩と命名した。

第2期から第5期までの地層は、それぞれ澄川層、北小国層および同相当層、大泉層、および温海層群であって、西男鹿層群に対比されるものである。第6期の地層は台島層に対比されると考えられている。

本地域の西男鹿階の火成活動を要約すると、第2～3期の輝石安山岩→黒雲母流紋岩という一輪廻と、第4～5期のプロピライト→粗面岩質安山岩→粗面岩という第2の輪廻が区別される。このような火成輪廻は北部県境地域に特有なもので、ここに一つの岩石区を形成している。新潟積成盆地主部の東縁山地には分布していない。

II.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

における層序関係

八海山地域	六日町東地域（金城山～坂戸山地域）	塩沢東地域
火山円礫岩層 安山岩層（凝灰岩を挟む） 安山岩質凝灰角礫岩層 安山岩層	流紋岩質凝灰岩層 凝灰質頁岩凝灰岩互層 黒色頁岩層 安山岩層（頁岩挟む） 玄武岩層 黒色頁岩層 安山岩質凝灰角礫岩層	変質玄武岩層 火山円礫岩層
(断層)		(断層)
古生層（粘板岩，砂岩，千枚岩）	蛇紋岩・花崗岩	蛇紋岩・花崗岩

第 3 表

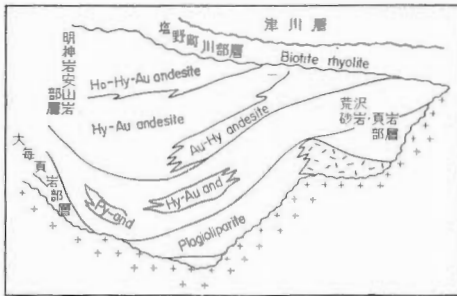
（高浜・吉村，1969，による）

	西田川炭田地域	蒲 萄 地 域	湫 川 地 域	大 泉 地 域	鳴 湯 一 鈴 川 地 域	三 面 一 小 園 地 域
第六期	礫岩，砂岩 凝灰質泥岩 安山岩溶岩 凝灰角礫岩 (500~1000m)	黒雲母石英安山岩溶岩 複輝石安山岩溶岩 玄武岩溶岩 泥岩，黒雲母流紋岩 凝灰岩 (800m)	安山岩質溶結凝灰岩 安山岩溶岩 礫岩 砂岩 (200m)	安山岩質溶結凝灰岩 安山岩溶岩 礫岩，砂岩 (100~200m)	安山岩溶岩 安山岩質火山砂屑岩類 頁岩 砂岩 (200m)	砂岩 礫岩 玄武岩—安山岩
第五期	粗面岩溶岩 粗面岩質安山岩溶岩 火山礫岩 炭層，砂岩 礫岩 (1000m)	粗面岩質安山岩溶岩 凝灰角礫岩 溶結凝灰岩 玄武岩，泥質凝灰岩 (200m)				
第四期		変朽安山岩質 溶結凝灰岩 凝灰角礫岩 (150m)	変朽安山岩質 凝灰角礫岩 (200m+)	変朽安山岩質 凝灰角礫岩 (600m)	変朽安山岩質凝灰角 礫岩 溶結凝灰岩 (50~200m)	
第三期	黒雲母流紋岩質 溶結凝灰岩 (20m+)	黒雲母流紋岩質 溶結凝灰岩 (150m)			黒雲母流紋岩質 溶結凝灰岩 砂岩 礫岩 (200m)	黒雲母流紋岩質 溶結凝灰岩 凝灰角礫岩
第二期			複輝石安山岩 溶岩 凝灰角礫岩 溶結凝灰岩 (350m)	複輝石安山岩 溶岩 凝灰角礫岩 (150m)		
第一期	流紋岩質凝灰角 礫岩 溶結凝灰岩 (20m+)	流紋岩質 凝灰角礫岩			流紋岩質 凝灰角礫岩 (150m)	
基盤	小川型花崗岩 突川型花崗岩 日本国片麻岩	小川型花崗岩 古生層砂岩 粘板岩	小川型花崗岩	小川型花崗岩 古生層砂岩 粘板岩	小川型花崗岩 古生層砂岩 粘板岩	小川型花崗岩 古生層砂岩 粘板岩

本地域の台島相当層は安山岩を主としており，断片的に分布している。

5. “岩船層”の火山層序

新潟堆積盆地の最北端部に分布し，基盤岩の花崗岩地内に堆積したものである。本層は主として安山岩層からなり，津川層によって不整合に覆われているとされたものである。



第 3 図 岩船層の火山層序 (高浜, 1972 による)

岩船層の火山層序については、戦後、茅原 (1954)、西田 (1958) らの研究がある。

筆者はかつてこの地域の新第三系を下位より高根硬質頁岩層・鱗山安山岩層・大須戸硬質頁岩層・流紋岩層 (以上台島相当層)・津川層およびそれ以上の地層などに区分した。その後、西田彰一はこの地域を精査し、台島相当層を岩船層群として一括した。本層の火山岩類を検討するに、最下部には斜長流紋岩があり、その上位には塩基性安山岩・石英安山岩・(粗面岩質)安山岩・流紋岩が発達しており、津川層により不整合に覆われている。

最近、高浜 (1972) は再検討を行ない、新しく層序を確立した。その結果を第 3 図に示す。

この図から明らかなように、最下部と最上部に酸性火山岩がある。前者はいわゆる斜長流紋岩であり、一部は凝灰岩に移過する。後者は黒雲母流紋岩であって、一部は熔結凝灰岩の構造を有する。斑晶にアルカリ長石・石英・黒雲母を含み、ややアルカリに富む普通の流紋岩である。

中間に存在する火山岩は安山岩が主であるが、相互の関係はかなり錯綜している。そのうち下部は紫蘇輝石・普通輝石安山岩で、上部は普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石安山岩で占められる。この安山岩層に対比されるものは、東方の高根川上流地域にも広く分布している。なお、台島相当層の安山岩は三川盆地にも津川層の下位に存在しているが、これについては本書で吉村らにより詳細に述べられているので、記述を省略する。

最近、猪間ら (1972) は「岩船層」の詳しい再検討を行ない、次の事実を明らかにした。すなわち、(1)岩船層の最上部とされていた流紋岩の凝灰岩層中に *Operculina* などの有孔虫化石を産すること、(2)北中付近に分布し、従来、岩船層最下部とされていた泥岩から七谷層準を示す有孔虫化石を産すること、(3)安山岩層は新期のものである可能性が強いこと、などである。

これらのことから、岩船層を独立したものとして区分することに大きな疑問のあることを強調している。しかし、この地域には、変質の著しい安山岩や緑色凝灰岩も存在しており、層位関係は必ずしも簡単ではないので、今後のさらに詳しい検討が必要である。

6. 津川層注1) の火山層序、特に玄武岩および安山岩

津川層の主体は膨大な流紋岩質火砕岩であり、この酸性火山岩は上位の七谷層にも連続的に発達している。これらの火山岩層序については、代表的地域である津川盆地、加茂東方地域、五十嵐川上流地域

注1) ここで津川層とは、新発田一小出嶽より東方に分布し、従来、津川層とされていたものを総称する。平原下の坑井に出現するものは別に扱うことにする。

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第4表 新発田東方地域の津川層の火山層序

流紋岩質凝灰岩 (礫岩の挟み)
赤色流紋岩
赤色石英安山岩質安山岩
輝石安山岩
安山岩質凝灰岩
(基盤) 斑状花崗閃緑岩

に関して本書で吉村、三梨・宮下その他により詳述されているのでここでは省略する。

6.1 阿賀野川以北地域の津川層玄武岩および安山岩

阿賀野川以北の新潟平野東縁部の津川層は、層厚は小さく、酸性火砕岩は劣勢であり、上記の代表的地域のものと様子を異にしている。この地域の津川層には玄武岩および安山岩が存在する。

朴坂山地域 最下部の砂岩・礫岩層の上位に玄武岩層が累重している。本層は多孔質のスピライト質玄武岩溶岩流と同質の凝灰角礫岩からなり、流紋岩溶岩および凝灰岩によって覆われている。

新発田東方地域 小戸東方では第4表のような火山岩の累重が認められるが、南北の延長は著しくない。

五頭山塊北部地域 花崗岩を不整合に覆う礫岩・砂岩層の上位に、安山岩溶岩および同質の凝灰角礫岩が重なり、その上位は流紋岩または同質凝灰岩となる。月岡東方では、この礫岩砂岩層の中に玄武岩の溶岩流が介在している。本岩は多孔質で、かつ、スピライト質である。

五頭山塊西麓地域 ここでは断続的に津川層の砂礫岩層があり、安山岩の溶岩および凝灰岩の薄い層が介在する。

下関東方地域 鷹ノ巣温泉付近では、基盤の古生層を覆って礫岩・砂岩・シルト岩層が重なり、その上位に安山岩層がある。これは厚い流紋岩質緑色凝灰岩によって被覆されている。

同種の安山岩質凝灰角礫岩が上流の金丸南方でも小規模に分布する。

これらはいずれも津川層最下部の局所的な異相と考えられる。

6.2 阿賀野川以南地域の津川層玄武岩

津川盆地東縁地域や七谷地域において、津川層基底部に玄武岩層がある。

また、守門火山東方の平石川上流地域においては、津川層最上部に玄武岩層が小規模に介在している。この玄武岩溶岩には枕状構造が発達している。

さらに東方の只見川流域では津川層上部 (大塩層) に玄武岩層 (山中玄武岩) をはさんでいる。

6.3 阿賀野川以北平原下の火山層序

岩船・北蒲原郡の平野部ではこれまでに多数の坑井が掘さくされており、そのうちのいくつかのものは基盤岩に到達している (紫雲寺 SK-21, 住吉-1, 神林 SK-1 など) (第5表)。

これらの坑井では、主に津川～七谷層に酸性火山岩および火砕岩が認められ、平野東縁部に露出する同時期の火山岩が平原下でも広く発達していることを示している (第4図)。津川層の安山岩は西方では尖滅している。

片平 (1969) は、加治川以北の平原部で掘られた坑井資料に基づいて、この地域の基盤構造・地質発達史について詳細に述べている (第4図)。各坑井でみられる火山岩の岩質の例を第6表に示してある。

第 5 表 北蒲原地域の主要坑井層序 (片平, 1969による)

坑井名	掘止深度 (m)	西山層基底 (m)	椎谷層基底 (m)	寺泊層基底 (m)	七谷層 (泥岩)基底 (m)	七谷層 (火砕岩) 基底(m)	津川層基底 (m)	基盤
村上 R-3	508.5	欠	欠	欠	245			
神林 SK-1	1,079.0	746	956	1,016	欠	欠	1,067	花崗岩
岩船沖 SK-2D	2,917.5	1,679	2,228	2,445.5	2,885	(2,917.5)		
韋駄天山 SK-2	2,000	769	1,016	1,146	1,771.5	1,833		
平木田 SK-1	2,280.0	880	1,085	1,409	1,686	1,979		
平木田 SK-3	1,745.0	676	914	981	1,208	1,614		
平木田 SK-4	2,000.0	716	938.2	980	1,182	1,711.5		
北中条 SK-1	1,619.0	530	785	884.7	960	1,476		
紫雲寺 SK-21	3,405.9	1,396.3	2,253	2,606.5	2,752.5	3,370	欠	ホルンフェルス
紫雲寺 SK-27	3,210.0	1,405	2,156.7	2,411	2,696.7	3,201.5	欠	花崗岩
大中島 1	2,343.0	1,660	1,930	2,130	2,236	2,303	欠	花崗岩
北加治 R-1	1,000.0	842	欠	902	972			
北加治 R-2	802.0	520.2	欠	580.2	640	652		
桃崎浜 NS-2	2,525.0	(灰爪) 568	2,200	2,330	2,400	欠	2,490	花崗岩
住吉 -1	2,501.1	1,851	1,545	1,740	2,120	2,235	(2,360)	ホルンフェルス
豊浦 -1	2,301.0	(灰爪) 499	欠	1,612.8	1,938	2,169	(2,301)	
聖籠 -10	3,014.0	(浜忠) 1,330	1,930	2,360	2,580	(3,014.0)		
		970						

平原下において、津川層の酸性火山岩は東側すなわち山地よりのみ発達する。岩質はいわゆる斜長流紋岩が主であり、一部に粗面岩質安山岩および玄武岩が存在する。

七谷層の酸性火山岩には、いわゆる斜長流紋岩と石英・黒雲母流紋岩の 2 種が区別される。北部では七谷層準(?) に玄武岩の発達が一部に認められる。

6.4 グリーンタフの 2 相—津川相と七谷相—

大局的にみると (第 1 図)、グリーンタフ相には 2 相、すなわち津川相と七谷相とを区別することができる。

この 2 相の分布は、大きくみると、新発田—小出線を境として区別できる。東縁地域では、一応、上下関係を認めることができ、七谷相のグリーンタフはパーライト溶岩および同質凝灰岩を基底としている。

一方、平原下では両相の上下関係は一般に明確でなく、七谷泥岩以深のグリーンタフ (七谷相) として一括されている。

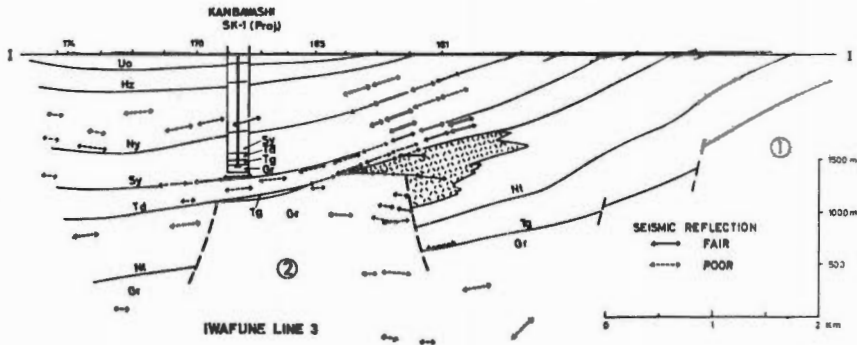
津川相のグリーンタフと七谷相のグリーンタフとは岩質および変質について区別できるが、新潟地区全体について両相が層序的に上下関係にあるかどうか、筆者は大きな疑問をもつに至っている。今後の問題として指摘しておきたい。このことは後でのべる玄武岩の活動史を全体として編む際にも大きく関連してくるのである。

7. 3 主要地域の七谷～灰爪階火山層序

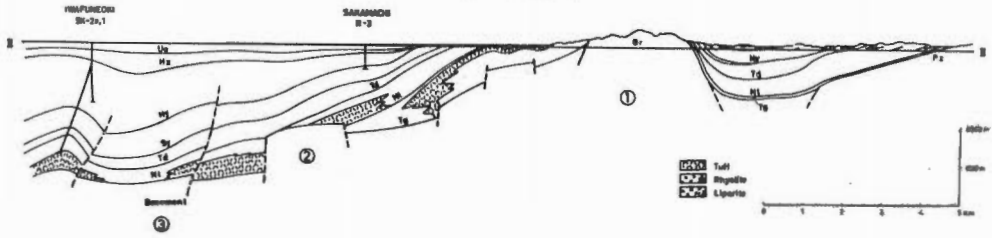
七谷層以上西山層あるいは灰爪層までの累層がよく露出し、火山岩の種類も多いので、特に、東山油田・新津油田および弥彦角田山塊をえらび、それらの火山岩層序の概要を述べる。

これらの地域には、七谷階から西山階あるいは灰爪階にわたって火山活動が継続的に行なわれている

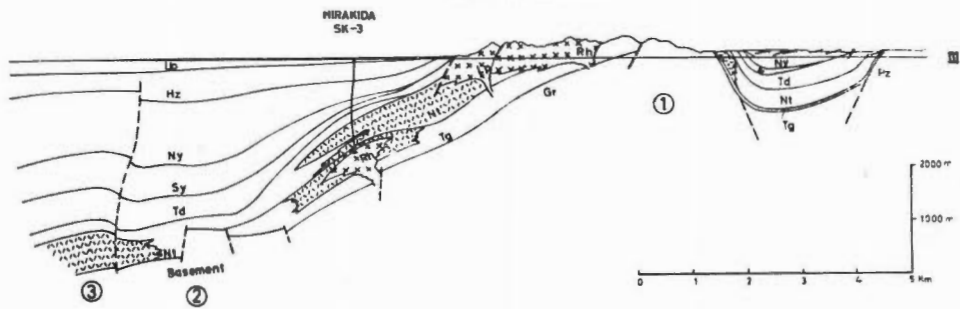
II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)



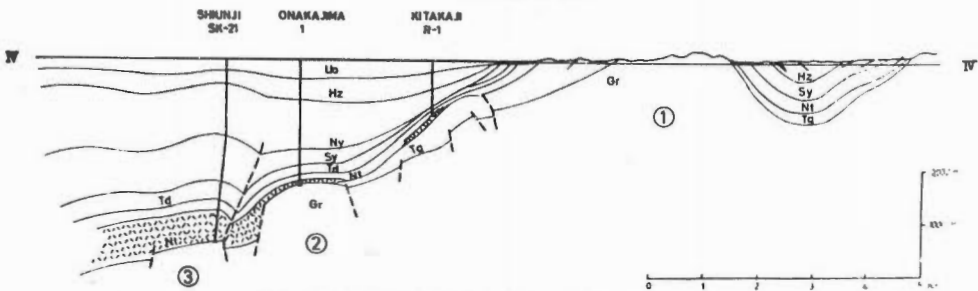
地質断面図 II



地質断面図 III



地質断面図 IV



第4図 北蒲原平野地質断面図 (片平忠実, 1969による)

Uo 魚沼層群, Hz 灰爪層, Ny 西山層, Sy 椎谷層, Td 寺泊層,
 Ni 七谷層, Tg 津川層, Gr 花崗岩類, Pz 古生層

第 6 表 北蒲原平野坑井の深度別火山岩 () は変質していることを示す

坑井名	聖籠-10	紫雲寺 SK-21	豊浦-1	住吉-1
地表深度と岩質	2580(m)七谷層泥岩基底	2752.5(m)七谷層泥岩基底	1938(m)七谷層泥岩基底	2235(m)七谷層泥岩基底
	3010 黒雲母・石英流紋岩	3050 無斑晶質石英安山岩	1950 酸性凝灰岩	2315 流紋岩質凝灰岩 } 七層谷
	3012.5 "	3052 (輝石)粗面岩質安山岩	2010 斜長流紋岩	
	3013.9 石英・黒雲母・カリ長石・斜長石流紋岩		2040 酸性安山岩質凝灰岩	2379 砂岩ホルンフェルス
	3014.0 掘止	3320 斜長流紋岩	2070 斜長流紋岩質凝灰岩	
		3405 黒雲母ホルンフェルス	2120 "	2459 "
			2170 粗面岩質安山岩	2500.9 "
			2210 "	
			2240 粗面岩質玄武岩	
			2270 "	
		2290 粗面岩質安山岩凝灰岩		
		2300.9 掘止		
地表深度と岩質	北加治 SK-1	平木田 SK-3	村上 R-3	岩船沖 SK-2D
	738(m)砂岩	1208(m)七谷層泥岩基底	245(m)七谷層泥岩基底	2885(m)七谷層泥岩基底
	871 黒雲母流紋岩	1614 七谷層火砕岩基底	360 普通輝石・橄欖石玄武岩	2900 杏仁状ガラス質玄武岩
	899.2 黒雲母・石英流紋岩			
	902 寺泊層基底	1690 斜長石粗面岩質石英安山岩凝灰岩	508.5 掘止	2917.5 掘止
	1000 掘止	1704 斜長流紋岩石英安山岩		
		1710 "		
		1720 "		
	1745 掘止			

ので、それぞれ複合火山岩区を形成している。

7.1 東山油田の火山岩層序

7.1.1 鋸山断層以東地域の火山岩層序

(a) 五百山ルート

五百山東斜面の笈倉沢では、上位より第7表のような火山岩層序が観察される。

従来、五百山背斜中核部は全部、石英安山岩として塗色されていたが、実際は硬質頁岩と角閃石英安山岩からなる。しかも、中央部には、むしろ硬質頁岩が広く露出し、最下位を占めている。この硬質頁岩は、久代・林 (1959) (社内報) のバンド状硬質頁岩 (Eb₁) に相当する。

この硬質頁岩を寺泊層と考えるならば、石英安山岩も寺泊層に含まれるべきである。しかし、岩質は七谷層硬質頁岩に類似することが多い。安山岩の凝灰角礫岩を主とする火山岩層は、この地域では椎谷層下部である。

(b) 萱峠 (～花立峠) 一半蔵金ルート

鋸山断層 (久代・林, 1959) 以東の地域では、全体として東傾斜の単斜構造を示す。

竹沢背斜の北への延長は、従来考えられていた位置よりさらに南 (猿倉岳南西方) で終る。椎谷層以下に、3層の火山岩層を区別することができる。このルートの火山岩層序は第7表のとおりである。

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第7表 東山油田の火山岩層序

五百山ルート		萱峠—半蔵金ルート		太田川ルート			
椎谷層	久代・林(1959)の区分 暗灰色シルト質泥岩 凝灰質砂岩 石英安山岩質凝灰岩	F ₂	西山層	暗灰色泥岩 安山岩質凝灰角礫岩	灰爪層	D ₃ 角閃石石英安山岩	
			西山層	暗灰色シルト質泥岩 砂岩頁岩互層	西山層	D ₂ 角閃石石英安山岩～安山岩 (灰色頁岩, 礫岩を挟む)	
	A ₂	F ₁	椎谷層	暗灰色泥岩 砂岩 白雲岩のバンド 凝灰質シルト岩 礫岩 安山岩質凝灰角礫岩	椎谷層	頁岩砂岩互層 A ₃ 輝石安山岩 暗灰色泥岩 A ₂ 輝石安山岩～玄武岩質安山岩 暗灰色泥岩 (火山砂岩を挟む)	
			谷層	暗灰色シルト質泥岩 砂岩 安山岩質凝灰角礫岩	谷層		
	寺泊層	角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩 極粗粒火山砂岩 角閃石石英安山岩 硬質頁岩	F ₁	上層	暗灰色シルト質泥岩 砂岩の挟み		
				部	凝灰質砂岩 角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩 赤色石英安山岩質凝灰角礫岩 砂岩		
	層	D ₁	E _{b1}	部	安山岩～石英安山岩質凝灰角礫岩 紫色石英安山岩質安山岩凝灰角礫岩 角閃石石英安山岩質安山岩凝灰角礫岩		
					石英安山岩質凝灰岩 (硬質頁岩を挟む)		
					角閃石石英安山岩質角礫岩 硬質頁岩 石英安山岩質角礫岩 硬質頁岩		

A₁ および A₂ の安山岩質凝灰角礫岩は萱峠以南で取れんし、1枚となる。

鋸山東斜面を構成する黒雲母・角閃石・石英安山岩は一部貫入体であり、(D₁)の硬質頁岩、(Eb₁)の硬質頁岩、および A₁ 火山岩層の下部を貫いている。しかし、この A₁ 安山岩質凝灰角礫岩中に多数存在する石英安山岩礫は、貫入体石英安山岩と関連をもっているように見える。

凝灰質砂岩以下を寺泊層と考えるならば、D₁の石英安山岩質凝灰角礫岩、石英安山岩貫入体はいずれも寺泊層に含められ、五百山の石英安山岩と同じ時期のものと考えられる。

猿倉岳北西斜面では、(Eb₁)硬質頁岩と石英安山岩質凝灰角礫岩ならびに石英安山岩岩脈は、互いに密接に伴う。この上位に A₂, A₃ の安山岩質凝灰角礫岩および溶岩が重なる。

7.1.2 鋸山断層以西地域の火山岩層序

蓬平地域において背斜および向斜の繰返しがあるほかは、全体として単斜構造を示す。

(a) 太田川ルート

灰爪層以下の火山岩層序は第7表のとおりである。

(b) D₃ 石英安山岩 (灰爪層) について

太田川ルートでは第8表のような内容をもっている。

(c) D₂ 石英安山岩～安山岩 (西山層) について

太田川沿いでは、D₂ 石英安山岩は第8表の内容からなる。

第 8 表 東山油田太田川ルート of 石英安山岩～安山岩層の層序と岩石種

D ₃ 石英安山岩		D ₂ 石英安山岩～安山岩		
灰 爪 層	角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩 シルト岩を中礫として含む 基質は石英安山岩質凝灰岩	粗粒砂岩	西 山 層	灰色泥岩
	角閃石石英安山岩質凝灰岩	石英安山岩質凝灰角礫岩 凝灰角礫岩・凝灰岩互層 石英安山岩質火山角礫岩(大礫)		石英安山岩質凝灰角礫岩 シルト岩 シルト岩と粗粒砂岩の薄互層
	角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩 角閃石石英安山岩質火山角礫岩 角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩	浮石凝灰岩とシルト岩 火山礫岩 砂岩とシルト岩 角閃石石英安山岩質塊状凝灰岩 礫岩と砂岩		D ₂₋₃ 角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩 角閃石安山岩質凝灰角礫岩(巨礫) 塊状安山岩質凝灰角礫岩(泥流状)
	塊状凝灰角礫岩	石英安山岩質火山角礫岩 石英安山岩質凝灰角礫岩(大礫) 石英安山岩質凝灰角礫岩(巨礫) 紫色凝灰岩・凝灰角礫岩層互層 石英安山岩質凝灰角礫岩 石英安山岩質凝灰岩と凝灰質砂岩 石英安山岩質凝灰角礫岩(大礫)		D ₂₋₂ 灰色シルト岩 角閃石安山岩質火山角礫岩 D ₂₋₁ 灰色頁岩 安山岩質火山角礫岩 灰色泥岩 火山砂岩と頁岩の互層 巨礫岩
西山灰色シルト岩層		椎谷黑色泥岩層		

(d) A₃ 安山岩 (椎谷層上部) について

太田川ルートでは最上部の安山岩であり、安山岩質凝灰角礫岩、火山円礫岩、火山角礫岩などからなり、変質が著しく、黄鉄鉱化作用を蒙っている。

(e) A₂ 安山岩 (椎谷層下部) について

暗灰色～黒色泥岩中に介在するもので、次のような岩質を示す。一部は玄武岩質である。すなわち、安山岩質火山礫、安山岩質凝灰岩、安山岩質凝灰角礫岩、玄武岩質凝灰角礫岩、塩基性火山角礫岩、火山砂岩と黒色凝灰岩などである。

7.2 新津油田南部の火山岩層序

新津油田南部に分布する、金津互層より下位の火山岩類の関係は、第 6 図のように模式的に表現しうる。

(a) 石英安山岩について

石英安山岩には 2 種のものを区別することができる。

D₁ 石英安山岩は菩提寺山一帯に分布しており、溶岩(金津滝)および凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。岩質は輝石石英安山岩である。



第 6 図 新津油田の火山岩の関係

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

D₂ 石英安山岩は、護摩堂山の西方～南西方に分布しており、溶岩および凝灰角礫岩からなる。岩質は、普通輝石・角閃石石英安山岩、斜長石石英安山岩、角閃石石英安山岩、普通輝石・紫蘇輝石・角閃石石英安山岩であって、角閃石を含むことで特徴づけられ、石英安山岩 (D₁) と区別される。七谷層準のものと考えられる。

なお、これらの石英安山岩を貫く玄武岩の岩脈がある点注意を要する。

(b) 玄武岩について

玄武岩は溶岩および凝灰角礫岩として産し、後者が量的に優勢である。

溶岩の一部は枕状構造を示す。ほかに、岩脈として産するものもあり、一部のものは粗粒玄武岩である。

玄武岩は岩質的に2種が区別される。1つは石英玄武岩であり、他は橄欖石玄武岩である。

石英玄武岩は比較的上部を占め、しかも北半部に分布している。

橄欖石玄武岩は比較的下部を占め、南部に主として分布している。

最近、B(NI) と D₂ の境界付近に介在する泥岩から七谷層準を示す有孔虫が発見されたこと、および坑井における層位関係から、時代的には、最北部の玄武岩は寺泊層、南部のものは七谷層に属すると考えられる。

(c) 流紋岩について

溶岩および凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。溶岩の岩質は、斑晶として斜長石のみを有する斜長流紋岩である。

7.3 弥彦山塊の火山岩層序

弥彦山塊において、筆者 (1956) が従来考えていた火山岩層序は第9表のとおりである。

その後の調査によって、2, 3 の新しい事実が明らかになった。以下その要点を述べる。

(a) 観音寺硬質頁岩凝灰岩層上部のうち、銅山沢中流にやや厚く発達する凝灰岩の上部には玄武岩の溶岩および同質の凝灰角礫岩が存在する。玄武岩の溶岩は枕状構造を有し、変質が著しい。

したがって、間瀬玄武岩層の玄武岩とは別に、下位の七谷層中にも玄武岩の存在することが明らかに

第9表 弥彦山塊の火山層序

		噴出岩	貫入岩
	峰岡層		
西山層	竹野町泥岩・砂岩層		
	長者ヶ平安山岩	安山岩	
	五ヶ峠石英安山岩	石英安山岩	
	福井安山岩質凝灰角礫岩	安山岩	
	角田岬安山岩	安山岩	
椎寺泊層	国上凝灰質砂岩・泥岩層		
	寺泊黒色頁岩層		流紋岩 L ₃ 紫蘇輝石玄武岩
	間瀬玄武岩	橄欖石玄武岩	
七谷層	種曾硬質頁岩・凝灰岩層		橄欖石粗粒玄武岩, 流紋岩 L ₂
	観音寺硬質頁岩 凝灰岩互層	流紋岩 L ₂	
	弥彦緑色凝灰岩層	流紋岩 L ₁	流紋岩 L ₁

なった。

(b) 国上山一帯を構成する流紋岩(L₃としたもの)のうち、北半部は流紋岩質凝灰岩であって、観音寺硬質頁岩凝灰岩層下部に含まれるべきものである。

(c) 間瀬玄武岩層の中には、小規模ながら石英安山岩質凝灰岩および安山岩質凝灰角礫岩が介在する。

8. 蒲原平原下の七谷～椎谷階火山岩層序

蒲原平原では、最近、蒲原層序試錐を始めとして 5,000m級の坑井が相次いで掘さくされ、平原下の特に七谷～椎谷層の火山岩層序が明らかにされつつある。特に注目されるのは七谷層に広く玄武岩が存在することで、弥彦・新津を含めて1つの玄武岩区を形成している。

以下、このうちいくつかの坑井について筆者の観察に基づく火山岩層序を述べる。化石に基づく地層区分は帝国石油KKおよび石油資源開発KKによるものである。

8.1 升湯^{注2)}一月湯一庄瀬断面 (第 5 図)

この断面では七谷層準に玄武岩類が連続的に発達し、粗粒玄武岩の進入岩床を伴っている。寺泊～椎谷層準には酸性凝灰岩が東部域に存在し、庄瀬では安山岩層を挟んでいる。第10表に、各層準の火山岩の岩質を示す。

8.2 加茂一中之口断面

燕 R-1 号井では椎谷層 (基底深度 2,847m) の下位に寺泊泥岩層を欠き、直接、玄武岩層がある。この玄武岩の層準は寺泊層である。中之口 SK-2 号井も同様で、椎谷層の下位に石英安山岩質安山岩層および玄武岩層があり、粗粒玄武岩の進入岩床が貫いている。これらの玄武岩質火砕岩は燕 R-1 号井との対比からみて七谷層に含まれる。この断面の火山岩の岩質を第11表に示してある。

第10表 升湯一月湯一床瀬断面の

坑井名	升湯 MITI-1	MITI-月湯
地 表 深 度 と 谷 岩 石 層	4005.45(m) 流紋岩質凝灰岩	4170(m) 石英含有黒雲母角閃石 紫蘇輝石ガラス質石英安山岩
	4051 緑色角閃石含有流紋岩質凝灰岩	4207 } (橄欖石)粗粒玄武岩
	4140 斜長流紋岩	
	4260 流紋岩質凝灰岩	4210
	4280 斜長流紋岩	4230 多孔質玄武岩
	4460 粗面岩質斜長流紋岩	4540 (枕状溶岩, 凝灰角礫岩)
	4510 "	4540
	4630 斜長流紋岩	4580 酸性ガラス質凝灰岩
	4770 "	4600
	4850 "	4790 玄武岩質凝灰岩
	4950 "	4790 酸性凝灰角礫岩
	4960 "	4903.0 掘止
	4980 長石質玄武岩 多孔質ガラス質玄武岩	
	5012.5 "	
	5015.0 掘止	

() は変質していることを示す

注2) 基礎試錐・升湯：西蒲原郡湯東村

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第11表 加茂一中之口断面の深度別火山岩

坑井名	燕 R-1	中之口 SK-2	羽生田 R-1
地表深度と構成岩石種	2850(m)(橄欖石)玄武岩	3182(m)(椎谷層)	554(m)斜長流紋岩(あるいは石英安山岩)
	2890 石英(橄欖石)玄武岩	3200 橄欖石粗粒玄武岩, ガラス質玄武岩	750 "
	2940 石英(橄欖石)玄武岩	3800 黒雲母・角閃石安山岩	906 "
	2990 玄武岩質凝灰岩	4000 橄欖石粗粒玄武岩, 石英玄武岩, 変質玄武岩	960 流紋岩質ガラス質凝灰岩
	(橄欖石)玄武岩 (藍閃石片岩礫を含む)	4040	970.2 掘止
	3013.0 掘止	4205.5 変質玄武岩 4206.5 掘止	

() は変質していることを示す

8.3 大淵注3) 一東新潟断面

ここでは 5,000m級の坑井が2本掘さくされている。この断面では火山岩が全体として劣勢であるが、いずれにも七谷層準に 200mを超す厚い粗粒玄武岩の進入岩床が存在するのが特徴である。

東新潟ガス田では、ドーム構造を中心として昭和34年以降約30坑が掘さくされている。NS-6号井はその中央部に位置する。

本井(掘止め深度 4,757.0m)の層序は、上位から、0~300.5m:小国層+塚山層, 300.5~412m:蕨生層, 412~546m:和南津層, 546~950m:灰爪層, 950~1,241.8m:西山層, 1,241.8~1,985m:浜忠層, 以下第12表の示すとおりである。

本井の寺泊層および七谷層泥岩中には、酸性凝灰岩が介在している。4,550m以深の火砕岩とされたものは、実は厚さ約 200mの粗粒玄武岩の進入岩床である。このシートの貫入形態はドームの形成と密接に関連している。

基礎試錐大淵は磁力探査で著しく高い正の値を示す地域に掘さくされた。本井(掘止め深度 4,920

深度別火山岩

庄瀬-1		
椎谷層+寺泊層	1680(m)斜長流紋岩質凝灰岩	2175(m)石英安山岩, 浮石質凝灰岩
	1775 "	2180 (輝石)粗面岩質石英安山岩
	1790 "	2210 "
	1860 普通輝石石英安山岩質安山岩凝灰岩	2280 ガラス質安山岩一玄武岩, 凝灰岩
	1935 普通輝石石英安山岩質安山岩凝灰岩	2365 斜長石石英安山岩
	1951 斜長石石英安山岩, 紫蘇輝石石英安山岩質安山岩	2455 紫蘇輝石普通輝石安山岩質凝灰岩, 輝石ガラス質安山岩
	1995 斜長石粗面岩質安山岩, 凝灰岩(玄武岩礫を含む)斜長石粗面岩質石英安山岩	2560 斜長石玄武岩質凝灰岩
	2060 (紫蘇輝石)粗面岩質石英安山岩, 斜長石粗面岩質石英安山岩	2680 玄武岩質凝灰岩
	2100 (輝石)斜長石粗面岩質安山岩	2785 "
	2160 ガラス質安山岩~玄武岩, 凝灰岩	2910 "
		2943 石灰質頁岩
		3000 変質玄武岩~粗粒玄武岩
	3001.0 掘止	

注3) 基礎試錐・大淵: 北蒲原郡豊栄町宇太子堂

第12表 大淵一東新潟断面の深度別火山岩

坑井名	東新潟 NS-6	基礎試錐 “大淵”
地 表 深 度 と 岩 種	3514(m) 椎谷層	4730(m) (橄欖石)粗粒玄武岩, 石英粗粒玄武岩
	4040 ガラス質凝灰岩	4750 ”
	4080 ”	4757.0 黒色硬質頁岩, 掘止
	4110 ”	4140 玄武岩質凝灰岩
	4150 ”	4340 ”
	4180 ”	4488 流紋岩質凝灰岩
	4230 ”	4650 石英粗粒玄武岩
	4280 凝灰岩 (石英, 黒雲母破片を含む)	4757 石英粗粒玄武岩と(橄欖石)粗粒玄武岩
	4320 ”	4865 橄欖石粗粒玄武岩
	4390 ”	4870 橄欖石粗粒玄武岩と頁岩
	4420 ”	4875 ”
	4450 ”	4879 ”
	4490 ”	4893 (橄欖石)粗粒玄武岩, 頁岩を挟む
	4540 ”	4898.4 (橄欖石)に富む粗粒玄武岩, 頁岩と石英粗粒玄武岩
	4550 粗粒玄武岩	4904.7 黒色頁岩, 珪質頁岩と Ti 黒雲母に富む(橄欖石)粗粒玄武岩
	4580 (橄欖石)粗粒玄武岩, 石英粗粒玄武岩	4920 掘止
	4600 玄武岩質凝灰岩, 破碎された粗粒玄武岩	
	4620 ”	
	4640 (橄欖石)粗粒玄武岩	
	4650 ”	
4670 粗粒玄武岩		
4690 (橄欖石)粗粒玄武岩		
4710 ”		

() は変質していることを示す

m) の層序は, 上位から, 0 ~ 319m : 魚沼層, 319 ~ 611m : 和南津層, 611 ~ 910.2m : 灰爪層, 910.2 ~ 1,934m : 西山層, 以下第12表の示すとおりである。

本井も 4,650 ~ 4,879m に厚さ 230m の粗粒玄武岩侵入岩床が七谷層を貫いている。この貫入層準の上位には玄武岩質凝灰岩・流紋岩質凝灰岩があり, 下位は七谷硬質頁岩層である。この粗粒玄武岩の岩床も東新潟ガス田の場合と同様に, ドームの形成と密接に関連して貫入したものと考えられる。

9. 中央油帯・西山油帯の七谷階火山岩区

最近, 七谷層凝灰岩中の油・ガス探鉱を目的として中央油帯や西山油帯で多くの坑井が掘さくされた。その結果, 七谷層泥岩以深の酸性火砕岩の様子が明らかになり, 基盤岩についても新しい知見が加えられた。なお, この地域では, 寺泊層中の酸性凝灰岩を除けば, 寺泊層以上の火山活動はきわめて劣勢である。

本地域では七谷層下部に広く酸性岩が発達し, 所により粗粒玄武岩の貫入体がある。

9.1 中央油帯の七谷層凝灰岩

山淵 SK-1・2D 昭和41~42年に中央油帯南部東翼で掘さくされ, SK-2D では 2,952m 以深に良好な徴候を伴う七谷層の酸性火砕岩が確認された。掘止め(3,031m) では流紋岩である。

吉井 SK-1D 引き続いて西翼に掘さくされ, 2,681m で七谷層凝灰岩に入り, 2,952m で掘止めされ油井として仕上げ成功した。

Ⅱ.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第13表 吉井SK-4, 茨目-1 および安田SK-3D井の深度別火山岩

坑井名	吉井 SK-4		茨目-1		安田 SK-3				
地表深度と岩石種	七谷層	2511(m) 2897	流紋岩質石英安山岩, 凝灰岩	七谷層	2660(m)	無斑晶質流紋岩	2080(m)	角閃石石英安山岩	
		相川層(?)	3000		変質灰曹長石粗粒玄武岩	2700	"	2100	(角閃石)安山岩
			3050		変質流紋岩, 凝灰質砂岩	2760	流紋岩質凝灰岩	2230	"
	基盤	3075	"		2815	"	2290	(輝石)(角閃石)安山岩	
		3120	角閃石含有黒雲母微斜長石花崗岩			(粗粒玄武岩の岩片)	2735	粗面岩質石英安山岩, 流紋岩	
	盤	3140	"		2880	変質粗粒玄武岩	2785	流紋岩	
		3150	"		2950	変質玄武岩	2835	"	
		3150.5	掘止		3000	玄武岩質凝灰岩	2880	"	
					3050	変質頁岩			
					3085	"			
			3130		アルコーズ砂岩				
			3190		砂岩				
			3260		"				
		基盤	3268.1	輝岩					

() は変質していることを示す

吉井 SK-2D~7D・妙法寺 SK-1D・地藏峠 SK-1D 掘止め深度は 2,579~3,209m で、いずれも七谷層凝灰岩中で、油井として仕上げ成功した。

吉井 SK-4号井 ここでは小国・灰爪・西山の各層は地表に露出しており、本井は椎谷層から掘り始めた。本井の層序は次のようである。0~54m:椎谷層, 54~1,724m:寺泊層, 1,724~2,511:七谷層(泥岩), 2,511~2,897m:七谷層(グリーンタフ), 2,897~3,034m:粗粒玄武岩, 3,034~3,110m:相川層(?)硬質泥岩砂岩互層(粗粒玄武岩岩床を挟む), 3,110~(3,150.5m)基盤花崗岩。本井の火山岩の岩質を第13表に示す。

9.2 西山油帯の七谷層凝灰岩

最近、七谷層凝灰岩の石油開発を目的として西山油帯でも 3,000m級の坑井が掘さくされ、七谷層の火山岩が明らかになった。本地域でも寺泊層以上の火山活動は劣勢である。

これらの坑井では吉井ガス田より構造が下っているので七谷層凝灰岩は第14表に示すように深い。本地域も七谷階酸性火山岩区の一部をなす。

茨目1号井は本油帯の最南端に位置し基盤に達した。本井の層序は第15表のとおりである。

田中R-1号井は茨目1号井の西、柏崎の東方に位置し、火山岩層序は他の坑井とやや異なっている。

第14表 西山地域の七谷層深度

坑井名	深度(m)	S凝灰岩深度(m) (寺泊層下限)	七谷層推進長(m)	
南石地	2,602	1,069	1,645	凝灰岩2844~3029
西山-2	3,407	2,498	1,000	
刈羽	3,029	2,165		
宮川	3,504	2,649	1,041	
雪成	3,502	2,379	1,208	
下高町-1	3,180	2,245	1,050(2,800m以下凝灰岩)	
"-2	3,285	2,458	1,055	
田中	3,285	895(椎谷層基底)		寺泊泥岩1521, 酸性火山岩2044~3150, 安山岩1521~1993, 七谷泥岩2431~3150, 火砕岩2431~3285
茨目-1	3,278	1,733~1,806		流紋岩 1876~2050, 基盤 3257, 七谷泥岩 2665

第15表 西山油帯の茨目1号井と田中R-1号井の坑井地質

茨目1号井	田中R-1号井
0~127(m)魚沼層	895(m)椎谷層基底
127~176 灰爪層	1,251 寺泊泥岩基底
176~317 西山層	1,521~1,993 安山岩
317~624 椎谷層	1,993~2,044 寺泊泥岩(?)
624~1,733 寺泊層	2,044~3,150 七谷酸性凝灰岩
1,733~1,806 S凝灰岩	3,150~3,431 七谷硬質黒色頁岩
1,806~2,050 流紋岩	3,431~(3,285) 七谷グリーンタフ
2,050~2,665 七谷泥岩	
2,665~2,815 流紋岩及同質凝灰岩	
2,815~3,000 粗粒玄武岩及玄武岩	
3,050~3,257 硬質頁岩・砂岩	
3,257~(3,278) 基盤(超塩基性岩)	

その層序も、第15表に示してある。この坑井では、S一凝灰岩の存在が明らかでない。寺泊層下部には安山岩があり状況が変わっている。しかし、七谷層の火山岩は以北と同様な火山岩区に属している。

10. 中越地区の椎谷～西山階火山岩区

東山油田の西翼部から、長岡・宮内を含む平野部および関原ガス田、八石油田を経て米山にわたる地域は、椎谷階から西山階にわたって安山岩を主とする火山岩区を形成している(第7図)。

10.1 東山油田西翼部

この地域の地表火山岩層序はすでに述べたとおりである。

10.2 長岡平原地域および周辺地域

この地域は北西側および南東側を逆断層で限られる down block に相当する(第2図D)。北は見附油ガス田から南西の関原・片貝・藤川・雲出油ガス田にわたる地域には、深度 2,000m級の坑井が多数掘さくされている(第8図)。これらの坑井でみられる火山層序については、鯨岡(1965)・片平(1970)によってまとめられている。

この地域で注目されることは、火山層序について北部と南部では著しい相違があり、異なる火山岩区に属することである。北部、すなわち見附油田以北では、寺泊層以下に酸性火山岩が優勢に発達し、椎谷層以上には火山岩をほとんど欠くのに対し、大口ガス田以南あるいは悠久山以南では、椎谷層以上、西山層を主体として優勢な火山岩層が出現している。岩石は主として安山岩および石英安山岩である。

この火山岩区では、東部で灰爪層にも火山岩が発達し、おもに石英安山岩で占められる。

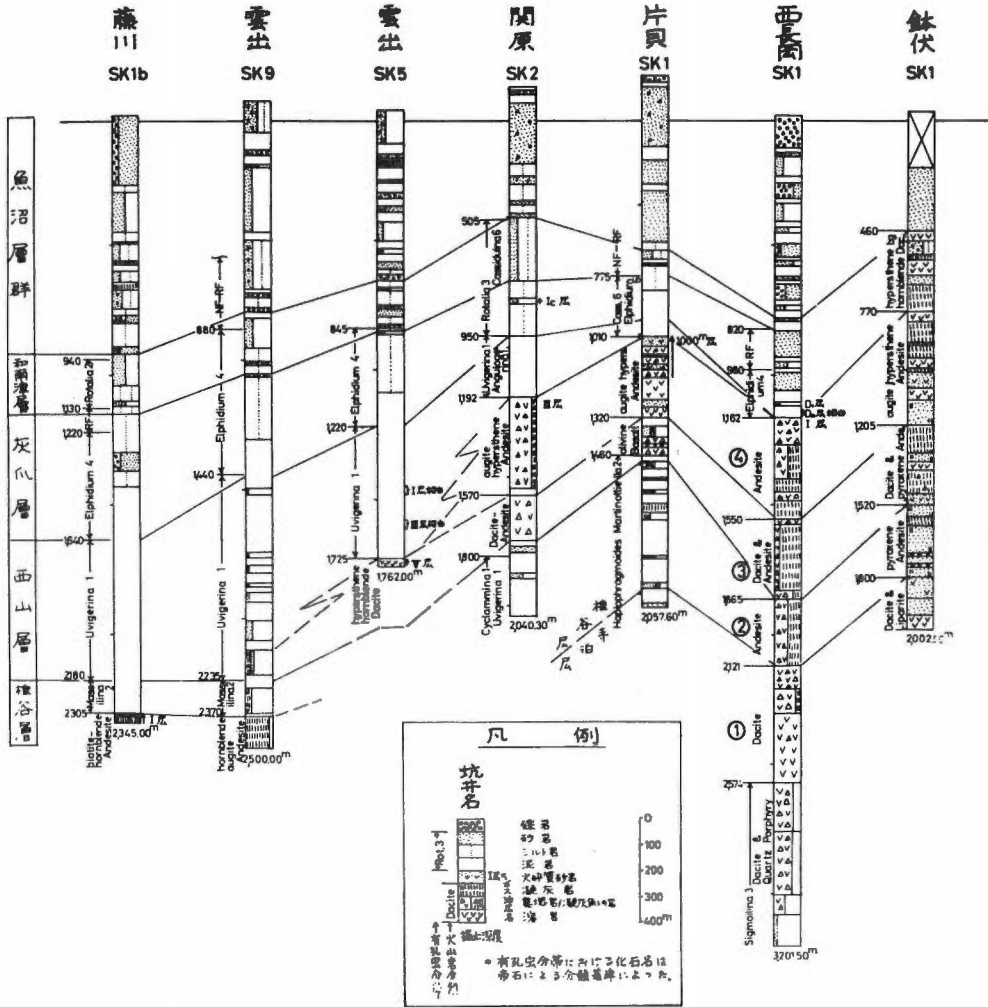
また、やや深い坑井(西長岡 SK-1, 鉢伏 SK-1 など)では、寺泊層以下にも火山岩層の発達があるので、これらの層準の火山岩も水平的にかなりの拡がりをもつことが考えられる。同時に、これらの火山岩は変質がかなり著しいことを付記しておく。

以下に、北東一南西方向の諸断面について簡単な説明をする。また、それぞれについて筆者の観察した火山岩の種類を表示してある。

大浦一本明断面(A-A')

七谷層に流紋岩～石英安山岩の凝灰岩が優勢に発達しており、一部にはやや安山岩質の溶岩が介在し

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)



第8図 長岡平野の主要坑井対比図 (真柄欽次, 1966による)

第16表 大浦一本明断面 (A-A'), 深度別火山岩

坑井名	本明 SK-1	長福寺 NS-1
地表深度と岩石種	2040(m) 斜長石粗面岩質安山岩	955(m) 紫蘇輝石・角閃石石英安山岩
	2080 "	寺 96(斜長流紋岩
	2125 (輝石)粗面岩質安山岩	泊 983 "
	2160 斜長石粗面岩質安山岩	層 1050 "
	2200 "	1185 紫蘇輝石石英安山岩
	2202.5 掘止	1655 紫蘇輝石玄武岩質凝灰角礫岩
		七 1710 "
		谷 1720 玄武岩質凝灰角礫岩
		層 1910 (橄欖石)玄武岩
		2002 掘止

() は変質していることを示す

地質調査所報告 (第 250-1 号)

第17表 東三条—南見付断面 (B-B') の深度別火山岩

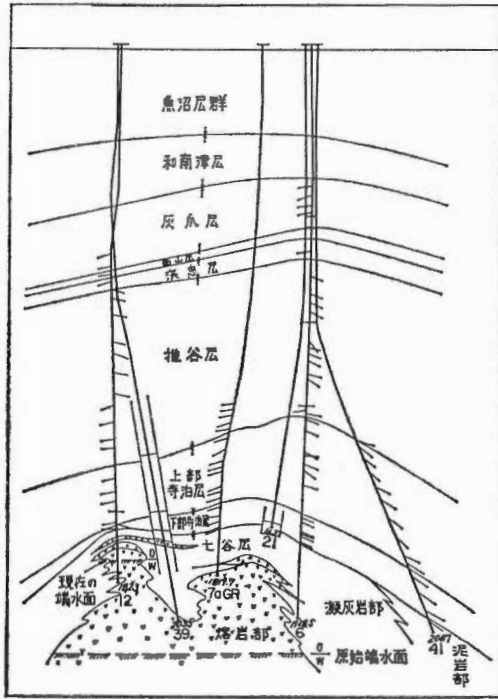
坑井名	南見付 SK-1	見付 SK-36	見付 SK-9	見付 SK-12
地 表 深 度 と 岩 質		1616(m) 小栗山凝灰岩	1685.1(m) 斜長石玄武岩	1747.8(m) 斜長石玄武岩
		1755 石英・斜長石・石英安山岩	1835.2 黒雲母・石英安山岩	1753 斜長石玄武岩
		1796 {斜長石・石英安山岩, 石英・斜長石・石英安山岩}	1837.1 "	1754 斜長石石英安山岩
		1830 斜長石・石英安山岩	1863.7 黒雲母・斜長石・石英安山岩	
		1874 石英・斜長石・石英安山岩		
		1910 "		
		1950 "		
		1980 "		
		2010 "		
		2048 "		
		2088 石英・斜長石・石英安山岩(玄武岩片を含む)		
		2120 石英・斜長石・石英安山岩, (角閃石)・石英・斜長石・石英安山岩		
		2150 石英・斜長石・石英安山岩, (玄武岩片を含む)		
		2182(m) 斜長石・粗面岩質安山岩, (輝石)斜長石粗面岩質安山岩, 石英・斜長石粗面岩質安山岩	2225 普通輝石・玄武岩質凝灰岩	
		2220 斜長石・粗面岩質安山岩, 石英・斜長石・粗面岩質安山岩	2260 "	
		2260 斜長石・石英安山岩質安山岩, 石英・斜長石・石英安山岩質安山岩	2305 "	
		2290 斜長石・石英安山岩質安山岩, 石英・斜長石・石英安山岩	2436 "	
			2480 "	
			2520 "	
			2555 "	
			2560 玄武岩質凝灰岩	
			2650 玄武岩	
			2680 "	
			2703 "	
			2769 "	
			2815 流紋岩	
			2867.5 無斑晶質流紋岩 (2875) "	
		黒坂 SK-1	白山 SK-1	東三条 SK-1
	1598(m) 小栗山凝灰岩 (1873.8)	1825(m) 粗面岩質安山岩		1810(m) 普通輝石玄武岩
	1620 多孔質無斑晶質玄武岩角閃石石英安山岩	1870 石英安山岩質凝灰岩		1219.5 小栗山凝灰岩
	1830.5 粗面岩質石英安山岩, 角閃石ガラス質石英安山岩	1960 橄欖石玄武岩		2004
	1865 粗面岩質斜長石石英安山岩	1984 斜長石石英安山岩	2170(m) 凝灰岩(石英・斜長石片を含む)	
		2316 輝石安山岩, 角閃石安山岩	2587 斜長流紋岩	
		2318		
		2410 粗面岩質安山岩		
		2475 橄欖石玄武岩		

ている (第16表). 寺泊層以上には火山岩をほとんど欠いている.

東三条—南見付断面 (B-B')

七谷層準に流紋岩~石英安山岩の溶岩・凝灰岩 (見付タフ・小栗山タフ) がきわめて優勢にしかも連続的に発達しており, 見付油ガス田のリザーバーとして特異なものである (第9図).

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)



第9図 見付油田横断面図
(西島進, 1971による)

この断面の坑井でみられる火山岩の種類および岩質を第17表に示してある。

七谷層の酸性火砕岩中には玄武岩がしばしば介在するが、断続的に分布するようで、一部は石英安山岩中でゼノリス状に産する。しかし、大むね2つの層準について追跡されるようである。下位と思われる玄武岩は、上位のものより厚いようである（見付SK-36号井では、深度2,225mから2,703mまで確認され、厚さは約350m+である）。上位のものはやや薄いようで、しかも、北に向って次第に層準が上っている。三条以北では蒲原平原下の玄武岩に連続するようである。鯨岡（1965）は、見付SK-36号井の2,769m以深の流紋岩および大面R-95号井の深部の頁岩は津川層ではないかと述べている。

東長岡一鉢伏断面 (C-C')

この断面は東山油田の火山岩層序の西への連続を示し、寺泊層から灰爪層にわたり火山岩が優勢であ

第18表 東長岡一鉢伏断面 (C-C') の深度別火山岩

坑井名	悠久山 SK-1
	1090(m) 角閃石・紫蘇輝石・普通輝石安山岩, 橄欖石・普通輝石安山岩, 輝石安山岩
地表深度と岩石種	1170 輝石安山岩
	1210 輝石安山岩
	1700 輝石安山岩
	1860 斜長流紋岩
	1870 斜長流紋岩
	1951 斜長流紋岩, 輝石石英安山岩
	1952 掘止

地質調査所報告 (第 250-1 号)

第19表 大口—西長岡—来迎寺断面

坑井名	来迎寺 R-1	南長岡 R-1	西長岡
地 表 深 度 と 岩 種	1210(m) 雑色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩		
	1235 紫色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩		
	1270 角閃石石英安山岩質凝灰角 礫岩		
	1325 紫色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩		
	1360 "		
	1380 "		
	1410 "	1560(m) 黒色安山岩質凝灰角礫岩	
	1440 "	1580 紫色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	1629.2(m) 紫蘇輝石含有黒雲母角 閃石石英安山岩
	1470 "	1610 雑色石英安山岩質凝灰角礫 岩	1629.9 黒雲母酸化角閃石石英 安山岩
	1510 "	1650 赤色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	1630.4 普通輝石含有酸化角閃 石石英安山岩
	1570 "	1690 "	1630.7 普通輝石・酸化角閃石 石英安山岩
	1600 角閃石石英安山岩質凝灰角 礫岩	1700 掘止	
	1635 "		
	1665 掘止		

る。このうち、寺泊層は流紋岩、椎谷～西山層は安山岩、灰爪層は石英安山岩で特徴づけられる。西山層以下の火山岩は著しく変質しているのが注目される。第18表に悠久山 SK-1 号井でみられる火山岩の岩質を示してある。

大口—西長岡—来迎寺断面 (D-D')

大口ガス田では劣勢であるが、それ以南では椎谷層および西山層の大部分は火山岩層となっている。また、西長岡ガス田を中心として、寺泊層以下にも火山岩層が発達し、おもに石英安山岩質のもので占められている。

この断面の坑井でみられる火山岩の種類および岩質を第19表に示してある。

王番田—関原—片貝断面 (E-E')

この断面では西山層がほとんど安山岩～石英安山岩を主とする火山岩で占められ、片貝 SK-1 号井でみられるように、椎谷～寺泊層には火山岩を欠くようであるが、深い坑井が多くないので不明である。この断面でみられる火山岩の種類を第20表に示してある。

藤川—雲出断面 (F-F')

この断面では、2つの層準、すなわち、西山層の下部および椎谷層に火山岩層が発達する。前者は角閃石石英安山岩により、後者は黒雲母・角閃石石英安山岩によって特徴づけられている。椎谷層より以下は不明である。

この断面の坑井でみられる火山岩の岩質を第21表に示してある。

Ⅱ.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

(D-D') の深度別火山岩

芹川 R-19	大口 R-16
1270(m) 石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	990(m) 雑色石英安山岩質安山岩の凝灰角礫岩
1300 安山岩質凝灰角礫岩	1020 "
1350 石英安山岩質凝灰角礫岩	1250 黒色安山岩質凝灰角礫岩
1380 安山岩質凝灰岩	
1410 石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	
1445 安山岩質凝灰角礫岩	
1490 "	
1545 "	
1580 石英安山岩質安山岩	
1600 安山岩	
1640 安山岩質凝灰角礫岩	
1680 "	
1710 "	
1750 安山岩質凝灰角礫岩	
1780 角閃石石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	
1815 "	
1840 "	
1870 紫色石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	
1900 "	
1940 "	
1970 "	
1990 "	
2000 掘止	

11. 鮮新世火山岩区

11.1 米山地域の鮮新世火山岩区

米山地域は鮮新世火山活動の模式地の一つである。最近、大野（1965）や米山研究グループ（1964, 1967, 1968, 1969 a, 1969 b）により大変くわしく調べられている。以下これらによる米山地域の火山層序の概要を述べる。

本地域の西山層相当層は竹ヶ鼻層と命名されており、鶯川地域では桜坂峠層とよび、上下に2分されている。米山火山岩層の主部は竹ヶ鼻層に含まれているが、この火山活動は下位の聖ヶ鼻層（椎谷層上部）沈積の後期から始まったとされている。米山火山岩層の主体は、全体として南東へ傾斜する単斜構造を示している。

本火山岩層は、全般的にみて、溶岩流、火山碎屑岩、比較的ラミナのよく発達している火山性砂岩および砂質泥岩の整合的くり返しからなり、凝灰角礫岩～火山角礫岩が圧倒的に多い。火山岩は含橄欖石輝石安山岩、複輝石安山岩、角閃石－輝石安山岩および角閃石安山岩に区別される。それらの斑晶組合せは第22表のとおりである。

米山研究グループの作製した地質図を検討すると、これらの各種安山岩の重なりは、おおむね第23表のようにまとめられる。

以上のように橄欖石安山岩の間に輝石安山岩と角閃石安山岩が交互に出現し、橄欖石安山岩を始めとするサイクリックな繰返しが少なくも8回程度認められ、成因的にも注目されるものである。

第20表 王番田一片貝断面 (E-E') の深度別火山岩

坑井名	越路 R-1	関原 R-19	上除 R-1	王番田 R-1
地 表 深 度 と 岩 石 種		1120(m)安山岩		
		1150 "		
		1180 石英安山岩質安山岩		
		1200 石英安山岩質凝灰角礫岩		
		1230 "		
	1275(m)	石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	1260 石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	
	1315	紫黒色安山岩質凝灰角礫岩	1290 "	
	1350	黒色安山岩質凝灰角礫岩	1320 "	
	1385	帯褐色安山岩質凝灰角礫岩	1360 "	
	1425	緑色変質安山岩質凝灰角礫岩	1390 角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩	
	1445	"	1420 "	
	1470	"	1450 "	
	1490	浮石質石英安山岩質凝灰岩	1480 "	1470(m)石英安山岩質安山岩の凝灰岩
	1500	"	1510 "	1500 "
			1540 "	1530 紫色安山岩質凝灰岩
			1570 "	1550 "
			1620 石英安山岩質凝灰角礫岩	1580 "
			1650 "	1620 石英安山岩質安山岩の凝灰岩
			1670 "	1650 "
			1700 変質安山岩質凝灰角礫岩	1680 "
		1730 "	1700 黒色安山岩	
		1750 "	1730 "	
		1790 "	1770 石英安山岩質安山岩, 凝灰角礫岩	
		1825 "	1777 "	
		1850 "		

橄欖石安山岩は下部に比較的多く、角閃石を含むタイプは、比較的上位に多くなる傾向を示している。最上部では角閃石安山岩のタイプが優勢であるという。

火山岩層の分布域に接して角閃石安山岩(城山)、輝石安山岩(中ノ岳)などの貫入岩が存在している。

なお、本地域の南東地域(黒姫山～阿相島地域)では、西山相当層下部に輝石安山岩、上部に角閃石安山岩の発達がある。また、阿相島層(灰爪層)下部に角閃石安山岩があり、さらに駒ノ間層(魚沼層)中にも角閃石安山岩の凝灰角礫岩や溶岩があり、これらを通る角閃石-輝石安山岩や角閃石安山岩の侵入岩体がある。

11.2 魚野川低地帯西縁の鮮新世火山岩区

魚野川の西側沿いに、魚沼層の基盤として西山層の安山岩が分布している。これは、北は小出から南は苗場山北部まで断続し、約50 kmの間に発達している。

この安山岩層は、北部では小出～浦佐付近に分布し、安山岩溶岩と角礫岩からなっている。南部では塩沢から中津川沿いまで連続している。玄武岩質のものから輝石安山岩までの岩質を示し、おもに溶岩と角礫岩からなっている。また、下位の椎谷層にも安山岩の活動があり、これから一連のものである。

本火山岩区の火山活動は、破間川に沿う断層活動と関連するものようにみられる。西方へは薄化す

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第21表 藤川一雲出断面 (F-F') の深度別火山岩

坑井名	雲出 SK-15	雲出 SK-6	雲出 SK-5	雲出 SK-9
地表深度と岩石種	2033.5(m) 緑色角閃石石英安山岩質凝灰角礫岩	1848(m) 黒雲母紫蘇輝石含有角閃石石英安山岩	1745(m) 紫蘇輝石・角閃石石英安山岩質凝灰岩	2200(m) 黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石・緑色角閃石安山岩
	2057.0 "	1852 緑色角閃石石英安山岩質凝灰岩	1762 "	2420 角閃石・輝石安山岩; 普通輝石・角閃石安山岩
	2078.5 "	1853 緑色角閃石紫蘇輝石・ガラス質石英安山岩	1762 掘止	2500 掘止
	2130.5 "			
坑井名	藤川 SK-2d	藤川 SK-4	藤川 SK-1b	藤川 SK-1
地表深度と岩石種	2155(m) 凝灰岩(角閃石, 黒雲母を含む)	2370(m) 角閃石石英安山岩	2310(m) 黒雲母・角閃石石英安山岩質安山岩	0 小国層
	2408 黒雲母・角閃石安山岩	2405 黒雲母・角閃石石英安山岩	2314 黒雲母・角閃石石英安山岩質安山岩	155 塚山層
	2445.8 角閃石安山岩	2461 普通輝石・角閃石石英安山岩	2327 黒雲母・角閃石石英安山岩質安山岩	567.7 蘇生層
			2328 普通輝石・斜長石安山岩	924.3 和南津層
		2330.4 普通輝石・斜長石安山岩	1150.7 灰爪層	
		2330.9 (2345) 掘止	1636.4 西山層	
			2176 椎谷層	

第22表 米山火山岩類

角閃石安山岩類

- 黒雲母・角閃石石英安山岩 (岩脈)
- 普通輝石含有酸化角閃石・曹灰長石安山岩
- 橄欖石含有酸化角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・曹灰長石安山岩
- 酸化角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・曹灰長石安山岩
- 普通輝石・紫蘇輝石・緑色角閃石・曹灰長石安山岩
- 黒雲母含有普通輝石・紫蘇輝石・酸化角閃石・曹灰長石安山岩

輝石安山岩類

- 角閃石含有橄欖石・普通輝石・曹灰長石安山岩
- (橄欖石) 紫蘇輝石・普通輝石・曹灰長石安山岩
- 紫蘇輝石・普通輝石・曹灰長石~亜灰長石安山岩
- 普通輝石・紫蘇輝石・曹灰長石~亜灰長石安山岩

橄欖石玄武岩質安山岩類

- 橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・亜灰長石~灰長石安山岩
- 橄欖石・普通輝石・亜灰長石~灰長石玄武岩質安山岩
- 紫蘇輝石・橄欖石・普通輝石玄武岩

第23表 米山火山岩類の重なり方 (下位より)

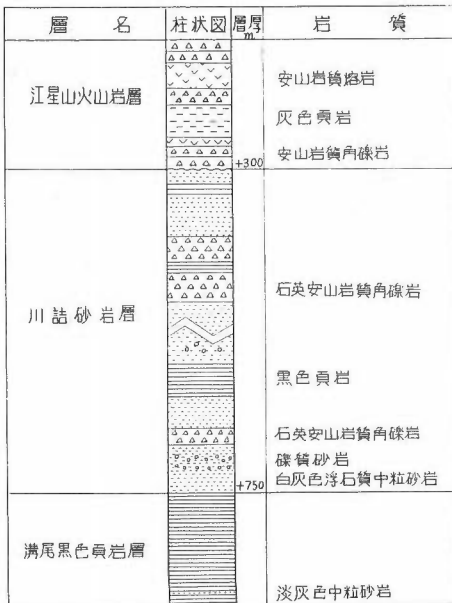
①	輝石安山岩→橄欖石安山岩→輝石安山岩
②	橄欖石安山岩→角閃石安山岩→橄欖石安山岩→輝石安山岩
③	橄欖石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩
④	橄欖石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩
⑤	橄欖石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩
⑥	橄欖石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩
⑦	橄欖石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩
⑧	橄欖石安山岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→輝石安山岩→橄欖石安山岩

るようである。この火山岩区の北への延長は、須原西方および加茂東方猿毛山の安山岩まで含めて考えることができよう。

11.3 西頸城の鮮新世火山岩区

西頸城郡の能生川・早川・海平川下流地域の一般層序は、西田・津田ら(1966)によって明らかにされている。この地域では川詰層(椎谷層相当層)に火山岩をはさみ、またこれを覆って安山岩層が発達している。

能生川流域での火山岩層は次に示すような岩質を有す(第24表、第10図)。



第10図 能生川流域大沢・柵口付近地質柱状図 (西田原図)

第24表 能生川流域の火山岩

江星山火山岩層	中部	紫蘇輝石・曹灰長石安山岩 (紫蘇輝石)・角閃石安山岩 酸化角閃石・紫蘇輝石安山岩
	下部	紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石安山岩 普通輝石・紫蘇輝石・曹灰長石安山岩 紫蘇輝石・普通輝石・曹灰長石安山岩 橄欖石・曹灰長石安山岩
川詰層	上部	角閃石石英安山岩 普通輝石・紫蘇輝石・曹灰長石安山岩 橄欖石・普通輝石・曹灰長石安山岩
	下部	角閃石石英安山岩 普通輝石・紫蘇輝石安山岩 紫蘇輝石・角閃石石英安山岩 紫蘇輝石・角閃石・曹灰長石石英安山岩質安山岩 紫蘇輝石・普通輝石・ガラス質安山岩 普通輝石・紫蘇輝石安山岩

() は変質していることを示す

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

江星山火山岩層は、川詰層を浜忠相当層と考えれば灰爪層に対比すべきものであろう。

海平川上流域には安山岩層が広く分布し、下位の地層を不整合に被い、灰爪層に対比される。この火山岩の岩質は次のようである。すなわち、普通角閃石含有普通輝石・紫蘇輝石安山岩、普通角閃石含有紫蘇輝石・普通輝石安山岩、紫蘇輝石・普通輝石安山岩、玄武岩質安山岩、橄欖石安山岩である。

11.4 角田山塊の鮮新世火山岩区

角田山塊は主として西山層の安山岩によって構成されている (西田・茅原, 1956)。

詳細は省略する。

12. 魚沼層の火山岩

魚沼層中で最も火山岩が顕著に発達する地域は、十日町より上流の信濃川沿岸地域である。

この地域の魚沼層は大きな緩い向斜構造を呈しているが、火山岩はその北翼に厚く、南翼では薄化、あるいは尖滅する。

層準としては、塚山層の夾炭層より上位に存する。関田山脈の稜線を構成し、しばしばケスタ状の地形を呈する原因となっている。岩質は玄武岩質安山岩～輝石安山岩が主である。

一方、信濃川右岸地域でも、魚沼層特に塚山層中に、安山岩質の凝灰角礫岩層の他に、酸性凝灰岩の薄層が10枚以上追跡され、鍵層となっている。

魚沼層の安山岩は米山東方地域や東山油田西部地域などでも認められている。このほかの地域でもしばしば、主として安山岩 (時に石英安山岩) を挟むことがある。

13. 七谷～寺泊階の玄武岩

13.1 概説

新潟盆地内で時空的に七谷～寺泊層と密接な随伴関係をもっている玄武岩類を、筆者は“間瀬玄武岩”と総称している。“間瀬玄武岩”には、海底噴火によって生じた溶岩 (所により枕状構造を呈す)・凝灰角礫岩からなる噴出相と、侵入岩体・シル・餅盤・岩脈などとして産する貫入相とが区別される。

新潟盆地では、佐渡島の小木半島 (茅原, 1958) や国中平野周縁地域、弥彦山塊の間瀬地域、新津油田、五十嵐川上流地域、中条東方地域、津川盆地などのほか、平原下にも噴出相の玄武岩層が発達しており、他の積成盆地にくらべて噴出相が量的に著しい。一方、貫入相は、大佐渡北部、小木半島、弥彦山塊、平原下の一部、坂町東方、五十嵐川上流、津川盆地、長岡東方、および、只見川上流地域などに存在し、むしろ東方地域に多い傾向を示している。

新潟油田地域においては、噴出相東縁線が全体の分布東縁線よりわずかに西へ移動しているのみで、貫入相のみの地域は東側に狭長な分布を示す。このことは、七谷～寺泊層の堆積の際に、沈降最大地域の移動が局部的にあったとはいえ、全体としての積成盆地構造に大きな変化がなかったことに関連している。したがって、噴出相と貫入相の分布が広い地域でオーバーラップしており、山形～秋田地域のように沈降中心の移動の大きい場合と異なった現象が認められるのである。このことは新潟積成盆地の1つの特徴である。

噴出相の岩質は、枕状溶岩-パラゴナイト・コンプレックスによって特徴づけられている。枕状溶岩は佐渡小木半島、弥彦間瀬地域、新津油田地域などに顕著な発達があり、多量の沸石類を伴っている。岩種としては、橄欖石玄武岩、橄欖石・普通輝石玄武岩、普通輝石玄武岩、橄欖石-一方沸石玄武岩、普通輝石・紫蘇輝石玄武岩、石英玄武岩などが区別される。岩系としてはアルカリ玄武岩・高アルミナ玄武岩およびソレイトを含んでいる。

貫入相は、侵入岩床・シル・餅盤・岩脈などの形態をなして存在するが、一般には層状貫入岩体を形成しているものが多い。貫入母岩の層準は、下部中新統から上部中新統にわたっているが、最も貫入体の多いのは七谷層中である。そのうちでも、頁岩のような板状構造をもつ地層中に最も多く選択的に貫入している。

これらの層状貫入体を構成する岩石は、多くの場合、粗粒玄武岩であって、厚いものでは 200m を超えるものがある。一般に、厚い層状岩体では原位置での分化作用が顕著に行われており、鉱物組織・組成・化学成分・各種沸石の種類および産状などについて、上下で多様な変化を示している。したがって、岩体のそれぞれに、橄欖石粗粒玄武岩、普通輝石粗粒玄武岩、紫蘇輝石粗粒玄武岩、石英粗粒玄武岩、橄欖石・方沸石粗粒玄武岩、粗粒玄武岩ペグマタイト、閃長岩のパッチ、シュリーレンなど、多様な岩種が区別され、また、細粒な急冷周縁相から粗粒な岩脈や、パッチなど、粒度にも著しい変化に富む。

一部の岩体には、橄欖石に富むゾーンが認められるほか、ピクライトやピクライト質粗粒玄武岩のシルも存在している。

“間瀬玄武岩”は、貫入相にしても、噴出相にしても、一般に塩基性～超塩基性包有物に乏しい。しかし、現在までのところ、少量ではあるが、はんれい岩質包有物を伴うことも知られている。

13.1.1 噴出相

噴出相の代表例として、小木玄武岩層及び間瀬玄武岩層についてのべる。

a) 小木玄武岩層

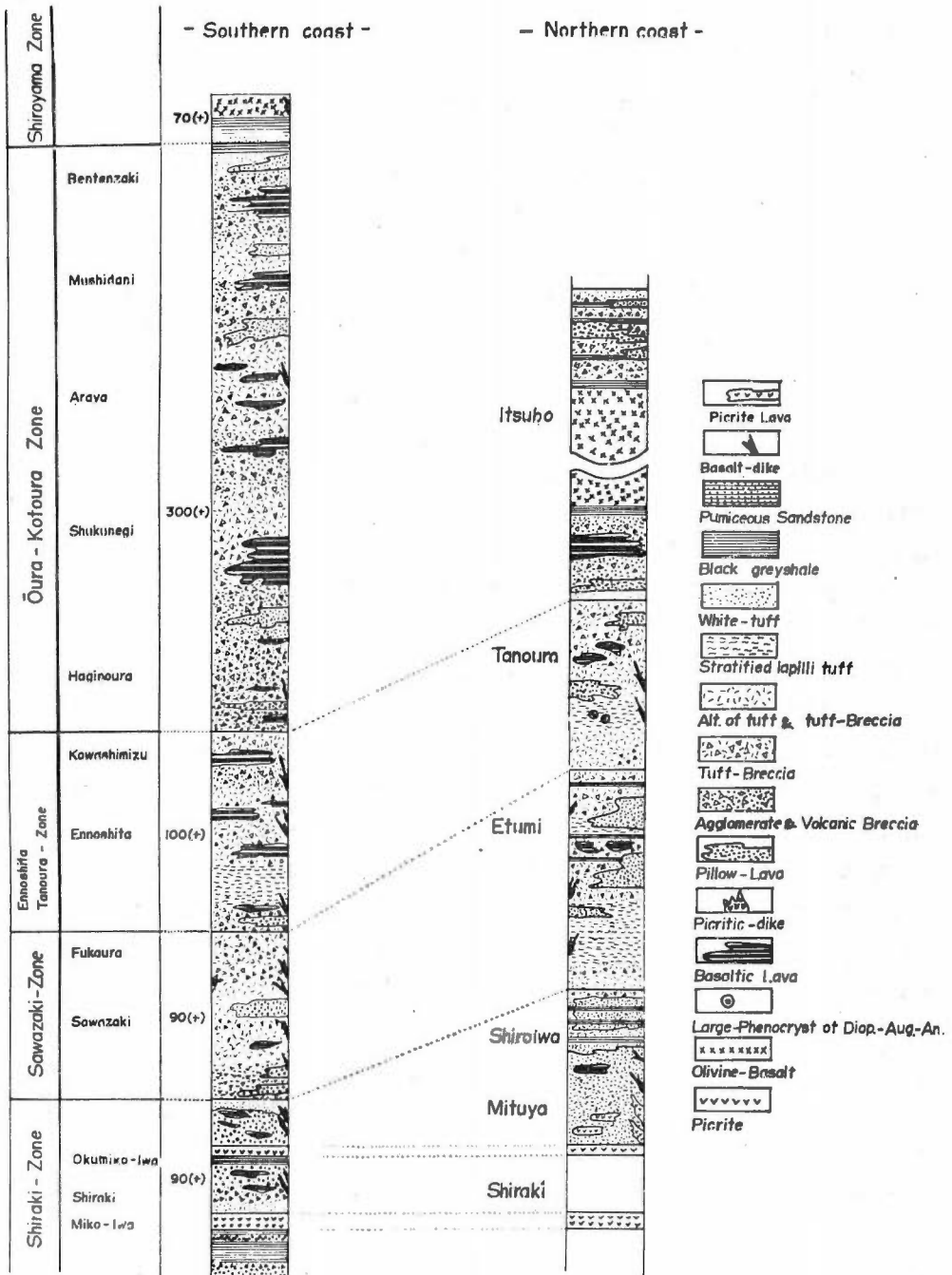
佐渡小木半島に分布する玄武岩類は、中新世後期に、噴出あるいは貫入したものであって、橄欖石玄武岩・石英含有紫蘇輝石玄武岩・粗粒玄武岩・ピクライト・ピクライト質玄武岩からなり、枕状溶岩-パラゴナイト・コンプレックスを構成している。本玄武岩は、時空的には、いわゆる“グリーンタフ造山”時における地向斜的発展期に沈積した上部中新統の鶴子・中山両累層と密接な関係を有する海底火山噴火の産物である (第11図)。

したがって、小木玄武岩は、鶴子累層 (硬質頁岩層) 上部層から中山累層 (黒色頁岩層) 下部層にわたる層準に発達している。また、半島部に分布している玄武岩層中には、硬質頁岩が介在し、一部は玄武岩質凝灰岩と互層しているが、このような関係からみて、小木玄武岩層は全体として鶴子・中山両累層と指交関係にあるといえることができる。

岩相、層準からみると、本地域の玄武岩層は同じく噴出相を主とする“間瀬玄武岩層” (西田・茅原, 1956) に対比されるものである。

小木玄武岩層を、各種玄武岩の噴出順序、岩質、火山砕屑岩の岩相、中山・鶴子両累層との累重関係、ならびに地質構造に基づいて大別すると、下部と上部の2つに区分できる。更に、下部玄武岩層は

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)



第11図 小木玄武岩地質柱状図 (山川 茅原一也, 1968による)

3帯一白木帯，沢崎帯および椽の下・田野浦帯一に，上部玄武岩層は2帯一大浦・琴浦帯および城山帯一に分帯される。

この関係は第25表に示すとおりである。

第25表 小木玄武岩の分帯と典型的な岩石種

分 帯	典型的な岩石種
上部帯 (5) 城山帯 (4) 大浦—琴浦帯	石英—橄欖石玄武岩 石英—紫蘇輝石—(橄欖石)玄武岩
下部帯 (3) 椽の下 —田野浦帯 (2) 沢崎帯 (ピク ライト・シルの 貫入) (1) 白木帯	灰長石—透輝石—普通輝石含 有橄欖石玄武岩 橄欖石玄武岩 (ピクライト・ ピクライト質粗粒玄武岩) アルカリ橄欖石玄武岩

b) 間瀬玄武岩層

間瀬玄武岩層は樋曾硬質頁岩層の上位に整合的に重なっており，その上部は南西方では寺泊黒色頁岩層に側方変化するものと考えられる。

間瀬玄武岩層は，間瀬部落より角海浜に至る海岸において模式的に露出するほか，間瀬街道に沿って良好な露出を示す。

本玄武岩層は，間瀬部落北東方に広く分布し，海岸部と平野部との分水嶺より西方の斜面を主に構成している。本層の北縁は海岸線によって限られるため上位の地層を欠き，北東部は北西方向の断層—樋曾断層—によって角田火山岩層と接している。本層は全体として走向北東で西北方に緩く傾斜している。したがって，下位の樋曾硬質頁岩層との累重関係及び本層下部の状態は間瀬街道に沿って最も詳細に観察することができた。

間瀬街道における観察によると，白色～淡緑色凝灰岩を挟む硬質頁岩層—樋曾硬質頁岩層最上部—の上位に間瀬玄武岩層が重なっている。本玄武岩層の基底部は，暗褐色の玄武岩質凝灰岩層を主として黒色泥岩を挟んでいる。この凝灰岩は軟弱であるが，ラミナの発達が良好である。上部の典型的な凝灰角礫岩に較べると，本質凝灰岩ではなく，かなり多量の泥質物を混じているものと考えられる。上述の玄武岩質凝灰岩層の上位には，やや顕著な頁岩層が累重しており，その岩質は，いわゆる黒色頁岩と硬質頁岩との中間相を呈しているが，下位の硬質頁岩に類似性がやや強い。

この頁岩層の上位に始めて典型的な玄武岩質凝灰角礫岩の厚層が累積しており，著しい塩基性火山活動の開始を物語っている。

間瀬街道に沿う地域では，この凝灰角礫岩の中部に頁岩層を挟んでおり，この頁岩層中に流紋岩質凝灰岩を挾有している。

間瀬玄武岩部層は，前記の凝灰岩を基底とし，おもに各種の玄武岩質火山碎屑岩からなっている。本層を構成する諸岩石類は次のとおりである。

- 1) 玄武岩質凝灰角礫岩
- 11) 玄武岩質火山礫凝灰岩

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

- iii) 玄武岩質集塊凝灰岩
- iv) 玄武岩質溶岩流一大部分は枕状構造を呈する一
- v) 玄武岩岩脈
- vi) 頁岩層
- vii) 異質凝灰角礫岩

間瀬玄武岩には各種の沸石が豊富に伴っている。この共生関係については最近、島津ら (1967) によって詳しく研究されている。

13.1.2 貫入相

七谷階の玄武岩は貫入岩としても多数出現し、主に七谷層中部以下の地層中に存在している。母岩が層状である場合はシル、あるいは侵入岩体として貫入し、厚さは 250m に及ぶものがある。一方、母岩が凝灰岩のような塊状の場合には岩脈として産する。

新潟盆地の西方部では噴出相を伴うが、東部では貫入相のみが存在している。厚い層状岩体では顕著な分化作用が認められ、また、深度により変質相に変化がある。特に厚い層状岩体が発達する場合には、背斜構造あるいはドーム構造の形成と密接な関係のあることが注目される。貫入和の発達する代表的地域として、弥彦地域および粟島について述べることにする。

a) 弥彦・角田山塊

樋首硬質頁岩層およびそれ以下の地層中に多数貫入している粗粒玄武岩～玄武岩は、間瀬玄武岩部層を構成する噴出型の玄武岩と同種のマグマによって形成された貫入型である。これらの貫入体は、おもに粗粒玄武岩であって、侵入岩床・餅盤・シルなどの形態をもつものが最も普通である。

1) 母岩による構造支配 これらの粗粒玄武岩類は、特に頁岩層の多い部分に多数存在している。かように、頁岩層のような板状構造を呈する部分に、選択的に塩基性マグマが侵入し、母岩による構造支配を受ける現象は、各地の“間瀬玄武岩”においてしばしば認められるが、本地域における産状は典型的なものである。

弥彦ドームの中核部には、特に多数の粗粒玄武岩が貫入しており、侵入岩床群またはシル群を形成している。玄武岩～粗粒玄武岩の侵入岩床あるいはシルが最もひん繁に存在するのは、頁岩に富む部分すなわち観音寺硬質頁岩凝灰岩互層および樋首硬質頁岩層である。しかし、凝灰岩や石英粗面岩の多いところでは少量で岩脈となる。

侵入岩床およびシルのほかに岩脈をなすものが多いが、これらの岩脈は地層の走向に直交し、全体として弥彦ドームの中核部に対して放射状に配列する傾向を有している。石英粗面岩を貫くものもあるが、その場合にはきわめて不規則な貫入形態をもつのが普通である。

以上述べたような粗粒玄武岩の貫入機構は、弥彦ドームの形成発展と密接に関連しているものであつてきわめて興味深い。

地下の貫入場所一貫入空間一は、弥彦ドーム形成初期の運動に関連して与えられ、マグマの上昇および貫入はドーム形成を加速し、貫入と構造形成とが交互的に行われたものであろう。多数の粗粒玄武岩の貫入・固結により、特に弥彦ドーム西翼部は全体として剛性が大となり、その後の褶曲作用に対しては剛塊の運動をなした結果、非対称的な背斜構造の形成、更には西から東への衝上を惹き起したものであろう。

ii) 貫入深度による岩質の変化 貫入体をなす粗粒玄武岩は、一般にサブオフィチック組織を呈し、斜長石、普通輝石を主要構成鉱物とするが、更に橄欖石を有するものとこれを欠くものがある。

進入岩床・シルあるいは岩脈のいずれの場合においても急冷周縁相が認められ、ある場合には緻密・玻璃質であり、ある場合には変質によって凝灰岩様の見掛けを呈する。

粗粒玄武岩の斜長石は曹長石が普通であるが、一部には灰曹長石～曹長石によって代表されるものがある。すなわち、灰曹長石～曹長石・普通輝石を主要構成鉱物としており、スピライトの類型に属するものが存在している。このような灰曹長石（～曹長石）粗粒玄武岩は比較的深部に貫入したものに多い傾向がある。すなわち、樋曾硬質頁岩層中に貫入している粗粒玄武岩には、曹長石粗粒玄武岩はほとんど存在していないが、下位の観音寺硬質頁岩凝灰岩互層の中には多数存在している。

したがって、多宝・弥彦山の東斜面に見られる粗粒玄武岩貫入体は、大部分がかような岩質をもっている。

以上述べたような岩質の変化のほかに、橄欖石の変質産物・普通輝石の変質程度および変質産物の種類・結晶間隙に存在する緑色～茶色の粘土様鉱物の種類その他の性質に関しても、貫入場所の深度の違いによって変化が認められる。

iii) 貫入型（進入岩床群あるいはシル群）と噴出型（間瀬玄武岩部層）との関係 以上に述べた貫入型と噴出型との前後関係—生成順序—は1つの問題である。角田の坑井(R2)に見られる玄武岩類について検討するに、深さ一層準一により、岩質の変化が認められる。すなわち、下位のもは早期の鉱物組合せ—橄欖石多く、普通輝石は光軸角大、斜長石は calcic—から成り、上位に向って次第に晩期の鉱物組合せ—橄欖石は少量あるいはこれを欠き、単斜輝石は、ピジョン輝石質となる—のものに変る。このような変化は、他地域の“間瀬玄武岩”一例、小木半島の玄武岩—にも認められる現象である。弥彦山塊の貫入型粗粒玄武岩は、角田坑井(R2)に見られる下位のものに岩質が類似し、噴出型は上位のものと同様である。このような観点から、もちろん厳密な順序ではないが、貫入型粗粒玄武岩は比較的初期、噴出型玄武岩は比較的後期に生成したものであると考えられる。

塩基性マグマが地下深所から上昇するに際して、先ず下位の頁岩層中に次々と侵入し、次第に上位の地層に入り込み、やがて下位の頁岩に富む部分が“飽和する”に至った後、地表に達して流出あるいは噴出したものであると考えられる。

iv) 弥彦・角田山塊における“間瀬玄武岩”の岩石学的性質 本地域において発達する玄武岩はアルカリ岩系に属するが、その種類を要約すれば第26表のとおりである。

貫入型および噴出型を総合して、岩質特に変質の差異に関する要約を第27表に示してある。

b) 粟島

i) 地質構造

本島の大部分を構成する栗島硬質頁岩層および粗粒玄武岩の進入岩床ならびにシルは、全体として、ハゲノハマを通る東西～西北西方向の軸を中心として緩い背斜構造をなし、この背斜軸は西方に緩い角度でブランチしている。この基本構造のほかに、北東方向の褶曲軸を有する背斜構造および向斜構造が発達している。これらの小褶曲は地質図から明らかなように、本島の南部地域において著しい。

ii) 粗粒玄武岩の産状

Ⅱ.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

第 26 表 “間瀬玄武岩” の岩石種

	地 層	玄 武 岩 の 種 類
噴 出 型	間瀬玄武岩層	紫蘇輝石玄武岩 (岩脈) 普通輝石・紫蘇輝石玄武岩 (岩脈) 橄欖石玄武岩 (岩脈) 橄欖石玄武岩 (熔岩あるいは凝灰角礫岩 中の岩塊)
		種曾硬質頁岩層
貫 入 型	観音寺硬質頁岩	橄欖石・曹灰長石粗粒玄武岩 曹長石 (灰曹長石) 粗粒玄武岩
	凝灰岩互層	橄欖石・曹長石 (灰曹長石) 粗粒玄武岩

第 27 表

	斜長石の変質	橄欖石の変質	普通輝石の変質	結晶間隙の粘土様鉱物
噴出型	稀, 不明瞭, 稀に曹長石化と沸石化	明瞭, サボナイト化あるいは方解石化	なし	サボナイト化
浅所貫入型	不明瞭, 弱い曹長石化	明瞭, スメクタイトー緑泥石化	なし	スメクタイトー緑泥石化
深所貫入型	明瞭, 時に完全に曹長石化	緑泥石化あるいはタルコース	時に部分的に緑泥石化と(あるいは)緑閃石化	緑泥石化

粟島の粗粒玄武岩はすべて貫入型に属しており, 溶岩流および火山碎屑岩は存在していない。これらの粗粒玄武岩は, おもに粟島硬質頁岩層中にシル・餅盤・进入岩床として貫入している。また, 時には岩脈として産することもある。いずれの貫入岩体においても急冷周縁相が発達しており, 接触している頁岩は軽微な変質を蒙っている。

下部頁岩層を貫く岩体は一般に塊状であるが, 上部頁岩層を貫く岩体には柱状節理および板状節理の発達することが多く, 特に最上部に貫入しているものには著しく発達している。

进入岩床・シルのいずれも厚いものが多く, 最も厚い所では50mを超えるものが普通に見られる。全島を通じてほとんど一様に硬質頁岩が発達しているために, 粗粒玄武岩の貫入も全域にわたってほぼ同様であって, 弥彦山塊において見られるような貫入場所の選択性は認められない。

本島における粗粒玄武岩の産状は, 弥彦ドームにおける貫入状態に類似している。しかしながら, 個々の岩体の大きさおよび厚さは弥彦地域のものより一段と大きいのが特徴であるといえよう。

特に粗粒の粗粒玄武岩の岩体においては, やや優白質な粗粒玄武岩ペグマタイトやグラノフィリックな岩石が脈状に存在することが多い。さらに白色脈 (沸石・ペクトライトなど)・磁鉄鉱脈・葡萄石脈などがしばしば存在している。

iii) 粟島粗粒玄武岩の岩石学的性質

粟島産の粗粒玄武岩は, 一般にきわめて粗粒である。特に下部頁岩層に貫入したのものにはこの傾向が強い。この事実, 岩体が一般に大きいことにも関連している。本島に産する粗粒玄武岩はアルカリ岩系に属し, 大別して次のような岩種からなっている。

すなわち, 橄欖石をかく粗粒玄武岩, 橄欖石粗粒玄武岩, 金雲母粗粒玄武岩, ピクライト質粗粒玄武

第28表 貫入深度による岩質の差異

	曹長石粗粒玄武岩	橄欖石の変質鉱物	普通輝石の変質鉱物	金雲母	葡萄石化作用	粗粒玄武岩ペグマタイト
浅所貫入型	稀	スメクタイト — 緑泥石	稀	無	弱	稀
深所貫入型	多	緑泥石, ある いはタルコース ス鉱物	時に緑閃石化	時にあり	強	多

岩, ペグマタイト質粗粒玄武岩, 粗粒玄武岩ペグマタイト, 曹長石 (~ 灰曹長石) 粗粒玄武岩である。

個々の岩体については, それぞれ急冷周縁相が存在しており, その部分は細粒となり玄武岩質になっている。また, 小さい岩脈あるいはシルでは斑状玄武岩が多い。貫入場所特に貫入深度の差異によって岩質の差異が認められるが, 最も顕著に現われているのはスピライト化作用の程度および有色鉱物の変質鉱物の種類である。これを要約すれば第28表のとおりになる。

これらの傾向は前に述べた弥彦山塊に産する粗粒玄武岩について認められたことと類似した点が多いが, 金雲母の存在や, 葡萄石の存在は, 弥彦山塊では認められなかったことである。

同一岩体内においては, 上部はペグマタイト質であって粗粒・優白質の傾向があり, この部分に粗粒玄武岩ペグマタイトあるいはグラノフィリックな岩石が脈状に発達している。下部には橄欖石結晶が比較的多く, ある種の岩体ではピクライト質粗粒玄武岩に近い成分をもつものがある。

多数の薄片について検鏡した結果によると, 橄欖石結晶の量には, 存在しないか極く少量のものから34%に達するものまで種々の変化が認められる。同一岩体においても橄欖石の量には変化があることは前に述べたが, 異なる岩体についてもこのような変化のあることは, マグマの貫入前に斑晶状に存在していた橄欖石の結晶に量的な差異のあったことを示している。かような現象は深部において何らかの原因で橄欖石結晶の集積あるいは淘汰が行われたものと考えられる。

13.2 新潟堆積盆地東縁地域の玄武岩

新潟堆積盆地東縁地域において, 各地に“間瀬玄武岩”に相当する玄武岩～粗粒玄武岩の発達が認められる。そのおもな産地を列挙すれば次の如くである (第12図)。

- ①村上盆地南縁地域 ②村上油田地域 ③中条地域 ④菅名地域 ⑤水原東方地域 ⑥三川盆地 ⑦津川盆地 ⑧川内盆地 ⑨新津油田 ⑩七谷地域 ⑪五十嵐川上流地域 ⑫東山油田地域

村上盆地南縁地域

村上盆地は新潟盆地の北縁を占めており, 下位より, 岩船層群 (台島層相当層) (西田, 1958)・津川層・七谷～寺泊層などの諸層群が発達している。岩船層群上部の大須戸硬質頁岩層—台島型植物群を有する一の中には, 侵入岩床あるいは岩脈として, 玄武岩～粗粒玄武岩がしばしば貫入している。

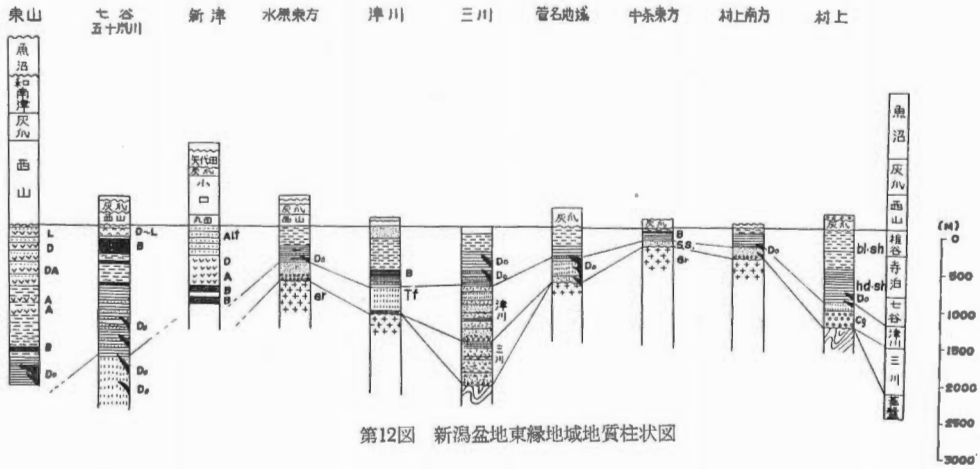
この地域では, 上位の津川層中に塩基性火山岩および火砕岩が存在せず, また次に述べる村上油田地域における玄武岩の産状と併せて考察すると, 上記の玄武岩類は“間瀬玄武岩”の貫入型に相当するものと考えられる。

本地域の玄武岩類は, 橄欖石玄武岩がおもであるが, 橄欖石斑晶は一般に小形であって量も少なく, 多くの場合石基の普通輝石の結晶集合体からなる反応縁を有しているのが特徴である。

村上油田地域

本地域においては, 下位より礫岩砂岩層 (津川層)・硬質頁岩層および黒色頁岩層 (七谷～寺泊層)

Ⅱ.6 新潟地区の火山層序について (茅原)



第12図 新潟盆地東縁地域地質柱状図

が累重しており、津川層を中核部とし南北の軸を有する背斜構造—桃川背斜—を形成している。津川層の砂岩層中および津川七谷両層の境界附近の層準に、数カ所において粗粒玄武岩の進入岩床または岩脈が存在している。

中条地域

中条南方地域では、基盤の花崗岩を不整合に覆って、下位より砂岩層(津川層)・硬質頁岩層および黒色頁岩層(七谷～寺泊層)が累重している。硬質頁岩の上部には層厚10m±の玄武岩質凝灰岩～凝灰角礫岩が介在している。産出層準からみて“間瀬玄武岩”に対比できる。

菅名地域

新田東方の菅名地域においては、下位より、礫岩砂岩層・流紋岩質凝灰岩層(以上津川層)、凝灰岩頁岩互層(七谷層)、黒色泥岩層などが累重している。基盤の花崗岩と津川層との境界附近および七谷層下部には、玄武岩～粗粒玄武岩の進入岩床あるいは岩脈が貫いている。これらは“間瀬玄武岩”の貫入型である。

水原東方地域

この地域においては、基盤の花崗岩を不整合に被覆する砂岩礫岩層・凝灰岩層(津川層)の上位に黒色泥岩層が発達している。南部においては、両者は大部分断層で接している。黒色泥岩層の最下部には流紋岩質凝灰岩が一部に介在しており、泥岩層の一部はやや硬質であって、魚鱗魚骨を多産する。黒色泥岩層の上部は *Cyclamina japonica* ゴニュールを含み、寺泊層に対比されている(木下, 1947; 松永, 1950)(社内報)。月岡附近において、黒色泥岩層の比較的下部を粗粒玄武岩の岩脈が貫いている。岩質および貫入層準からみて、“間瀬玄武岩”の貫入型に属すると考えられる。

三川盆地

この地域では、下位に三川層群・津川層などが累重しており、その上位には硬質頁岩流紋岩質凝灰岩互層・硬質黒色泥岩ペントナイト質凝灰岩互層(以上七谷相当層)、暗灰色泥岩層(寺泊層相当層)が重なっている。綱木附近およびその東南方ならびに赤谷駅附近などにおいて、主として七谷層相当層中に粗粒玄武岩が進入岩床・餅盤などをなして貫入している。これらはいずれも“間瀬玄武岩”の貫入型に相当するものである。岩質はいずれも橄欖石粗粒玄武岩であるが、綱木南東方のものはきわめて粗粒で

あって、斑斕岩質の外観を呈する。

津川盆地

この地域では、下位に緑色凝灰岩層（津川層）が厚くかつ広く発達しており、その上位には整合的に硬質頁岩浮石質凝灰岩互層（粟瀬層）・細粒砂岩～泥岩層（平堀層）・浮石質凝灰岩層（払川層）およびさらに上位の地層が累重している。粟瀬層はほぼ七谷層に対比され、平堀層はほぼ寺泊層に対比される地層である。津川盆地南部では、粟瀬層と平堀層との間に玄武岩溶岩・同質凝灰岩～凝灰角礫岩からなる塩基性火山岩層（藤田, 1949, の押手玄武岩）が発達している。このような噴出層準および岩質からみて“間瀬玄武岩”に相当するものであることは明らかである。盆地の西南縁においては硬質頁岩を挟んで2枚に分れている。

さらに盆地南縁地域においては、津川層を貫く粗粒玄武岩の進入岩床あるいは岩脈がしばしば存在しているが、これらは押手玄武岩の貫入相であると考えられる。津川盆地の玄武岩～粗粒玄武岩のうち貫入型のもは大部分が橄欖石粗粒玄武岩であるが、噴出型のもは橄欖石を欠くものが多い。なお、隣接する野沢盆地の西縁部にも、おおむね同じ層準に粗粒玄武岩の貫入岩体が見られるが、きわめて劣勢になっている。

川内盆地

この地域では、基盤の間に挟まれるように新第三系が細長い分布を示している。下位より砂岩礫岩層（津川層）・頁岩層（おそらく七谷層の一部に相当する）が発達している。川内村東方で、基盤の古生層と津川層との境界部に粗粒玄武岩の岩脈が貫いている。きわめて粗粒の岩石である。

新津油田

本地域では寺泊層および七谷層の2つの玄武岩層が区別される。これらの玄武岩～粗粒玄武岩は“間瀬玄武岩”に相当するものであって、一部に枕状構造を有するものがある。

七谷地域

この地域では、下位より礫岩砂岩層・玄武岩質凝灰角礫岩層・斜長流紋岩質緑色凝灰岩層（以上津川層）・凝灰岩を挟む硬質頁岩層・黒色頁岩～硬質頁岩ベントナイト質凝灰岩互層（七谷層）・黒色泥岩層などの地層が累重しており、黒色泥岩層下部には玄武岩質凝灰岩の薄層が介在している。この黒色泥岩層の上位には、玄武岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩が厚く発達している。しかして、この玄武岩層を直接覆って石英安山岩質凝灰岩および溶岩（椎谷層）が発達している。この玄武岩は黒色泥岩と共に寺泊層に含まれるものであり、“間瀬玄武岩”に相当するものであるが、岩質は橄欖石斑晶を欠き、比較的晩期の鉱物組合せによって特徴づけられる酸性の玄武岩である。

この地域の玄武岩が、次に述べる五十嵐川上流地域のものと同様に、寺泊層の上部まで発達していることや、しかも岩質が比較的酸性であることは注目すべきことである。

五十嵐川上流地域

この地域においては、最下位に緑色凝灰岩層（津川層）が厚く発達しており、その上位に暗灰色硬質シルト岩・凝灰岩の互層および暗灰色硬質頁岩・浮石質凝灰岩互層（七谷層）、暗灰色泥岩層（寺泊層）、石英安山岩層（椎谷層）およびさらに上位の地層がある。この暗灰色泥岩層の最上部に玄武岩層が発達しており、長野部落附近に僅かに分布している。本玄武岩層（長野玄武岩部層）は凝灰角礫岩および少

II.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

量の溶岩からなっており、孔隙中には方沸石・方解石の美晶を産し、模式地の間瀬玄武岩に岩質もよく似ている。注意すべきことは、本地域の玄武岩層は、七谷地域におけると同様に、寺泊層上部に介在しており、石英安山岩質凝灰岩層（椎谷層）により直接覆われている事実である。ただし、この玄武岩は石英捕獲結晶を有しており、小木玄武岩の最上部溶岩に岩質が類似している。

下位の硬質頁岩凝灰岩互層および津川層の緑色凝灰岩層の中には、玄武岩～粗粒玄武岩の進入岩床あるいは岩脈がしばしば存在しているが、これらは長野玄武岩の貫入相であると考えられる。

貫入型のは大部分が橄欖石粗粒玄武岩であるが、噴出型の長野玄武岩には橄欖石玄武岩と石英玄武岩との両者が存在している。

東山油田地域

この地域においては、黒色泥岩層（寺泊層）・砂岩頁岩層（椎谷層）および上位の西山層・灰爪層などが順次累重しており、断層によって修飾された複合背斜を形成している。

寺泊層～椎谷層には、玄武岩・安山岩・斜長流紋岩の火山岩系に属する各種の火山岩類が発達している。本地域の黒色泥岩層に伴う塩基性岩は“間瀬玄武岩”に相当するものであって、この玄武岩は石英捕獲結晶を有し、橄欖石斑晶は小形かつ少量で石基の普通輝石によって取囲まれている。この岩質は小木玄武岩の最上部のもの・五十嵐上流地域の長野玄武岩などに類似しており、最も酸性なメンバーに属する。

東山油田比礼 R-2 号井には、硬質頁岩層に伴って、粗粒玄武岩類が約 700mの厚さをもって存在しているが、これは火山碎屑岩を全く伴わないことからみて、あるいは貫入体ではないかと考えられる。ボーリングのコアを検討すると、急冷周縁相を示すと思われるものから粗粒のものまで連続的な変化が認められ、しかもこのような変化が深度により繰返し観察されるので、おそらく複合貫入体であろうと考えられる。

13.3 新潟盆地中央部の坑井に見られる玄武岩類

新潟堆積盆地中央部におけるボーリングコアおよびカッティングを検討すると、しばしば“間瀬玄武岩”に相当する玄武岩～粗粒玄武岩が認められる。筆者がこれらの玄武岩類について直接検討することができた坑井は40坑以上に及んでいる。

以下そのうちおもなものについて産出層準・産状・岩質の概要を述べる。

北蒲原・岩船平原

村上 R3 号井 本坑井では、地表深度 360m付近で普通輝石・橄欖石玄武岩が存在している。

岩船沖 SK-2D 井 2,900mに多孔質の玄武岩が存在する。

蒲原平原

東新潟 NS-6 号井 4,550～4,750mに粗粒玄武岩の進入岩床があり、下部に橄欖石の集積現象がある。

大瀨基礎試錐 4,650～4,879mに厚さ約 230mの粗粒玄武岩の進入岩床があり、同様に、下部には橄欖石の集積が認められる。

加茂 R1 号井 深度約 950mから以深の地層は寺泊層に対比されると考えられるが、深度約 1,000m以深には玄武岩質凝灰岩礫岩層が発達している。この玄武岩層は五十嵐川上流地域の長野玄武岩層に相

当するものであると考えられる。寺泊層の比較的上部まで存在していること、および石英捕獲結晶を有する橄欖石玄武岩であることも共通性がある。

中之口 **SK 2** 号井 深度 3,200 m, 4,000 m 付近に橄欖石粗粒玄武岩の貫入岩が存在する。また、4,040mでは石英玄武岩、それ以深に変質の著しい玄武岩層がある。これらは七谷層準のものである。

燕 **R 1** 号井 2,850~ 2,990mに橄欖石玄武岩の溶岩および火砕岩が存在する。寺泊層準と考えられる。

庄瀬 **1** 号井 2,560~ 2,910mは玄武岩質の凝灰岩で 3,000m以深にはさらに粗粒玄武岩を伴う変質玄武岩がある。これらは七谷層に属す。

MITI-月瀉 4,207~ 4,210mに橄欖石粗粒玄武岩の進入岩床があり、4,230~ 4,790mは変質した枕状溶岩—パラゴナイトコンプレックスである。4,930m以深にも玄武岩の存在する可能性がある。いずれも七谷層と考えられる。

升瀉 **MITI-1** 号井 4,980~ 5,015mは玄武岩層であり、さらに続く可能性がある。同様に七谷層に属す。

角田—弥彦—寺泊断面

角田 **R-2** 号井 深度 1,038mから 1,371mまでは、橄欖石玄武岩であり、1,421~ 1,474mではきわめて粗粒な粗粒玄武岩が進入岩床として存在する。一部ははんれい岩様を呈する。

寺泊 **R-1** 号井 1,122.86 ~ 1,134.7mに七谷層中で橄欖石粗粒玄武岩の進入岩床がある。

尼瀬 **R 4** 号井 本坑井においては、約 1,030mより以深に黒色~灰色の硬質頁岩層が厚く発達しており、約 1,640m以深の斜長流紋岩質の緑色凝灰岩—しばしば fissile となっている—中には、1,677m以深に少なくとも 6 枚以上の玄武岩質岩石の進入岩床が存在している。柱状図から推定して 2~ 3 m前後の厚さを有するものが多い。比較的上部のものは細粒であって杏仁状構造を示すものがあるが、下位のは粗粒であって斑岩質の外観を呈するものがある。いずれも緑泥石化および炭酸塩化作用を著しく蒙っているため、緑色~緑灰色の外観を呈する。

吉井—茨目断面

茨目-**1** 号井 3,268mで基盤に達しているが、底部よりやや上位の 2,880~ 2,950mに変質した粗粒玄武岩~玄武岩がある。これは津川層のものかもしれない。

吉井 **SK-4** 号井 深度 3,000mで灰曹長石粗粒玄武岩の進入岩床がある。これは凝灰質砂岩および硬質頁岩の中にある。この坑井も 3,120mで基盤の花崗岩に達している。

見附~大面油田

この地域では七谷層準の小栗山凝灰岩中に玄武岩が介在し、あるいは捕獲岩として存在しているが、おおむね 2 つの層準として追跡されるようである。

長福寺 **NS-1** 号井 1,655 ~ 1,910mに玄武岩層があり、上部のものは紫蘇輝石玄武岩で、下部のものは橄欖石玄武岩である。いずれも七谷層に属す。掘止めは 2,002mで七谷層。

保内 **SK-1** 号井 1,629m付近に玄武岩がある。

東三条 **SK-2** 号井 1,810mに普通輝石玄武岩がある。

白山 **SK-1** 号井 2 つの層準、すなわち 1,960mに橄欖石玄武岩、2,475mにも同様な橄欖石玄武岩

II.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

がある。

大面 **R-95** 号井 2つの層準，すなわち 1,595～1,676mおよび 2,385m付近に玄武岩がある。

見付 **SK-1** および **9** 号井 それぞれ 1,967～2,033mならびに 1,685m付近に玄武岩がある。

見付 **SK-36** 号井 2,225～2,703mは普通輝石玄武岩の凝灰岩からなり，七谷層のうち下部のものであろう。

見付 **SK-12** 号井 1,747.8～1,753mに斜長石玄武岩が存在する。

東山油田

東山比礼 **R2** 号井 この坑井においては，深度 1,399m以深に，砂質頁岩・黒色硬質頁岩などに伴って多数の玄武岩～粗粒玄武岩が存在している。最上部のものは玄武岩質であるが，下位の大部分のものは粗粒な粗粒玄武岩が主である。火山砕屑岩をまったく伴っていないので貫入体であろうと考えられる。

頸城地域

黒岩 **R1** 号井 筆者が直接検討したボーリング・コアでは，1,350mおよび 1,356mの深度に玄武岩質岩石が存在している。

この坑井の位置する地表部にはすでに寺泊層の露出がみられるから，これらの粗粒玄武岩はおそらく七谷層を貫く岩体であろうと思われる。

頸城基礎試錐^{注3)} この坑井では3,480～3,505mで変質した橄欖石粗粒玄武岩の進入岩床が存在する。

この坑井に認められる粗粒玄武岩を南限として，現在までの知識では，この地域より南方には“間瀬玄武岩”に属すると思われる玄武岩類は存在していない。この事実は新潟盆地の地史の上である意味もっている。

13.4 玄武岩類にみられる岩質の地域性

a) 岩石化学的性質に基づいて，これらの玄武岩～粗粒玄武岩を，アルカリ玄武岩・高アルミナ玄武岩・ソレアイトの3つに区分することができる。

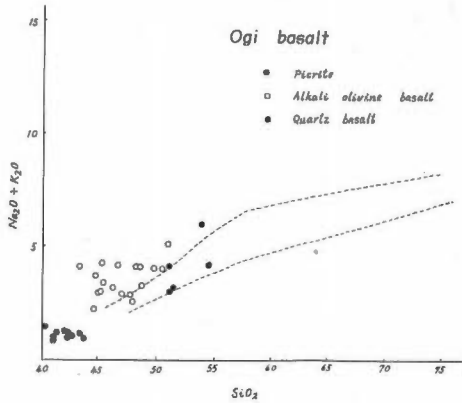
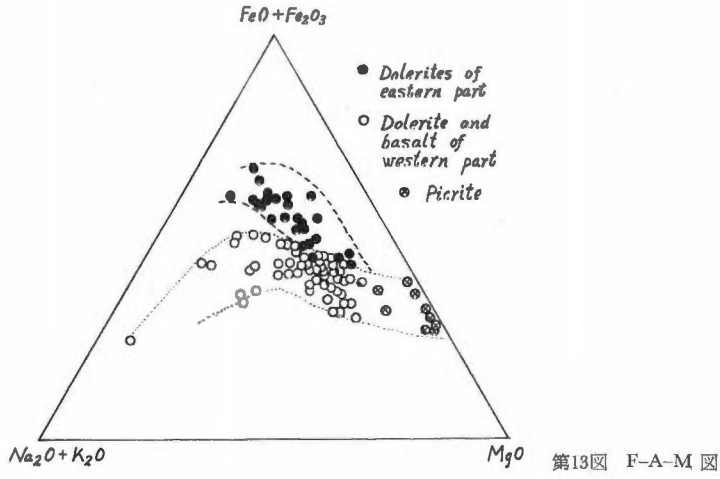
アルカリ玄武岩（～粗粒玄武岩）は，西側地域—粟島・弥彦・小木など—に限られて存在する。ソレアイトは主として東側地域に分布している。高アルミナ玄武岩には，アルカリ玄武岩に伴うものと，ソレアイトに伴うものがある。しかし，その分布はおおむね中間地域および西側地域に集っており，ごく一部は東側地域にも入り込んで産する。

高アルミナ玄武岩は，分別経路についてみると，東西両側地域で異なっており，その点に関しては2種のを区別することができる。アルカリ玄武岩に伴う高アルミナ玄武岩—小木など—は，花崗岩類の混成作用の影響を蒙った石英玄武岩（あるいは粗粒玄武岩）として産する。

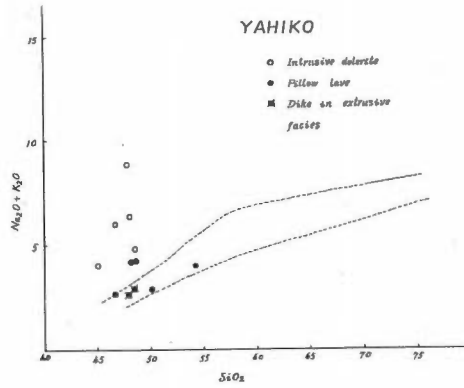
b) 化学分析値からノルムを計算すると，これらの玄武岩～粗粒玄武岩には，顕著な地域性が認められる。

東側地域の粗粒玄武岩は，ほとんど例外なしにノルム石英を生ずる。そのうちで，特に多量のノルム石英を生ずるものは東側縁に近く分布する粗粒玄武岩である。

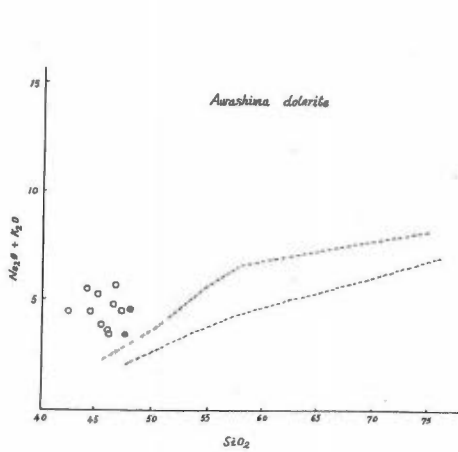
注3) 本坑の層序は上から西山層（下限 451m）・椎谷層（下限 803m）・寺泊層（下限 1,683m）・難波山層（七谷層）（下限 3,455m）および火打山層（掘止深度 3,781.7m）からなる。火打山層上部には流紋岩質凝灰岩を挟む。



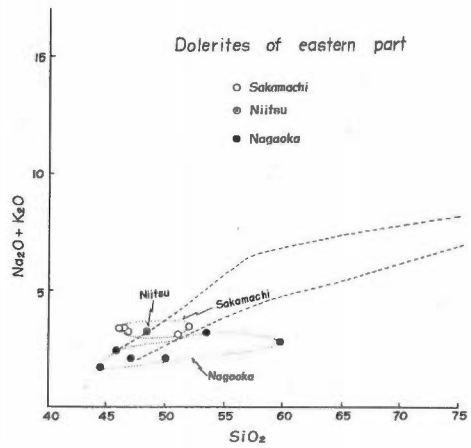
(a) Total alkali-SiO₂ 図 (小木玄武岩)



(b) Total alkali-SiO₂ 図 (弥彦玄武岩)



(c) Total alkali-SiO₂ 図 (粟島粗粒玄武岩)



(d) Total alkali-SiO₂ 図 (東縁玄武岩)

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

ノルム橄欖石を生ずる玄武岩(～粗粒玄武岩)は中間地域および西側地域に分布し、橄欖石のほかにもノルム霞石を生ずるものは西側地域のものに限られている。

西側地域のアルカリ玄武岩(～粗粒玄武岩)に伴って、 SiO_2 に過飽和なものは、高アルミナ玄武岩系の石英玄武岩(～粗粒玄武岩)である。

中間地域では、 SiO_2 に不飽和な高アルミナ玄武岩系の粗粒玄武岩と、ソレイト系の粗粒玄武岩が同一地域でも相伴って産する。

c) Total FeO-($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-MgO 三角図に関して分別経路を検討すると、西側地域のアルカリ粗粒玄武岩(～玄武岩)および高アルミナ玄武岩系の石英玄武岩(～粗粒玄武岩)は中期におけるFeの濃集が著しくないのに対し、中間地域～東側地域のソレイト、および高アルミナ玄武岩は比較的著しいFeの濃集を示しており、この三角図では大きく2つのグループに区分することができる(第13図)。

d) Total alkali- SiO_2 図を用いて、各地の間瀬玄武岩の特徴を示したものが第14図である。この図から明らかなように、西側地域の玄武岩はアルカリ玄武岩の特徴を示し、東側地域のものはソレイト質の傾向を示している。

14. 中新世後期中～酸性貫入岩類

これまで主として地層中に介在する火山岩類について火山層序を述べたが、新潟の新第三系の火成活動史を編むには、中新世後期中の酸性貫入岩を除くわけにはいかない。

この火成岩類はいわゆる“Tertiary granite”および脈岩類である。新潟地方では主として2つの主要地域に著しい分布を示す。その1つは谷川岳地域の石英閃緑岩類および脈岩類であり、他の1つは西頸城地方のひん岩貫入岩体である。

谷川岳地域では寺泊層以下の地層を貫いており、全体としてコンプレックスを形成している。

西頸城地方では、溝尾泥岩層以下の地層中に岩脈・岩床・小岩株として貫入しており、その貫入位置は空間的に背斜部と密接に関連している。

14.1 谷川岳地域の石英閃緑岩類および脈岩類

14.1.1 石英閃緑岩類

赤松・島津ら(1967)の研究の概要を以下にのべる。

石英閃緑岩は、本地域の半分以上を占めて分布している。南北主稜付近の石英閃緑岩の岩石学的性質については、相馬ら(1964)がすでに詳しく述べている。

赤松・島津ら(1967)によれば、石英閃緑岩は、西は清津川上流から東は東側山稜の朝日岳・白毛門山まで分布している。南北主稜では古期岩類がルーフペンダント状にとりかまれている。南縁は国境主稜付近であるが、谷川上流、平標山南方では、新第三紀層中に入りこんでさらに南側まで分布している。北縁は土樽と白板山を結ぶ線であるが、正確な境界は確かめていない。

南縁部と西縁部では新第三紀層を貫いているが、北東縁と東縁部では古期岩類を貫いている。とくに興味あるのは南北主稜および東側で、貫入方向は主稜の両側および、東側主稜ではほぼ南北である。しかし、東側および北側では凹凸のある境界をなして、白亜紀花崗岩を貫いている。

石英閃緑岩は東西ほぼ20 km 南北ほぼ12～13 km で、新第三紀侵入岩としてはかなり大きな岩体であ

第29表 西頸城地域の中新世後期貫入岩類の斑晶組合せ

位 置	斑 晶						石 基
	角 閃 石	普通輝石	紫蘇輝石	黒 雲 母	石 英	斜 長 石	
北 部 雨 飾 山	+	-	-	+	+	An 44~53	Microgranitic 石英, 長石, 磁鉄鉱
	+	-	-	+	+	An 45~50	
南 部 雨 飾 山	-	-	-	-	+	An 48~53	"
	-	-	-	-	+	An 50~52	
石 降 岩	+	-	-	+	+	An 49~60	完 晶 質
	-	-	-	+	+	An 50~58	
大 渚 山	+	+	+	-	+	An 45~55	完 晶 質 石英, 斜長石, 輝石, 緑泥石
白 手 山	+	+	+	-	+	An 44~52	Microgranitic
	-	+	+	-	+	An 50~54	
駒ヶ岳山麓	-	-	-	+	+	+	"
大海川下流左岸	+	-	-	-	+	An 55	隠 微 晶 質
熱湯沢左岸	+	-	-	-	+	+	完 晶 質
大海川右岸	-	-	-	+	+	+	微 晶 質
天狗原山頂付近	-	-	-	-	+	+	Microgranitic
薬師岳	+	-	-	+	+	+	
能 生 川	+	+	-	-	-	An 30~40	微 晶 質
	+	+	-	-	-	An 45~70	
	+	-	-	-	+	An 45~70	
	+	-	-	-	-	An 40~45	
権 現 岳	+	-	-	-	+	An 50~65	"
	-	-	-	-	+	+	
権現一鉢岳貫入岩	緑色角閃石	普通輝石	紫蘇輝石	黒雲母	石英	斜長石	
鉢 岳 型	+	-	-	+	-	+	微 晶 質 石英, 長石, 緑泥石, 磁鉄鉱
	(+巨晶)	-	-	-	-	+	
	+	-	+	+	-	+	
	+	+	-	+	-	+	
	+	+	+	+	-	+	
権 現 岳 型	-	-	-	+	-	+	隠 微 晶 質
	-	-	+	+	-	+	
	-	+	+	+	-	+	

An 30~60

る。しかし、この岩体内での岩相変化はきわめて単純で、中央部（露出するのは地形的に低い部分で、岩体としては中核部とみなされる）の代表的岩相は中粒である。被侵入岩と接する部分、すなわち、国境主稜の新第三紀層と接する部分（地形的に高い、すなわち周縁部とみなされる）、および、南北主稜の古期岩類、その東側の白亜紀花崗岩の接する部分では細粒で優黒質である。部分によっては斑状を呈し、また優白質となっている。平標山頂、三国山北方、金山沢等では岩枝状の岩体が見られ、直径 300 m 程の露出の岩株では内側は細粒、周辺が斑状となっている。その他マチガ沢出合に優白質斑状の岩石が産している。すなわち、中心部は中粒で、周辺部が細粒となっている。そしてこれらの岩相は構成鉱物の上では余り大きな差異がない。相馬ら (1964) は南北主稜に近い部分の岩相（細粒および優黒質な

II.6 新潟地区の火山層序について（茅原）

岩相)を石英はんれい岩とよんでいるが、そのようなよび方は余り適当とは思われない。

中粒の岩石は淡ゆう黒色で、塩基性包有物を含むことがあり、鏡下では、斜長石、石英、角閃石、黒雲母からなり、単斜輝石を含むものも多い。斜長石は自形～半自形で累帯構造が発達している。ミルメカイトの発達したものもある。石英は他形で間をうめている。角閃石は自形～半自形で、緑褐色を示す。黒雲母は褐色を呈する。単斜輝石は単独に生じているものと、角閃石の中に残晶状に含まれているものがある。部分によっては、有色鉱物が単斜輝石と黒雲母よりなるもの、角閃石と黒雲母よりなるものなどがある。細粒状のものもほとんど変りがない。

14.1.2 脈岩類

石英閃緑岩類と成因的に関係のある脈岩類は、花崗斑岩・石英斑岩・ひん岩・輝緑岩などである。

これらの脈岩類は、おもに石英閃緑岩体の西北部の新第三紀層との接触部に沿って複雑に貫入している。特にひん岩は清津川沿いにかなり大きな岩体として貫入しており、さらに下流では七谷層までを貫いて接触変成作用を与えている。

14.2 西頸城地域の石英閃緑ひん岩類

この地域一高田平原以西、姫川以東一では、柵口互層以下の地層中に大小の岩体として石英閃緑ひん岩類が貫入している。比較的大きな岩体としては、銚岳・権現岳および雨飾山を構成するものが挙げられる。

これらの貫入岩体の貫入位置は、背斜構造あるいはドーム構造と空間的に関連している。

この貫入岩類の大部分は完晶質であって、“石英閃緑ひん岩類”として一括できるが、一部には石英安山岩質のものも存在する。

有色鉱物としては、黒雲母・角閃石・輝石があり、これらの共生関係は規則性を欠き、一般に混在する傾向を示し、これが1つの特徴となっている。

斑晶の共生関係に関して多くの岩体について検討した結果を第29表に示してある。

ま と め

1) 火山活動は時空的に各階について火山岩区を形成し、地質構造区と対応している。地域的には火山活動が各階にわたって連続し、複合火山岩区を形成する。

2) 先津川階の火山活動 新潟盆地東縁地域における先津川階の火山岩区は小規模で、かつ局所的である。しかし、

a) 新潟県北部の県境地域では、西男鹿統に対比される地層が断片的に分布し、複輝石安山岩→黒雲母流紋岩、および変朽安山岩→粗面岩質安山岩という2つの輪廻の火山活動があった。

b) 城内層は玄武岩および安山岩が優勢な火山岩区をなし、安山岩→玄武岩→安山岩というサイクルがある。

c) 岩船層は安山岩が優勢な火山岩区をなし、流紋岩→輝石安山岩→角閃石安山岩→黒雲母流紋岩という火山活動を示す。

津川盆地では三川層に安山岩の活動がある。

3) 津川階火山岩区は膨大な容積を占める酸性火山岩の火砕岩で特徴づけられる。東方の福島県境地

域では submarine pyroclastic plateau を形成している。岩質はおもにいわゆる斜長流紋岩であって、津川相として七谷グリーンタフ相と区別される。

阿賀野川以北の盆地東縁部では、安山岩・玄武岩が基底部に断続的に介在し、阿賀野川以南では基底部および上部に玄武岩の活動が小規模に存在している。

津川層の火砕岩は越後平野東縁で薄化し、平原下では消滅する如くである。

4) 七谷階酸性火山岩区は、新潟盆地東縁以西平原下の大部分を占め、全域的に広範な面積にわたっている。

東縁地域ではパーライトの活動で始まり、平原下では斜長流紋岩および流紋岩で特徴づけられる。

七谷層中上部には玄武岩の活動があり、これはおもに蒲原平原および周縁地域を含めて玄武岩区を形成する。

5) 寺泊階の火山活動は、一部では“間瀬玄武岩”で特徴づけられるが、広域的にみると劣勢ではあるが、全体として酸性火山岩区を形成している。

6) 椎谷階では、長岡平野を中心として安山岩があるが、他の地域では酸性火山岩で特徴づけられる。しかし、火山活動は局所的となる。

7) 西山階の火山岩区は局所的な独立した地域として設定される。最も著しい地域は中越地区である。

8) 灰爪階の火山岩区はさらに局所的であり、安山岩～石英安山岩で特徴づけられるが、中越地区では下位の西山層火山岩区とともに複合火山岩区を形成している。

9) 魚沼階の火山活動は、安山岩および酸性凝灰岩で特徴づけられ、魚沼地域におもな活動がみられる。

10) 七谷～寺泊層と時空的に伴う玄武岩～粗粒玄武岩は“広域玄武岩”の一部を構成し、噴出相と貫入相が区別される。地域的に日本海岸地域のものはアルカリ岩系に属し、東縁地域のものはソレアイト質である。

11) 中新世後期の酸性貫入岩類は、谷川地域に石英閃緑岩類があり、西頸城地域ではひん岩類で特徴づけられる。

参 考 文 献

- 赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢 (1967) : 谷川連峰周辺の地質 (概報)。地球科学, vol. 21, no. 2, p. 1-6.
- 新井 房夫・木崎 喜雄 (1958) : 上越地方・谷川岳南部のグリーンタフ第三系について (その1)。藤本治義教授還暦記念論文集, p. 213-219.
- 坊城 俊厚・他 (1966) : 飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について (その2。新潟県三川村およびその周辺地域)。地質調査所月報, vol. 17, no. 8, p. 459.
- ・他 (1966) : 飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について (その3。新発田市周辺)。地質調査所月報, vol. 17, no. 8, p. 472.
- 茅原 一也 (1966) : 魚沼地域の下部グリーンタフ。UMP 地質構造部門 B-zone 連絡紙, no. 3.
- (1968) : 越後三山・奥只見地域の地形および地質。越後三山・奥只見自然公園学術調査

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

報告, p. 19-56. (日本自然保護協会).

- 茅原 一也(1967): 東北日本内帯グリーンタフ地域における中新世後期玄武岩類の岩石化学的特徴. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 119-126.
- (1966): 新潟県南魚沼郡水無川上流地域の千枚岩結晶片岩帯. UMP 地質構造部門 B-zone 連絡紙, no. 3.
- (1966): 魚沼地域の下部グリーンタフ. UMP 地質構造部門 B-zone 連絡紙, no. 3.
- (1950): 佐渡の地質—I, 地形について. 佐渡の地質と植物, 佐渡弥彦国定公園資料, 第1集, p. 1-10.
- (1950): 弥彦山脈の地質. 国定公園弥彦山脈, p. 1-12.
- (1954): いわゆるグリーンタフ地域におけるスピライト質玄武岩について. 東京教育大学理学部地質鉱物学教室研究報告, 第3号, p. 215-225.
- (1958): 佐渡島小木半島の地質と最近の地史. 新潟県文化財年報, 第2集, p. 1-37.
- (1963): 佐渡小木半島の玄武岩およびこれに関する問題(演旨). 火山第2集, vol. 8, no. 3, p. 159-160.
- • 他 (1953): 新潟県下特に佐渡島における第三系層序と火成活動. 地質学雑誌, vol. 59, no. 694, p. 304-307.
- • 他 (1954): グリーン・タフ地域における中酸性深成岩ないし半深成岩(特に中新世後期の火成活動). 地質学雑誌, vol. 60, no. 706, p. 315.
- • 他 (1954): 新潟油田地域基盤のグリーン・タフ(新潟県下及びその周辺地域における第三系下部層に関する最近の知見). 地質学雑誌, vol. 60, no. 706, p. 290-293.
- • 他(1955): Green Tuff の層序・火成活動及び鉱床生成の関連—新潟地方—. 地質学雑誌, vol. 61, no. 718, p. 312.
- • 島津 光夫・他(1967): 新潟県五十嵐川上流地域黒鉱床調査報告書. 新潟県.
- • 山川 稔(1967): 粟島粗粒玄武岩の岩石化学的性質について. 昭和42年度日本火山学会秋季大会(講演要旨).
- 藤田 和夫(1949): 新潟県津川盆地の第三系. 地質学雑誌, vol. 55, no. 650-651, p. 199-204.
- 福地 信世(1900): 弥彦山附近の地質略報. 地質学雑誌, vol. 7, no. 83, p. 264-276; no. 84, p. 433-446; vol. 8, no. 88, p. 1-31; no. 90, p. 133-144; no. 91, p. 190-192.
- 藤岡 一男(1958): 裏日本 Green Tuff 地域の火山岩層序の概要. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 511-518.
- 樋口 智治(1953): 佐渡島小木半島の地質. 新潟大学地質鉱物学科卒業論文.
- 堀川 秀夫(1965): 湯沢町西方地域に産出する魚化石について. 新潟県地学教育研究会会誌, 3号, p. 48-55.
- 星野 一男・鬼塚 貞・岩橋 弘: 昭和43年におけるわが国の石油・天然ガス探鉱活動の概況. 石油技術協会誌, vol. 34, no. 5, p. 49-62.
- 市橋 紘一(1965): 群馬県水上町付近の第三系. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文(手記).

- 伊田 一善 (1955) : 新潟ガス田の地質. 地質調査所月報, vol. 6, no. 6, p. 327.
- IJIMA, A. and UTADA, M. (1971) : Present-Day Zeolitic Diagenesis of the Neogene Geosynclinal Deposits in the Niigata Oil Field, Japan. *Advances in chemistry series*, no. 101, "Molecular Sieve Zeolites"-I.
- 池辺 穰 (1953) : 新潟・長野地区の最近の探鉱成果. 石油技術協会誌, vol. 18, no. 4, p. 25-36.
- (1968) : 新潟県魚沼地方を中心とした新生代構造発達史. 地質学論集, 第2号.
- ・石和田靖章・河井 興三・山田 陽一・加藤 正和 (1968) : 新潟平野の地下地質. 石油技術協会誌, vol. 33, no. 3, p. 42-52.
- ・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, 日本地質学会総合討論会資料.
- 井上 寛生 (1965) : 片貝小千谷ガス田の探鉱と開発. 石油学会誌, vol. 8, no. 7, p. 520.
- 石和田靖章 (1964) : 蒲原層序試錐について. 地質ニュース, 115号, p. 1-9.
- 猪間 明俊・片平 忠実・森田 謙宏・讃良 紀彦・黒坂 秀雄 (1972) : "岩船階" に対する疑問. 第37回石油技術協会総会講演.
- 岩佐 三郎・他 (1968) : 昭和42年におけるわが国の石油・天然ガス探鉱活動の概況. 石油技術協会誌, vol. 33, no. 4, p. 18-27.
- 岩崎 重三 (1896) : 米山火山地質調査報文. 震予報, no. 8, p. 87-135.
- 岩谷 達夫 (1970) : 西山油田深部掘さくについて. 石油技術協会誌, vol. 35, no. 7, p. 40-46.
- 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). 石油技術協会誌, vol. 34, no. 5, p. 35-42.
- (1969) : 新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史 (下). 石油技術協会誌, vol. 34, no. 6, p. 26-31.
- (1970) : 新潟県長岡平野とその周辺地域の地質発達史. 石油技術協会誌, vol. 35, no. 2, p. 1-8.
- 加藤 正和 (1969) : 吉井ガス田. 天然ガス, 12巻, 5号.
- ・片平 忠実 (1968) : 平木田ガス田の地質. 石油技術協会誌, vol. 33, no. 2.
- 金原 均二 (1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, nos. 1, 2, p. 19-32, 62-93.
- 樹下 惺 (1967) : 藤川ガス田の開発. 石油学会誌, vol. 10, no. 11, p. 796.
- 木下 武夫 (1965) : 中之口SK 2号井掘さく概況. 石油技術協会誌, vol. 30, no. 7, p. 24-26.
- 小林 国夫 (1957) : フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部 (謄写印刷).
- 河野 義礼 (1943) : 鯨波海岸角閃石の化学成分. 地質学雑誌, vol. 55, no. 654, p. 285-295.
- KUJIRAKA, A. (1965) : Volcanic Activity and its Influence on the Migration and Accumulation of Oil and Gas in Nagaoka plain, Japan. *Contribution from the Government of Japan to Economic Commission for Asia and the Far East Third Petroleum Symposium*, Tokyo, Japan, November.
- 鯨岡 明 (1960) : 見附油田について. 石油学会誌, vol. 3, no. 12.

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

- KUNO, H. and SAWATARI, M. (1934): Augite from Wadaki Idu and Yoneyama Echigo, Japan. *Jap. Jour, Geol, Geog.*, vol. 11, p. 327-343.
- 真柄 欽次 (1966) : 長岡平野の火山岩油層について. 石油技術協会誌, vol. 31, no. 1
- (1966) : 検層データによる油層圧の推定—紫雲寺ガス田における検討—. 石油技術協会誌, vol. 31, no. 6, p. 17-24.
- (1967) : 長岡平野における泥質岩の圧緊と圧緊水流. 石油技術協会誌, vol. 32, no. 3, p. 1-9.
- (1966) : 長岡平野の火山岩油層について—特にその異常高圧の原因に関する一考察—. 石油技術協会誌, vol. 31, no. 1, p. 22-29.
- 正谷 清・片平 忠実・市村 隆三 (1968) : 新潟県北蒲原地域の地史 (演旨). 石油技術協会誌, vol. 33, no. 4.
- 松本 達郎 (1954) : 角田油田南部. 帝石社内報告.
- 三梨 昂・他 (1965) : 新潟地区の地質. 地質ニュース, no. 133, p. 18-19.
- 新潟県地質図作製委員会編 (1955) : 新潟県20万分の1地質図.
- 西田 彰一 (1958) : いわゆるグリーンタフ地域にまつわる諸問題. 新生代の研究, 27号, p. 8-21.
- ・茅原 一也 (1956) : 弥彦・角田山塊の生い立ちと最近の地史. 新潟県文化財年表, 第1集, p. 1-44.
- ・他 (1964) : 新潟県西頸城地方地質調査報告. 新潟県.
- ・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). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, 第1号.
- (1961) : 新潟県坂町附近の新第三系. 横山教授記念論文集, p. 107-112.
- ・岩松 暉 (1971) : 基礎試錐頸城の構造地質学的意義. 石油技術協会誌, vol. 36, no. 4, p. 33.
- 西島 進 (1969) : 新潟県中央油帯地域の天然ガスの性状に関する考察. 石油技術協会誌, vol. 34, no. 5, p. 43-48.
- (1969) : 平木田・紫雲寺および東新潟ガス田の天然ガスの性状とその地質学的考察. 石油技術協会誌, vol. 34, no. 1, p. 14-25.
- 大野隆一郎 (1965) : 新潟県米山の地質. 新潟県地学教育研究会誌, 3号, p. 78-92.
- 太田 勇・沖 亨 (1965) : 中条—紫雲寺ガス田. 石油学会誌, vol. 8, no. 2.
- 大佐渡研究グループ (1969) : 大佐渡南半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究 (その1) —. 新潟大学地質教室研究報告, 3.
- (1969) : 大佐渡北半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究 (その2) —. 新潟大学地質教室研究報告, 3.
- 佐渡 道隆 (1933) : 越後米山の地質. 火山, vol. 1, no. 4, p. 65-80.
- 品田 静雄 (1968) : 新潟地区深堀掘さくについて. 石油技術協会誌, vol. 33, no. 1, p. 17-27.
- 白井 健裕 (1969) : 新潟県北部に発達する中新世岩船層の底棲有孔虫化石について. 石油技術協会

誌, vol. 34, no. 3, p. 1-16.

島田 忠夫・他 (1967) : 第三系堆積盆地の形成機構に関する研究—新潟堆積盆地一, 地質ニュース, no. 156, p. 1-9.

島津 光夫・他 (1969) : 新潟県常浪川上流地域黒鉱鉄床調査報告書 (その一), 新潟県.

—————・他 (1968) : 新潟県五十嵐川上流地域黒鉱鉄床調査報告書 (その二), 新潟県.

—————・他 (1970) : 新潟県常浪川上流地域黒鉱鉄床調査報告書 (その二), 新潟県.

—————・他 (1971) : 新潟県常浪川上流地域黒鉱鉄床調査報告書 (その三). 一小出川および柴倉川上流地域について, 新潟県.

SHIMAZU, M. and KAWAKAMI, T. (1967) : Distribution of Zeolite and Other Minerals in the Maze Basalts, Niigata Prefecture, Japan. *Sci. Rep., Faculty of Science, Niigata University, Niigata, Japan*, p. 17.

島津 光夫・皆川 潤・高浜 信行 (1969) : 大佐渡における中新世初期の堆積盆地の発生と変遷. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料, p. 95-104.

杉山 隆二 : 新潟県下特に佐渡島における第三紀火成活動, 謄写印刷.

————— (1956) : 第三紀火成活動と地殻運動との関係—新潟県下の第三紀火成活動の調査研究一. 地学雑誌, vol. 41, p. 541-547.

————— (1956) : 第三紀火成活動と地殻運動との関係—新潟県下の第三紀火成活動の調査研究一. 地学雑誌, vol. 65, no. 3, p. 8-15.

高浜 信行・吉村 尚久 (1969) : 新潟県北部のグリーンタフ (予報). 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料, p. 105-115.

————— (1972) : 新潟県北部, 朝日山塊山麓にみいだされた後期中生代火山岩; 朝日流紋岩類. 地質学雑誌, vol. 78, no. 6, p. 323-324.

武井 友也 (1966) : 南阿賀油田について (講演). 石油技術協会誌, vol. 31, no. 5, p. 1-11.

竹内 慶彦 (1962) : 新潟県中部における油田の生成に関する研究—特に大面・見附油田について—. 石油技術協会誌, vol. 27, no. 6.

徳重 英助 (1935) : 佐渡の枕状溶岩に就いて (要旨). 地質学雑誌, vol. 42, no. 501, p. 290.

————— (1934) : 佐渡小木の枕状溶岩. 新潟県史蹟名勝天然記念物調査報告第4輯, p. 31-47.

————— (1936) : 小木海岸の地質学的意義. 新潟県史蹟名勝天然記念物調査報告第6輯, p. 1-65.

津田 禾粒 (1956) : 古地理よりみた佐渡の地史—いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究—. 地質学雑誌, vol. 62, no. 733, p. 550-558.

歌代 勤 (1950) : 佐渡島 (大佐渡) 西南部・沢根相川の層序について. 地質学雑誌, vol. 56, no. 656, p. 302-303.

————— (1957) : 新潟県刈羽郡黒姫山の地質 (その I, II). 新潟大学教育学部研究紀要, vol. 7, no. 1, p. 1-16, no. 2, p. 1-7.

—————・稲葉 明・林 等 (1958) : 長野県内村地方の虚空蔵層について—フオッサマガナ・内村団地研究, その II—, 新潟大学高田分校研究紀要, no. 2, p. 93-110.

山川 稔 (1966) : 佐渡小木半島のピクライトに関する岩石学的研究. 新潟大学理学部地質鉱物学

II.6 新潟地区の火山層序について (茅原)

科卒業論文 (手記).

- (1968) : 小木玄武岩の岩石学的研究, 新潟大学理学部地質鉱物学科修士論文 (手記).
- • 茅原 一也 (1968) : 佐渡島小木玄武岩の岩石学的研究 (その1. 岩石化学的性質), 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 2.
- • ———— (1968) : 佐渡小木玄武岩の petrochemistry (講演要旨). 地質学雑誌, vol. 74, no. 2, p. 104.
- 米山研究グループ (1969) : 尾神岳一兜巾山の地質—米山と米山海岸の研究, その5. 新潟県地学教育研究会誌, no. 6, p. 57-66.
- (1968) : 米山南部の第三系—米山と米山海岸の研究, その4. 新潟県地学教育研究会誌 no. 5, p. 32-40.
- (1967) : 米山海岸西部の第三系—米山と米山海岸の研究, その3. 新潟県地学教育研究会誌, no. 4, p. 149-155.
- (1964) : 米山と米山海岸の研究, その1. 新潟県地学教育研究会誌, no. 2, p. 7-20.
- 吉村 尚久・市橋 絃一 (1966) : 群馬県水上町に分布する栗沢層 (新第三系) 中の変成岩礫. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 1, p. 97-104.

Tertiary Volcanostratigraphy in the Niigata Basin

Kazuya CHIHARA

1) A volcanic province is defined in respect to time and place. The volcanic rocks which are included in a definite formation and are distributed in a limited area, belong to a definite volcanic province.

Each volcanic province corresponds to the geotectonic province in the Niigata sedimentary basin. Where the volcanism continued in the successive stages in a area, the volcanic rocks form the composite volcanic province in the area.

2) The volcanic provinces of the pre-Tsugawan stages are local and small in extension.

a) However, in the northern district of Niigata Prefecture, the volcanics and pyroclastics of the Nishioga stage are widely distributed and the cyclic volcanic activity such as rhyolite—two pyroxene andesite—biotite rhyolite—propylite—trachytic andesite is recognized.

b) The basalt and andesite of the Jonai Group belong to the middle Miocene volcanic province and are characterized by a cyclic volcanic activity such as andesite—basalt—andesite.

c) The volcanic rocks of the Iwafune Formation in the northern margin of the Niigata sedimentary basin form a andesite predominating volcanic province of the Daijiman Stage, which is characterized by the successive volcanic activity such as rhyolite—pyroxene andesite—biotite rhyolite. In the Tsugawa basin, the volcanic activity of andesite is predominant in the Mikawa Formation of the Daijiman Stage.

3) The volcanic province of the Tsugawan Stage is most widespread and is characterized by a tremendously voluminous acid pyroclastics. In the borderland of the Niigata basin, the product of the acid volcanism form a widespread submarine pyroclastic plateau.

The allied volcanic rock is the so-called plagioliparite. The pyroclastics show the Tsugawa facies in respect to lithology and alteration facies, being distinguished from the Nanatani facies.

In the eastern marginal area north of River Agano, the andesite and basalt are intercalated within the basal part of the Tsugawa Formation. On the other hand, in the area south of River Agano, the pillow lava and pyroclastics of basalt are locally developed in both basal and uppermost parts of the formation.

The volcanics and pyroclastics of the Tsugawa Formation seem to thin out in the eastern margin of the Niigata Plain.

4) The acidic volcanic province of the Nanatani Stage occupies the major part of the Niigata Basin except in the eastern part. The volcanism of the Nanatani Stage started with the eruption of perlite lava in the eastern part, and is characterized by the predominance of plagioliparite and rhyolite under the Niigata Plain.

The extrusion and intrusion of basalt magma took place in the middle to later ages of the Nanatani Stage, forming a basalt province in the Kambara Plain and its surroundings.

5) The volcanism of the Teradomari Stage is characterized partially by the activity of Maze Basalt, but regionally it forms a acidic volcanic province.

6) In the Shiiya Stage, there was a andesite province under the Nagaoka Plain, but sometimes characterized locally by the acidic volcanism in other areas.

7) The volcanic provinces of the Nishiyama Stage are local and isolated, and are mainly distributed in the central part of the Niigata Basin.

8) The volcanic provinces of the Haizume Stage are more limited in distribution, and are characterized by the predominance of andesite to dacite under the Nagaoka Plain and its vicinity. The volcanism forms a composite volcanic province associated with the Nishiyama stage volcanics.

The other main province is the andesite province in the Nishikubiki area.

9) The volcanic activity of the Uonuma Stage is characterized by the predominance of andesite and acidic tuffs. The main province occupies the Uonuma district.

10) The basalt and dolerite associated with the Nanatani and Teradomari Formations belong to a regional basalt, including the extrusive and intrusive facies. The basalts of the western part belong to the alkali basalt series, and on the contrary, the dolerites of the eastern margin of the Niigata Basin belong to the tholeiite series.

11) The acidic intrusives of the later Miocene Stage are the quartz diorite and associated hypabyssal rocks in the Tanigawadake area, and the porphyrite in the Nishikubiki area.

III. 生層序および古生態

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island, Niigata Prefecture, and a Proposal of the *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone for the Pliocene of Japanese Oil Fields of Japan Sea Side*

Takayasu UCHIO**

Abstract

—No nannoplankton are found from the Tsurushi and the lowest Nakayama Formations, but silicoflagellates are abundant in the Nakayama and Sawane Formations. Moreover, coccolithophorids are very abundant in the Sawane Formation. The Nakayama and Sawane Formations can be subdivided by frequency changes and combination of silicoflagellates species. Based on the *Dictyocha/Distephanus*—ratio method, chronological changes of the surface water temperature of the two formations are inferred. The *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* concurrent zone is proposed for the Pliocene of the Japanese oil fields of Japan Sea side. Five new species of Silicoflagellata are described.

Introduction

This is a part of the study to establish a biostratigraphy of the area studied by compiling all the data together based upon various kinds of micro- and ultramicro-fossils. The biostratigraphy thus established will be very useful for the future submarine petroleum exploration and marine geology around Sado Island.

The writer gratefully acknowledges the assistance of Drs. T. MITSUNASHI, Y. SUZUKI and T. SHIMADA and Messrs. K. KAGEYAMA, M. MIYASHITA and K. KODAMA, all of the Oil and Gas Section, Fuel Department, Geological Survey of Japan, for collecting rock samples and allowing the writer to use their unpublished geological columnar section (1/100). He is especially indebted to Mr. K. KAGEYAMA for collecting several additional rock samples. He also wishes to thank Dr. Y. IWASAKI, Geology Department of the University of Tokyo, for taking photomicrographs on a scanning electron microscope, Hitachi HSM-II.

Geological Setting

The stratigraphy of the Tertiary sediments in Sado Island (Fig. 4), Niigata Prefecture, is as follows in descending order:

Sawane Formation	Shichiba "Formation"	Pliocene
	Kaitate "Formation"	
	Kawachi "Formation"	
Nakayama Formation		Upper Miocene
Tsurushi Formation		
Orito Formation		Middle Miocene
Masaragawa Formation		Lower Miocene
Ishigegaw Formation		
Nyukawa Formation		
Basement Complex		Paleozoic, etc.

* Manuscript Received on December 24, 1971.

** Department of Mineral Development Engineering, University of Tokyo.

The Masaragawa, Ishigegawa and Nyukawa Formations have long been grouped as the "Green Tuff Formation," and is out of scope of the present study. The Masaragawa Formation includes non-marine diatomaceous mudstones containing well-preserved plant remains known as the Seki flora (FUJIOKA and NISHIDA, 1960) and has been considered to be Early Miocene in geologic age.

The Orito Formation covers the Masaragawa Formation unconformably, and consists of basal conglomerate, sandstone and siltstone. The sandstone includes, in places, molluscan shell limestone or *Miogypsina kotoi-Operculina complanata japonica* limestone, and is considered to be Middle Miocene in geologic age.

The Tsurushi Formation covers the Orito Formation conformably, consists mainly of very hard or siliceous shale, and contains fossils of fish vertebrates, fish scales. The writer finds arenaceous and siliceous foraminifers as *Martinottiella communis* and *Spirosigmoilinella compressa* rarely in a few horizons of the upper part of the formation. Lithologically and paleontologically, the Tsurushi Formation can be easily correlated to the Onnagawa Formation in Akita Prefecture, and is considered to be early Late Miocene or latest Middle Miocene in age.

The Nakayama Formation consists of massive, rather soft diatomaceous mudstone, covers the Tsurushi Formation conformably, and has long been correlated to the Teradomari Formation in Niigata Oil Fields. The writer finds abundant diatoms and radiolarians in all horizons, and rarely *Spirosigmoilinella compressa* and *Martinottiella communis* and very rarely some calcareous foraminifers in the lower horizons of the formation. Thus, the Nakayama Formation, at least lower part of it, is Late Miocene in geologic age.

The Sawane Formation covers the Nakayama Formation conformably, but there are problems on the Sawane Formation as is discussed below. The Sawane Formation is very famous for its well preserved, very rich foraminifers, and several species of Polymorphinidae were originally described by CUSHMAN and OZAWA (1930), and later six new species were described by ASANO and NAKAMURA (1937), and ASANO (1951) at its type locality, namely, sea-cliff facing Mano Bay at Schichiba of Sawane Village (now, a part of Sawada-cho). OZAWA also collected many molluscan fossils from Sawane and Kaitate (ca. two kilometers inland), and these were described by YOKOYAMA (1926), who considered the Sawane Formation to be Pliocene in age. Utashiro *et al.* (1967) divided the Sawane Formation into three formations (Kawachi, Kaitate and Shichiba Formations in ascending order). The Nakayama Formation is covered by the Kawachi Formation conformably and a thin marly bed is used to separate them in field mapping. The Kawachi Formation contains two molluscan zones which are characterized by abundant occurrences of *Palliolium (Delectopecten) peckhami* (GABB), which are also good key beds in field mapping. The Kawachi Formation contains abundant calcareous Foraminifera of the Pliocene-Recent type. The Kaitate Formation, consisting of loose conglomerate and coarse to medium sandstone, covers the Kawachi Formation unconformably, and locally contains molluscan enclosures and mudstone pebbles of the Kawachi Formation. The Shichiba Formation, the type of which is the same seacliff as that of the Sawane Formation, covers the Kaitate Formation conformably. The three "formations" of the Sawane Formation contain the same foraminiferal species, though the Kawachi Formation has deeper assemblages than the other two, and a distinctive foraminiferal boundary lies between the Kawachi Formation and the Nakayama Formation. Compared with the standard stratigraphy of the adjacent Niigata oil fields in Honshu (main island of Japan), one stage (Nishiyama Stage in *sensu lato*) or two stages (Nishiyama Stage in *sensu lato* and Shiiya Stage) are lacking in Sado Island. This is strange, because the Middle Miocene to Pliocene sediments are continuous superficially along the road between Nakayama Tunnel and Sawane. UTASHIRO *et al.* (1967) correlated the Kawachi Formation to the Nishiyama Formation (perhaps in *sensu lato*, though they did not say so) and the remaining two to the Haizume Formation.

Thus, an important boundary lies between the Kaitate Formation and Kawachi Formation lithologically or structurally, while it lies between the Kawachi Formation and the Nakayama Formation paleontologically.

There is another biostratigraphical problem to be solved. Three silicoflagellate assemblages are known in the Miocene sediments of the Noto Peninsula of Ishikawa Prefecture. They are Wakura flora (ICHIKAWA, 1956; BACHMANN and ICHIKAWA, 1962), Iida flora (BACHMANN, 1967) and Hojuji flora (BACHMANN, 1964), and are considered to be Late, Middle and Early Miocene in age respectively by them. However, these three assemblages were described from different areas and consist mostly of the same species, and each flora was described from one geologic horizon and is not necessarily representative of each formation mentioned above. Therefore, it is necessary to find their relationship in a continuous section based upon quantitative analyses, if they are recognizable stratigraphically. For this purpose, a section along the road between Nakayama Tunnel and Sawane is best fitted because of continuous exposures of sediments ranging from Middle Miocene to Pliocene in age.

Methods of Study

As the final object of this study is to establish a biostratigraphy of the area concerned by combining all the data together based upon various kinds of micro- and ultramicro-fossils, both siliceous and calcareous fossils must be examined at the same time, and thus neither acid nor alkali can be used. Also, as many rock samples have to be analyzed quantitatively, some simple and rapid, yet rather satisfactory methods are necessary. The writer's methods are outlined below.

For ordinary microfossils, such as foraminifers, diatoms and radiolarians, 250-mesh sieve is used for washing rocks to concentrate them (200-mesh sieve is not fine enough for diatoms and radiolarians). The finer fraction which passes through 250-mesh sieve can be used for nannofossils. However, for quantitative purpose, only 0.1 gram of rock is used for nannofossils at each station, and thus, microfossils and nannofossils are treated separately. To avoid contamination of nannofossils from other rocks, a fraction of rock fragments finer than 50-mesh sieve is not used. The following procedures have been used in preparing nannoplankton slides:

(1) 0.1 gram of dried rock pieces larger than 50-mesh sieve's opening and smaller than 2 mm is put into an evaporating dish.

(2) Add a small amount of 5 or 10% H_2O_2 solution into the dish until the liquid covers the rock pieces. Leave it for a while (5-10 minutes) for soaking, then disintegrate the rock pieces with fingers to separate each grain (this can be easily done for most of the Neogene rocks, and does not destroy nannofossils).

(3) Wash it through 250-mesh sieve (the opening is ca. 60 microns) on a large evaporating dish (diameter larger than 15 cm). The part remaining on the sieve is discarded. The part which passes through the mesh and remaining in the large evaporating dish contains all the nannofossils and clastic grains of silt and clay sizes (for coccoliths, discoasters and most of silicoflagellates, 25-micron-mesh sieve can be used instead of 250-mesh sieve, but some silicoflagellates such as many of *Mesocena* are larger than 25 microns). In order to concentrate nannofossils and to make the slides containing them to be easily examined under ordinary (light) microscope, clay particles finer than 3 microns must be eliminated. For this purpose either ordinary grain size method (pipette method) or centrifuging method can be used. However, pipette method needs much longer time for grains of 3-60 μ size to settle. So, much stronger force than gravitational force must be used to shorten the time. Therefore, an electrical centrifuging machine with variable rotational speed is used for this purpose.

(4) Put the part finer than 60 μ into centrifuge tubes (more than two tubes are used), stir it quickly so that all the grains (including nannofossils) can be dispersed homogeneously,

centrifuge the sample for 10 seconds at a rotational speed of ca. 1,200 r.p.m. (revolutions per minute), and desired grains ($3-60 \mu$) settle on the bottom of the tubes. The decantant (water and grains smaller than 3μ) is discarded. Add distilled water to the tubes, and repeat the process 3 to 8 times until the decantant becomes nearly clean. The final residue contains that portion of sample having a particle size between 3 and 60μ .

(5) Wash the residue (the volume is usually about a few cc) into a mesocylinder with distilled water until the total volume becomes 20 cc.

(6) It is thoroughly stirred and, using 0.5 cc micropipette, 0.5 cc of it is spread over a cover glass (24×24 mm) which is placed on an electric hot plate (300 watts).

(7) Leave it for a few seconds so that nannofossils may settle on the glass in a stable direction (for instance, flat side down), then switch electricity on and dry it.

(8) One or two drops of the liquid mounting medium (Canada balsam with xylene) are placed on a clean glass slide, and the cover glass coated by nannofossils is placed in position. The slide is heated on an electric hot plate to drive off the excess solvent (xylene). On cooling, the mounting medium becomes solid. Care should be taken to drive off bubbles by pressing cover glass softly using two tooth-picks at the same time. The excess Canada balsam is washed by kerosene or alcohol, and the slide is labeled. Thus, this slide contains nannofossils ranging in size between 3 and 60μ originally included in $1/400$ gram of rock.

When reading literatures of various authors on the technique of concentrating nannofossils from rock by centrifugation, the writer finds that different authors use different rotational speed and time of operation. The beginner will be quite at a loss which one is correct and how to calculate the values. The time and speed of rotation depend on (1) sizes of desired grains (including nannofossils) and amount of rock used, and (2) type of centrifuge used (length of centrifuge tube, distance of water surface from the axis of rotation when the tube is filled with water-grain mixture and is rotated). So, each worker must calculate the time and speed of rotation for his own centrifuge.

In examining silicoflagellates, ebridians (they are common in the present study), and large discoasters, a magnification of about 200 is sufficient for species identification and photographing them. However, for efficiency of counting specimens, a magnification of about 100 is convenient. For identifying smaller specimens, a magnification of about 400 is sufficient. Changing power of objective lens can be easily done in case of revolver type microscope. In this study, coccoliths and the related forms are not identified for species except some characteristic ones, but the relative abundances as a whole are noted. It means that identification of coccolith group is not always trustable as discussed below, particularly in case of unexperienced worker such as the present writer, and thus, the writer can not use them as guide fossils at present and uses them, as a whole, as watermass indicators. Even so, it is proved that relative abundances of them alone are still useful for stratigraphic zoning, particularly when they are used together with other nannofossils and microfossils. The writer is afraid that descriptions and figures of most of coccolith species described by ordinary optical microscope are not accurate. If so, until redescrptions of them by electron microscope are completed, species can not be identified correctly even though they are photographed by electron microscope. As pointed out by BRAMLETTE and SULIVAN (1961, p. 132), electron microscopic descriptions are very necessary for taxonomy, it seems to be hardly practicable, particularly so as a routine work for oil companies, for obtaining much information in the near future on the distribution of fossil forms in space and time, which requires examination of the many forms in each of many samples. The writer uses a microscope with trinocular head (a pair for ordinary use and another for photographing), the highest magnification of 2,000 with an oil-immersion lens, and mechanical stage. Later, polarizing equipment (lower nicol can be rotated) was combined for examination of coccolith group.

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu 孝昭)

One thing that the writer still does not understand is mentioned below. For a preliminary survey, the writer prepared slides without concentrating nannofossils by centrifuge, that is, the slides containing a part of fraction which passes through 250-mesh sieve. Such a slide contains all sizes of nannofossils and clastic particles finer than ca. 60 μ , and is dirty or dark when looked under microscope, and nannofossils are rare. Later, the writer prepared concentrated slides by the method above-mentioned, and made quantitative analyses of them, then prepared a distribution table of them (Table 1). As the result, it is found that in a few samples, the concentrated slides do not contain coccoliths where they should be present. The writer examined non-concentrated slides of the samples and found coccoliths in them. He first thought of contamination of fossils of other samples during the preparation of slides, and again prepared both concentrated and non-concentrated slides very carefully. The results were the same as the previous ones. So, during the concentrating processes, coccoliths, even large ones such as those of *Coccolithus pelagicus*, must have been destroyed or eliminated in a few samples, while in most of the samples such phenomenon has not been recognized.

Samples Studied and Their Stratigraphic Relations

The Tertiary clastic sediments of the Sado Island are best exposed along the road cutting between Aikawa and Sawane, and all strata thicker than a few mm, ranging from the upper part of the Tsurushi Formation to the Kawachi Formation, were measured by several geologists of the Oil and Gas Section, Fuel Department, Geological Survey of Japan, in October of 1970, with exception of unexposed ca. 30 meters in thickness among total of 270 meters measured as is shown in Fig. 2. The writer, for biostratigraphic purpose, collected rock samples at interval of 5 m in thickness with field guidance and help of K. KAGEYAMA and T. SHIMADA of the Geological Survey, who made geological columnar section (scale: 1/100). At each locality, surface of rock was deeply (usually 30 to 50 cm) excavated until fresh rock became exposed and total of about 300 grams of small rock pieces was collected, and the exact geologic horizon was decided referring to the geologic columnar section measured by them a few days before collecting samples. Exposures of the Kaitate and Shichiba Formations are not good except at the type locality of the Shichiba Formation, namely, of the Sawane Formation at the sea-cliff facing Mano Bay. Thus, the geologic horizons of these upper formations and those of 11 samples of the Tsurushi Formation were decided by geologic map reading, and thus, approximate. Additional several samples were collected by K. KAGEYAMA in August of 1971. In total, 72 samples were collected, and the localities are shown in Fig. 1.

A rock sample was collected by KAGEYAMA at Tsubaki, northern part of Ryotsu City, Sado Island, from where TSUMURA (1963) listed 7 forms of silicoflagellates including his two new forms, *Mesocena crenulata* EHRENBERG forma *bidiodon* TSUMURA and *Dictyochoa octogona* TSUMURA. He did not indicate exact locality nor geologic formation name, and stated "diatomaceous earth at Tsubaki, Sado Island." As he is a biologist, exact nature of his diatomaceous earth is unknown. According to the small scale geological map available, the Nakayama and Kawachi Formations are distributed in a narrow zone at Tsubaki. The Nakayama Formation consists mainly of diatomaceous massive mudstone, and this formation as well as the Kawachi Formation in the Aikawa-Sawane section is rich in silicoflagellates. Therefore, both formations can be source of Tsumura's rock sample. According to Kageyama's observation of the area during his very short time of visit, rock exposure around Tsubaki is bad and rocks are weathered, and they may be a part of the Kawachi Formation. To whichever formation the Tsumura's sample may belong, the geologic age of the sample is Neogene, and perhaps late Miocene or Pliocene.

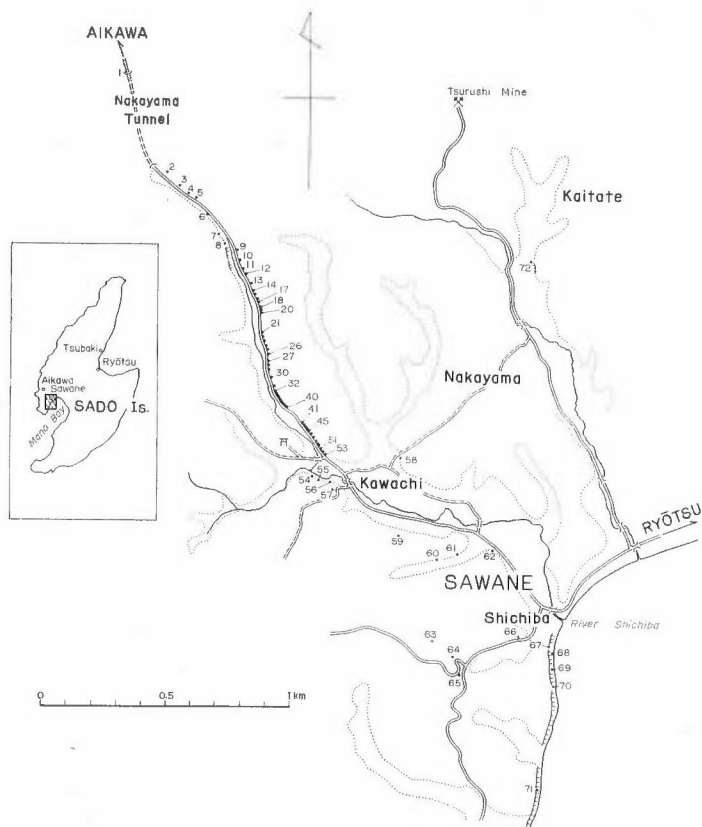


Fig. 1 Locations of Rock Samples

Biostratigraphic Zones

All silicoflagellates mounted on each slide, representing 1/400 g of rock sample, were counted for each species (mechanical stage attached to microscope is very useful for this purpose). Ebridians, another siliceous nannoplankton group, were also common. They are mostly *Ebriopsis antiqua* (SCHULZ), *Ammodochium rectangularare* (SCHULZ) and *Hermesinum* sp., and they were not counted for species. Percentage distributions of silicoflagellate species are shown in Table 1. As the total population counted in each sample is small (in a few cases, 1/200 g of rock was analyzed, but the population is shown for 1/400 g), thus, the percentages are generally not so trustable as the numbers show. They should be considered as showing general tendencies, but still, this representation is better than qualitative analyses, and useful results can be obtained if cares are taken in interpretation. Percentage composition of genera (*Dictyocha*, *Distephanus* and others), percentage distributions of main species (*Dictyocha fibula*, *Distephanus crux* and *Distephanus speculum*, each including varieties and/or formas), total populations, and *Dictyocha*/*Distephanus* ratio are shown in Figs. 2A–D. Following results or interpretations are obtained:

- (1) The Tsurushi and the lowermost Nakayama Formations do not contain any nannoplankton.
- (2) The Nakayama and the Sawane (including Kawachi, Kaitate and Shichiba) Formations contain the same silicoflagellate species, though some species have possibility of restricted geologic ranges (Fig. 3).

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu UCHIO)

(3) A general tendency is that the Nakayama Formation is characterized by the predominance of *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL (*Distephanus speculum* Zone) and the superjacent Sawane Formation by predominance of *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL plus *Distephanus speculum* (*Distephanus* Zone), and they are separated by a narrow "Variable Zone" for the lowermost Kawachi Formation. The upper part of the *Distephanus speculum* Zone is characterized by complete absence of *Distephanus crux* (*Distephanus crux* Absent Zonule). The *Distephanus* Zone is divided into two zonules except for the Kaitate Formation, which lacks fossils in most parts, that is, the *Distephanus crux* Predominant Zonule for the Kawachi Formation, and the *Distephanus speculum* and *Distephanus crux* Alternately Predominant Zonule for the Shichiba Formation. From another point of view, the Variable Zone and the uppermost part of the *Distephanus speculum* Zone can be grouped into a zonule, the *Distephanus speculum* and *Dictyocha fibula* Alternately Predominant Zonule, and the rest of the *Distephanus speculum* Zone is the *Distephanus speculum* Predominant Zonule (Figs. 2A–D, 3).

(4) According to GEMEINHARDT (1934), in the South Atlantic, *Dictyocha* occurs in low and middle latitudes (waters warmer than 10°C), while *Distephanus* is restricted to high latitudes (waters cooler than 20°C), and LIPPS (1970) shows a distribution chart of silicoflagellate general in the South Atlantic after GEMEINHARDT. In the open seas around the Japanese Islands, *Distephanus* occurs in greater numbers than *Dictyocha* in low temperature waters, and the optimum temperature for *Distephanus* is 15°C, while that for *Dictyocha* is 20–30°C (YANAGISAWA, 1943, p. 464–465). MANDRA (1969) proposes *Dictyocha*/*Distephanus* ratio method to determine water temperature. SHITANAKA *et al.* (1970), in studying silicoflagellates in Recent sediments in the Sea of Japan, also recognize a relationship between latitudes and the *Dictyocha*/*Distephanus* ratio. This method has some defect, as some authors (DEFLANDRE, 1950; BACHMANN, 1964, 1967) consider *Distephanus* as a synonym of *Dictyocha*. TSUMURA (1963, p. 64) considers that *Dictyocha fibula* var. *pentagona* reported by YANAGISAWA (1943) from Kii Channel and Osaka Bay "may be an erroneous report on *Distephanus speculum* var. *pentagonus*", and he figures a form (pl. 14, fig. 4; pl. 25, fig. 3) as an anomalous individual of *Distephanus speculum* (EHR.) HAECKEL var. *pentagonus* LEMMERMANN with an imperfect apical ring. This is an important problem in applying *Dictyocha*/*Distephanus* ratios to infer past water temperature. In Sado Island, as is shown in Table 1 and Pl. 3, figs. 1–20, *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *pentagonalis* AURIVILLIUS, 1898 (non *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *pentagona* SCHULZ, 1928) is widely distributed with rather high frequencies, and the writer considers it as *Dictyocha* and not as *Distephanus* in calculating the ratios. So, it is better to indicate species names used in the ratio method. In this study, the species used are listed in Table 1.

The *Dictyocha*/*Distephanus* ratio curve (Fig. 2D) is very similar to the frequency (%) curve of *Dictyocha fibula* group (Fig. 2B) except for the lower half of the Nakayama Formation.* Thus, the ratio method seems to be applicable to the upper half of the Nakayama Formation, Kawachi and Shichiba Formations. Surface water temperature scale made by MANDRA (1969, p. 173) is added to *Dictyocha*/*Distephanus* ratio scale in Fig. 2D for the convenience of readers. The surface water temperatures during the deposition of the Shichiba and most of the Kawachi Formations seem to be relatively cold (less than 15°C, average ca. 10°C), and those of the lowermost

* The *Dictyocha*/*Distephanus* ratios of Samples 26, 28 and 30 (all of the lower part of the Nakayama Formation) are 3, 0.72, and 2.76 respectively, and thus the surface waters, under which these rocks were deposited, should be warm if Mandra's method is applied without the following cautions. As are shown in Table 1, the percentage frequencies of *Dictyocha fibula* of these samples are low, and the high *Dictyocha*/*Distephanus* ratios of them are due to high percentage frequencies of *Dictyocha pseudofibula*. However, *Dictyocha pseudofibula* was originally described as *Distephanus*, and has been dealt with as such by most workers (see notes on this species in Systematic Paleontology of this article). Therefore, the high *Dictyocha*/*Distephanus* ratios of these samples do not necessarily indicate warm surface waters.

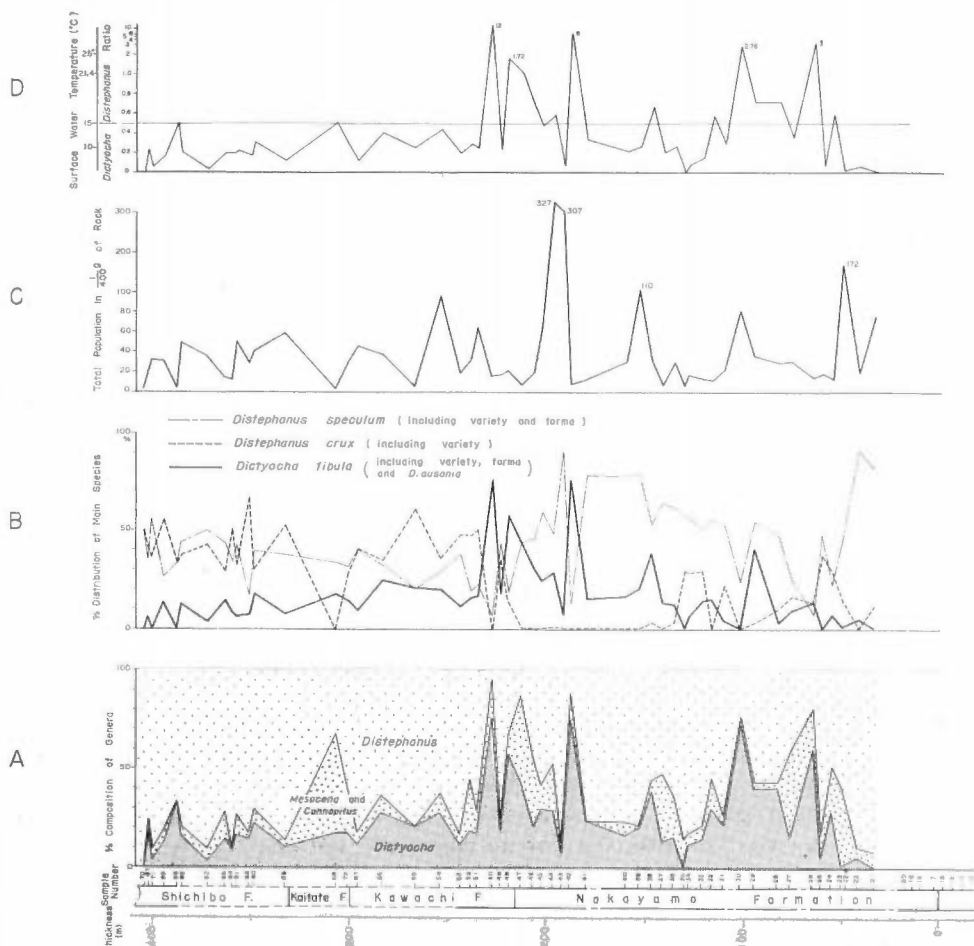


Fig. 2 Stratigraphic Distribution of Silicoflagellates of Sado Island, Niigata Prefecture, Japan

- A: Percentage Composition of Genera
- B: Percentage Distribution of Main Species
- C: Total Population of Silicoflagellates in 1/400 g of Dry Rock
- D: *Dietyocha*/*Diestephanus* Ratios and Inferred Surface Water Temperatures

Kawachi and uppermost Nakayama Formations relatively warm (average ca. 21°C). Those of the middle part of the Nakayama Formation are about as cold as those of the Shichiba Formation, and those of the lower part of the Nakayama Formation are unknown, but may be cool (intermediate between warm and cold).

(5) Total population of silicoflagellate in each sample is listed in Table 1, and is shown in Fig. 2C. The populations are generally less than 100 per 1/400 g, and about 13,800 per gram of rock sample on an average, except for three samples which have much higher populations. The average is about 1/3 of that for 19 Recent sediment samples of the Sea of Japan (SHITANAKA *et al.*, 1970).

(6) It is of interest to note that the first occurrences of *Cannopilus hemisphaericus* (EHRENBERG) HAECKEL, *C. bolivinensis* (FRENGUELLI) var. *major* (FRENGUELLI), *C. triomatus* (EHRENBERG)

LEMMERMANN, and *C. binoculus* (EHRENBERG) LEMMERMANN become progressively younger in geologic age as the number of apical window of the skeleton decreases. This may be an incidental happening in this region, and much more world wide data are necessary to determine phylogenetic relationship among them. The sizes of *C. hemisphaericus* seem to be smaller than those of the other species in general, and this species seems to be restricted to the Nakayama Formation, and the others mostly to the Sawane Formation.

(7) *Pseudomesocena japonica* n. sp. is restricted to the Sawane Formation (Pliocene), which is contrary to the geologic age assignment (Miocene) for *P. dubia* HOVASSE and *Planicircus japonica* FRENGUELLI (nom. nud.), both from some unknown formations in Sendai region, Japan. *Pseudomesocena* is not a silicoflagellate genus, and is considered as an ebridian (see, Systematic Paleontology).

(8) *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER and *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, belonging to calcareous algae, Coccolithophores, are restricted to the Sawane Formation, and are discussed in detail in later paragraph of this article. Summarizing all the data mentioned above (Fig. 3), the Nakayama Formation can be easily distinguished from the Sawane Formation by silicoflagellates and coccolithophorids and *Pseudomesocena* (an Ebridian), all of nannoplankton, and this is supported by foraminiferal, diatom and radiolarian evidences. The both formations can be subdivided by general characters of silicoflagellate flora and the inferred surface water temperatures, and not by species ranges.

Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus Zone

The writer, in a preliminary report (1970), briefly described nannoplankton stratigraphy of Sado Island and suggested the possibility of inter-basinal correlations by *Braarudosphaera bigelowi*. Since then, more detailed data have been obtained, and the description on the occurrences of nannoplanktons of the Shichiba Formation must be emended. The occurrences of the siliceous nannoplankton should be understood as described in the previous paragraph. Those of the calcareous nannoplankton are described below in detail.

The most remarkable feature of nannoplankton stratigraphy in Sado Island is the sudden appearance of calcareous nannoplankton above the boundary between the Nakayama Formation and the Kawachi Formation along Aikawa-Sawane route. As mentioned already, the two formations are gradational and a thin (thickness ca. 10 cm) marly bed is used as the boundary of the two in field mapping. From this boundary upto the uppermost part of the Sawane Formation, calcareous nannoplanktons occur continuously, and this great change coincides with sudden and continuous occurrences of abundant calcareous Foraminifera. Molluscan fossils show the same tendency, but not so remarkable as the nanno- and micro-fossils. Thus, the sea, under which the Sawane Formation was deposited, must have been influenced by different environmental conditions from those of the sea under which the Nakayama Formation was deposited. This great change can be detected by siliceous nannoplanktons as described in the previous paragraph, but it is not easy. On the contrary, if one examines nannoplankton slide under microscope, particularly under crossed nicols, one can recognize the presence or absence of coccolithophorids at a glance. Among 25 horizons sampled, 17 horizons contain *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SHILLER, of which 9 horizons also contain *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE. Generally, *Coccolithus pelagicus* is very abundant and *Braarudosphaera bigelowi* is rare, and where *Coccolithus pelagicus* is rare or not abundant *Braarudosphaera bigelowi* is not found. Eight samples, in which the two species are expected to be found but were not found, also did not contain calcareous Foraminifera. Therefore, calcareous fossils must have been dissolved from these samples (Samples Nos. 53, 60-66). *Braarudosphaera bigelowi* is a very characteristic species, and its pentaliths, with pentagonal shape, consist of five segments, each having different optical orientation. Thus, the species can be very easily identified.

However, the size is usually very small, being ca. 1/2 to 1/3 of the size of *Coccolithus pelagicus*, and its occurrences are usually rare, and is easily overlooked. By the same reasons, shells of *Braarudosphaera bigelowi* must be selectively dissolved completely before those of *Coccolithus* are dissolved completely. The geologic ranges of the two species in this area seem to be the same, namely throughout the Sawane Formation, though actual occurrences of *Braarudosphaera bigelowi* are from the upper Kawachi Formation to the uppermost Shichiba Formation.

The coexistence of the two species is also found from the same horizons (determined by various paleontological as well as geological evidences) of several different areas of Honshu (main island of Japan), namely, from the Haizume Formation at Kutta (Nishiyama oil producing zone), at Chuei (Central oil producing zone), and at Hanyama (Nakajo oil field), all in Niigata Prefecture; from the Onma Formation at Onma, Kanazawa City in Ishikawa Prefecture and from the Wakimoto Formation of the Oga Peninsula, Akita Prefecture. NISHIDA (1969) reported the coexistence of the two species from the Natsukawa Formation (coquina) of the Himi Group of the Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture, and from the Shibikawa Formation of the Oga Peninsula, Akita Prefecture. The Shibikawa Formation has been considered a little younger than the other formations mentioned above and Late Pliocene or Plio-Pleistocene in age. Thus, the writer believes that the *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone can be a very good horizon marker of the Japanese oil-bearing Tertiary sediments along the Sea of Japan (Fig. 4).

Type sections of various formations must be examined for nannoplankton stratigraphy, and this will ascertain the validity of the here-proposed "*Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone". So far as the writer has investigated, the type exposure of the Nishiyama Formation of Niigata Oil Fields does not contain calcareous nannoplanktons nor calcareous Foraminifera, but is rich in diatoms, radiolarians and silicoflagellates; the type sections of the Hamatsuda, Shiiya, Teradomari, Araya, Higashiyama, Ushigakubi, Shiraiwa Formations of Niigata Oil Fields do not seem to contain abundant nannoplanktons. Thus, the Kawachi Formation of Sado Island may be correlated to some of the standard stratigraphic units of the Niigata Oil Fields in three ways: (1) to a part of the Haizume Stage as has long been considered, (2) to the Nishiyama Stage (*sensu lato*, namely, including the Hamatsuda Stage) as interpreted by Uta-shiro *et al.* (1967), (3) to some part of the Nishiyama Stage (excluding the type exposure of the Stage). Another correlation with much possibility is that the lower part of the Kawachi Formation (samples 48-53) containing abundant *Coccolithus pelagicus* but no *Braarudosphaera bigelowi* may be correlated to some part of the Nishiyama Stage (excluding the type exposure), and that the upper part of the Kawachi Formation to the uppermost part of the Shichiba Formation (samples 54-72) containing both *Coccolithus pelagicus* and *Braarudosphaera bigelowi* may belong to the Haizume Stage. To determine the geologic age of the Kawachi Formation, that of the underlying Nakayama Formation is necessary. The Nakayama Formation has long been correlated to the Teradomari Formation by lithostratigraphical relationship with the Tsurushi Formation, and by some paleontological evidences. However, according to the writer's preliminary investigation of benthonic Foraminifera (only 20 g of rock were analyzed for each locality), *Spirosigmoinella compressa* MATSUNAGA, which is considered as a Middle to Upper Miocene index species, is found only in the uppermost Tsurushi and lowermost Nakayama Formations. Therefore, there is a probability of the Nakayama Formation (excluding the lowermost part) being correlated to the Shiiya Formation (uppermost Miocene). If so, the lower part of the Kawachi Formation may belong to the Nishiyama Stage (*sensu lato*). This is one of the evidences to consider the *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus* Zone as the Pliocene in geologic age.

In the following, the writer briefly discusses the paleo-environment under which the *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone deposited. Until recently, silicoflagellates had

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu 辰昭)



Fig. 4 Localities of *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD)

- A: Oga (Shibikawa and Wakimoto Formations, Pliocene)
- B: Nakajo (Haizume Formation, Pliocene)
- C: Chuei (Haizume Formation, Pliocene)
- D: Kutta (Haizume Formation, Pliocene)
- E: Sawane (Sawane Formation, Pliocene)
- F: Himi (Yabuta Formation, Pliocene)
- G: Onma (Onma Formation, Pliocene)
- H: off Hamada (Recent Sediment)
- J: Choshi (Iioka Formation, Pliocene)
- K: Obitsu (Kurotaki Formation, Pliocene, near Kameyama)
- L: Senoumi Bank (Recent Sediment)
- M: Tonohama (Ananai Formation, Pliocene)

generally been considered, particularly among geologists and paleontologists, to be cold water indicators, while coccolithophorids to be warm or tropical-subtropical water indicators. However, silicoflagellates are widely distributed in both warm and cold waters of the present oceans (ex. Gemeinhardt, 1934), and *Dictiocha/Distephanus* ratio method was proposed by Mandra (1969) to infer paleo-temperature of a silicoflagellate flora.

Distributions of coccolithophorids in plankton samples have been investigated rather in detail in the Atlantic (McINTYRE and BE, 1967) and in the Antarctic Seas (McINTYRE, BE and PREIKSTAS, 1967). McINTYRE and BE (1967) find that biogeographic ranges of coccoliths determined from surface sediment and plankton samples show that living species have slightly broader distributional ranges than those preserved in oceanic sediments, and attribute it to rapid warming of the Atlantic since the last glacial age. They grouped the species into five climatic assemblages: tropical, subtropical, transitional, subarctic and subantarctic. They consider *Coccolithus pelagicus* as a typical cold water species, limited to the subarctic and cold temperate waters in the Atlantic (maximum ranges 7–14°C, optimum ranges 8–9°C for the late summer and early autumn). MARTINI and BRAMLETTE (1963), in their study of calcareous nannoplankton from the experimental Mohole drilling located near Guadalupe Island, Mexico

(28°58' N. Lat., 117°28' W. Long.; depth 3566 m), they found *Coccolithus pelagicus* from almost all horizons of the recovered sediments (green-grey clays) of the combined sections of the wells (lower Pliocene to middle Miocene), its frequencies being abundant to common in the middle Miocene (Helvetian?). They suggest a relatively cold current, comparable to the present California Current during the late Tertiary at this place because of the similarity to the late Tertiary of California in respect to rather meager assemblages (few in number of species) of coccoliths and discoasters. Thus, both Recent and fossil records of *Coccolithus pelagicus* agree well with each other in respect to cold habitat of the species.

Ecology or biogeography of *Braarudosphaera bigelowi* is not well known. It was originally described from cold waters (a branch of the Labrador Current) in the Gulf of Maine and the Bay of Fundy. This species seems to have ranged from the Recent to the Late Cretaceous and is most abundant in the Eocene (BRAMLETTE, 1957, p. 251; BRAMLETTE & MARTINI, 1964, p. 305). BRAMLETTE (1957, p. 251, Table 1) found this species rarely in the conglomerate and sandstone facies of the Eocene Hagman Formation of Saipan, Mariana Islands. Sullivan (1964) found this species in high frequency in a silty sandstone of the Paleocene Vine Hill sandstone, and in three siltstones of the lower Lodo Formation (Paleocene), both in California. BRAMLETTE and MARTINI (1964, p. 305) stated about this species, "occurrences are common in relatively near-shore deposits of the early Tertiary, but rare or absent in typical pelagic deposits of equivalent ages from deep-sea and "oceanic" island samples As part of the near-surface nanoplankton utilizing photosynthesis, it seems probable that near-shore factors such as salinity, turbidity were significant in this distribution, rather than depth of water. However, the living *B. bigelowi* also occurs in the open oceans (Gaardner, 1954)." In Sado Island, this species is found mostly in siltstones, but also found in sandstones. For instance, at Loc. 69, it is found in a thick (2.6 m), unconsolidated, shell-fragments bearing coarse sandstone of turbidite (?) type, and in siltstone immediately beneath, both of the upper Shichiba Formation, and also in silty sandstone of the basal part of the Kaitate Formation at its type locality (Loc. 72), benthonic Foraminifera of which is characterized by dominance of *Elphidium crispum*, a typical shallow water species. These data seem to support the opinion of BRAMLETTE and MARTINI (1964). In the seas around the Japanese Islands, the writer has found *Braarudosphaera bigelowi* from Recent (?) sediment at Senoumi Bank (depth 70 m, mixture of mud, sand and Tertiary mudstone pebbles), ca. 20 km east of the estuary of the River Ooi, Shizuoka Prefecture (34°45'15" N. Lat., 138°31' E. Long.), and from grey mud off Hamada City, Shimane Prefecture (depth 138m, 35°10' N. Lat., 132°00' E. Long.). At the both stations, the species is rare and coccoliths are common to be abundant. The writer has not investigated literatures on this species published by biologists in the world, but the geologic records show that this species is found together with warm and cold water species of various fossils. The writer tentatively concludes that the coexistence of *Braarudosphaera bigelowi* and *Coccolithus pelagicus* indicates cold surface waters, and the zone here-proposed is valid as geologic horizon marker only in limited local area, namely, in the Japanese oil fields (*sensu lato*) of Japan Sea side.

Systematic Paleontology

Silicoflagellates have been considered as protozoans by zoologists and as algae by botanists. Scientists working on them must make clear their standpoints as the International Code of Zoological Nomenclature (ICZN) is slightly different from the International Code of Botanical Nomenclature (ICBN). Some worker (for example, Ling, 1970) does not say them to be animals nor plants and uses term "organisms". However, in case of Ling, he actually considered them to be animals judging from his way of handling species names in his paper. The present writer, as most of biologists, considers them as plants and, therefore, follows the ICBN. Infraspecific taxa (variety, form) are recognized by the ICBN, while they are not recognized by

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu UCHIO)

the ICZN. Writing names of species, subspecies, variety and form is lengthy and worrisome, particularly when original names are changed or transferred to other genus or combined to other species and variety following the ICBN, but subspecific taxa may be proved useful in future as indicative of ecology or as indicator of geologic horizon. Classification of silicoflagellates is quite artificial, partly because of their simple structure of siliceous tests, and partly because of lack of knowledges on the ranges of variation of species, which is, in turn, due to difficulty of culturing very minute organism. In this study, when counting very many specimens of silicoflagellates from many rock samples, the writer sometimes finds specimens intermediate between *Mesocena* and *Dictyocha*, or among *Dictyocha-Distephanus-Cannopilus* complex, and series of specimens indicative of synonymies among two or more infrasubspecific taxa or even of species. TYNAN (1957, p. 131) states, "The configuration of the basal body ring is identically duplicated in reproduction, but there is considerable variation in the apical structure. It follows that forms of similar basal body ring configuration should be considered more closely related than those of similar apical structure." This is an important opinion and is against the general tendency in the classification of silicoflagellates. DEFLANDRE (1950) considered all forms of *Distephanus* and a few forms of *Cannopilus* to be *Dictyocha*. BACHMANN and ICHIKAWA (1962), BACHMANN (1964, 1967), following DEFLANDRE (1950) considered simple *Distephanus* as *Dictyocha* and complicated *Distephanus* as *Cannopilus*. It is true that the similarity of basal ring is of prime importance in some cases as TYNAN (1957) and BACHMANN and ICHIKAWA (1962, p. 170) mentioned, but in other cases, basal ring is more variable than apical structure. So, the writer follows the easier classification based upon apical structure such as TSUMURA's classification of genera (1963). Generally, biologists, trying to establish natural classification, become "lumper", and at the same time they seem, at least to the present writer, to split species, variety and form based upon minor character like sizes. Such inconsistent attitude is very popular in any kind of taxonomy, since available data are not sufficient and one must compromise on some line between "ultra-splitter" and "ultra-lumper".

Class Silicoflagellatae BORGERT, 1891

Family Dictyochaceae LEMMERMANN, 1901

Genus *Mesocena* EHRENBURG, 1843

TYNAN (1957, p. 134) states, "The Miocene is characterized by the occurrence of the genera *Mesocena* and *Cannopilus*, which are limited to that age." However, LING (1970) shows the Quaternary occurrence of *Mesocena* cf. *elliptica* from central north Pacific core sediments and HAYS *et al.* (1969) reported *Mesocena elliptica* from the Pleistocene of the eastern Pacific of tropical regions. LIPPS (1970) shows the geologic range of *Mesocena* to be Cretaceous to Recent. In the present study, various type of *Mesocena* (Plate 1, Figs. 1-14) are found from lower part of the Nakayama Formation (Late Miocene) to uppermost part of the Shichiba Formation (Pliocene), and more diverse in the Pliocene than in the Miocene (see Table 1).

Genus *Dictyocha* EHRENBURG, 1839

Dictyocha ausonia DEFLANDRE

(Plate 2, Figs. 10-11, 14-15)

Dictyocha ausonia DEFLANDRE, Deflandre, 1950, *Microscopie*, vol. 2, p. 67-68, figs. 194, 199-202.

It is difficult to distinguish this species from *Dictyocha fibula* EHRENBURG var. *aspera* LEMMERMANN forma *rhombica* SCHULZ, 1928. LING (1970), following DEFLANDRE (1950), differentiates them by their relative sizes. Though DEFLANDRE shows wide ranges of variation of his species, *D. ausonia*, the holotype (*vide*, LOEBLICH, III, *et al.*, 1968, pl. 8, fig. 11) is identical with the original figures of *D. fibula* EHR. var. *brevispina* LEMMERMANN, 1901. The latter is identical to *D. fibula* EHR. var. *aspera* LEMM. forma *rhombica* SCHULZ, 1928 except that it has smooth basal

ring and about twice as large size. LING (1970) and GEMEINHARDT (1930) do not consider relative smoothness of surface of basal ring important among this group, which is characterized by having orientation of apical bar perpendicular to long axis. The orientation of apical bar is considered important by DEFLANDRE (1950), TSUMURA (1963) and LING (1970), and they restricted *D. fibula* to forms with apical bar in long axis, and *D. ausonia* group to those with apical bar in short axis. However, the writer does not agree with them, because one of the type figures of *D. fibula* (fide, LOEBLICH, III, et al., pl. 9, fig. 7) shows the two axis about the same length, and four radial spines are also about the same length. Such forms are found in Sado Island. Apparently this form does not belong to *D. fibula* group nor to *D. ausonia* group. So, one can propose the third group, *D. messanensis* group. However, it is more natural that the orientation of apical bar is rather variable, and it may be useful in distinguishing among infrasubspecific taxa, but can not be used to distinguish species or species group.

The sizes of skeletons (including radial spine) of *D. ausonia* group is as follows (after DEFLANDRE, 1950; LING, 1970):

	Length (μ)
<i>Dictyochoa rhombica</i> SCHULZ, 1928	78-112
<i>D. brevispina</i> LEMMERMANN, 1901	50-78
<i>D. ausonia</i> DEFLANDRE, 1950	42-56
<i>D. mutabilis</i> DEFLANDRE, 1950	87-100
<i>D. cf. ausonia</i> DEFLANDRE of LING, 1970	38-60

Dictyochoa fibula EHRENBERG var. *pentagonalis* AURIVILLIUS

(Plate 3, Figs. 1-20)

Dictyochoa fibula EHRENBERG var. *pentagonalis* AURIVILLIUS, Aurivillius, 1898, K. Svenska Vetensk. Akad. Handl., vol. 30, p. 53, fig. 15

This species was originally described from Recent material, Gullmarfjord, Norway, and differs from *D. fibula* EHR. var. *pentagona* SCHULZ, 1928, which was described from the Paleocene of Mors Island, Jutland, Denmark. LING (1970, p. 91) included *D. fibula* var. *pentagona* SCHULZ under *D. fibula* EHR., because the variety was found only sparsely during his study of central North Pacific cores. LING's *D. fibula* var. *pentagona* (pl. 18, Figs. 9-10) is *D. fibula* EHR. var. *pentagonalis* AUR. In Sado Island, this species is common in frequency and is widely distributed (the upper Nakayama to top of the Shichiba Formations), and is shown in Fig. 3 as *Dictyochoa pentagona* for abbreviation.

Dictyochoa fibula EHRENBERG var. *subarcticus* (LING) UCHIO, nov. comb.

(Plate 2, Figs. 6-7)

Dictyochoa subarcticus LING, Ling, 1970, Bull. Amer. Pal., vol. 58, no. 259, p. 95, pl. 18, figs. 16-18; pl. 19, figs. 1-4

This variety is found from three samples, and is common at Loc. 48. This is the first record of this form as fossil and ranges from basal part of the Nakayama Formation to the Shichiba Formation, and seems to be restricted to the Pliocene in Sado Island.

Dictyochoa fibula EHRENBERG var. *sadonica* UCHIO, nov. var.

(Plate 2, Figs. 12-13)

Description: Basal body ring rhombic in apical view, each side gently curved outward, with 4 radial spines, a pair in long axis being longer than the other; apical bar (bridge) straight, surface smooth, its length ca. 5/7 of longer diameter of the basal body ring (not including radial spines); basal accessory spine and apical accessory spine absent.

Holotype (Uchio Collection Registered No. TUS-1001): from siltstone of *Palliolulum* (*Delectopec-*

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu UCHIO)

ten peckhami (GABB) zone (Kawachi Formation) at Loc. TU-70102454 (Aikawa-54), near Kasugaomiyama Shrine, ca. 1.4 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane. Length (without radial spines) ca. 36 μ , width (without radial spines) ca. 34 μ , radial spine in long axis ca. 7 μ long.

Comparison: This new variety can be easily distinguished from others in its ellipsoidal basal body ring and very long apical bar.

Dictyocha pseudofibula (SCHULZ) TSUMURA

(Plate 3, Figs. 21-23; Plate 4, Figs. 3-6)

Distephanus speculum (EHRENBERG) HAECKEL forma *pseudofibula* SCHULZ, Schulz, 1928, Bot. Arch., vol. 21, p. 262, figs. 51a, b.

Dictyocha pseudofibula (SCHULZ) TSUMURA, Tsumura, 1963, Yokohama Municipal Univ., Jour. C-45, no. 146, p. 55, pl. 11, figs. 1-3; pl. 24, fig. 2.

This species is a *Dictyocha* and not a *Distephanus* as Tsumura (1963) already discussed in detail. In Sado Island, this species ranges from the lower Nakayama to the upper Shichiba Formations, and is more frequent in the lower Nakayama Formation.

Dictyocha paradistephanus TSUMURA

(Plate 4, Fig. 7)

Dictyocha paradistephanus Tsumura, Tsumura, 1963, Yokohama Municipal Univ., Jour. C-45, no. 146, p. 57, pl. 11, figs. 6-7; pl. 24, figs. 6-7.

This is a large and peculiar species, and is easily identified. In Sado Island, only a fragment is found from the upper Shichiba Formation at Loc. Aikawa-63. Tsumura found this species from Owazawa, Hirosaki City, Aomori Prefecture (fossil). Though he did not mention the geologic age of the fossil, it is Late Miocene.

Genus *Distephanus* STÖHR, 1880

Distephanus trigonus UCHIO, nov. sp.

(Plate 4, Figs. 8-9)

Description: Basal body ring triangular in apical view, each side gently curved outward, with 3 short radial spines and a triangular apical window; apical structure smooth; basal accessory spine and apical accessory spine absent.

Holotype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1002): from siltstone (the uppermost Kawachi Formation) at Loc. TU-70102457 (Aikawa-57), ca. 1.5 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane. Length (without radial spines) ca. 17 μ , apical window ca. 4.3 μ , length of radial spine ca. 3.5 μ .

Comparison: This new species can be easily distinguished from any other species of the genus in having trigonal body ring.

Genus *Cannopilus* HAECKEL, 1887

Recently, LOEBLICH, III, *et al.*, 1968, indicated that the generic name may be a synonym of *Halicalyptra* EHRENBERG, 1847. However, by the same reason as stated by LING (1970, p. 99), and as *Cannopilus* is widely used, the writer, meanwhile, uses the generic name *Cannopilus* in this paper. Species of *Cannopilus* can be divided into two groups, one with a global skeleton like some radiolarians, the other, like the type species of the genus, *C. hemisphaericus*, with a hemispherical skeleton in edge view. Very small specimens of the first group are very rare in Sado Island, they are omitted in Table 1, because the writer is not sure if they are silicoflagellates or radiolarians. The second group is not so common as *Dictyocha* and *Distephanus* in Sado Island, and small forms with several apical windows are identified as *C. hemisphaericus* (including *C.*

schulzi DEFLANDRE forma *longispinus* BACHMANN & ICHIKAWA), and larger forms are artiucially split into *C. binoculus*, *C. triomatus* and *C. bolivinensis* var. *major*.

Cannopilus pentagonus UCHIO, nov. sp.

(Plate 5, Figs. 3-7)

Description: Basal body ring pentagonal, with a long radial spine at each corner, 5 basal windows and 3 apical windows, surface of apical structure smooth, basal accessory spines short and projected obliquely down and inward, apical accessory spine absent.

Holotype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1003): from siltstone of *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* (GABB) zone (Kawachi Formation) at Loc. TU-70102454 (Aikawa-54), near Kasugaoomiya Shrine, ca. 1.4 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane. Length of a side ca. 26 μ , height 36 μ , length of radial spine ca. 22 μ .

Paratype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1004): from siltstone (Kawachi Formation) at Loc. TU-70102451 (Aikawa-51), along road cutting, ca. 1.3 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane.

Comparison: This new species can be easily distinguished from any other species of the genus in having pentagonal body ring.

INCERTAE SEDIS

Pseudorocella DEFLANDRE, 1938

Pseudorocella corona DEFLANDRE

(Plate 1, Fig. 22)

Pseudorocella corona DEFLANDRE, Deflandre, 1947, Bull. Soc. Bot. France, vol. 93, p. 337, fig. 4

This species was originally described from Upper Miocene of Hungary (*vide*, Loeblich, III, *et al.*, 1968, p. 140, pl. 33, fig. 20), and was reported from the Miocene of Noto Peninsula (Iida Diatomite), Ishikawa Peninsula, Japan by Bachmann (*In* Ichikawa *et al.*, 1967, Sci. Rept. Kanazawa Univ., vol. 12, no. 1, p. 154, pl. 2, figs. 1-23). The finding of this species from Sado Island is the second record of the species in Japan, but its geologic age is not Miocene but Pliocene. It is a very small form and found only at Loc. TU-70102757 (Aikawa-57) (uppermost Kawachi Formation) rarely.

Mesocena (?) *sadonica* UCHIO, nov. sp.

(Plate 1, Figs. 19-21)

Description: This new species consists of a polygonal ring with several (ca. 5-6) corners. Each corner has two short radial spines like *Mesocena pappi* BACHMANN, described from the Upper Eocene of Kreyenhagen Formation of California (Bachmann, 1962). Its general shape is similar to that of molluscan shell *Arca* or *Anadara*. Each part of the polygon, particularly the longest one, is straight on flat side and slightly inflated and curved on inflated side, and thus the skeleton shows appearance as if it consists of hollow rods.

Holotype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1005): from siltstone (Nakayama Formation) at Loc. TU-70102740 (Aikawa-40), ca. 1.1 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane, Sado Island. Length ca. 87 μ , height ca. 63 μ .

Geologic Ranges: from lower part of the Nakayama Formation (Upper Miocene) to upper part of the Shichiba Formation (Pliocene) in Sado Island.

Remarks: As this is a fossil form, there is no way of proving or disproving this to be a silicoflagellate biologically. However, it is similar to the silicoflagellate genus *Mesocena* in that it has a siliceous skeleton of ca. 80-90 μ and that it consists of a simple ring. However, this species does not seem to belong to *Mesocena* in that it seems to have no hollow rods. This species may belong to the genus *Pseudomesocena* HOVASSE, but differs from it in not having circular oval

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu UCHIO)

ring and many knobby projections around its periphery. It may belong to a new genus, but the writer postpones election of new genus until morphological characters are investigated in more detail by electron microscopic study. The writer tentatively includes this species in Silicoflagellata, and computed percentages as such in Table 1. But this does not effect the *Dictyocha*/*Distephanus* ratio, and thus, inferred surface water temperature mentioned in the previous paragraph.

Genus *Pseudomesocena* HOVASSE, 1932

Pseudomesocena japonica UCHIO, nov. sp.

(Plate 1, Figs. 15–18)

Description: Siliceous skeleton circular to semi elliptical, with an encircling keel and many (14–20) knobby projections around its periphery on both sides. The skeleton has no internal cavity, and thus, is not a silicoflagellate.

Holotype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1006): from siltstone of the *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* (GABB) Zone, Kawachi Formation, at Loc. TU-70102754 (Aikawa-54) near Kasugawakamiya Shrine, ca. 1.4 km southeast of Nakayama Tunnel between Aikawa and Sawane, Sado Island. Diameter ca. 38 μ , length of knobs ca. 2 μ .

Paratype (Uchio Collection Reg. No. TUS-1007): from siltstone, Kawachi Formation, at Loc. TU-70102751 (Aikawa-51), ca. 1.3 km southeast of Nakayama Tunnel, along road cutting between Aikawa and Sawane. Length ca. 30 μ , width ca. 26 μ .

Geologic Ranges: limited to the Sawane Formation (from lowermost Kawachi to uppermost Shichiba Formations), Pliocene. This species is also found in grey siltstone at Tsubaki, Ryotsu City, Sado Island, ca. 16 km northeast of Sawane. This fact suggests that the writer's sample at Tsubaki is not a part of the Nakayama Formation but of the Kawachi Formation. Tsumura (1963, p. 16) listed 6 species of silicoflagellates from Tsubaki, but it is unknown from what formation he described his flora.

Remarks: According to Loeblich, III, *et al.* (1968, p. 60, 138, pl. 33, figs. 1–3), Hovasse (1932) described *Pseudomesocena dubia* from the Upper Miocene, Sendai, Japan, and a similar form was described by Frenguelli (1940) as *Planicircus japonicus*, from the Upper Miocene, Sendai, Japan. However, as pointed out by Deflandre (1952) and Loeblich, III, *et al.* (1968, p. 60), Frenguelli's genus and species are provisional names, and thus, invalid according to the International Code of Botanical Nomenclature, and *Planicircus* is a synonym of *Pseudomesocena*. It is unknown whether or not Hovasse's and Frenguelli's materials came from the same source or same formation. Unfortunately, this species is identical to Frenguelli's invalid species, and thus, here described as new species. This new species is similar to *P. dubia* HOVASSE (it was based upon a slightly broken specimen), but differs in that the latter has only 11 (when broken part is restored) knobs on each of double keels. Lipps (1970, p. 980) states, "Specimens identical to those of Hovasse and Frenguelli were found in Neogene sediments in the equatorial Pacific by me. They represent the rim of the capsule of some radiolarian, from which the remainder of the skeleton has been dissolved. Specimens in all stages of dissolution were observed. The knobs around the edges are actually the end of rods supporting the remainder of the radiolarian skeletons." So far as the writer's material is concerned, they do not seem to be an undissolved part of radiolarian skeleton, and their features are relatively constant except number of knobs, which is always more than that of *P. dubia*. This new species may be a variety of *P. dubia*, yet it is to be distinguished from biostratigraphical point of view and is valid according to the International Code of Botanical Nomenclature.

References

- ASANO, K. (1951): Illustrated Catalogue of Japanese Tertiary Smaller Foraminifera, Pt. 6: Miliolidae. Pt. 14: Rotaliidae.
- and NAKAMURA, M. (1937): On the Japanese species of *Cassidulina*. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 14, nos. 3-4, p. 143-150.
- BACHMANN, A. (1964): Fossil Silicoflagellidae und Archaeomonadaceae. In ICHIKAWA, W., FUJI, N. and BACHMANN, A., Fossil diatoms, pollen grains and spores, Silicoflagellates and Archaeomonads in the Miocene Hojuji diatomaceous mudstone, Noto Peninsula, central Japan. *Kanazawa Univ., Sci. Repts.*, vol. 9, p. 25-118, figs. 1-20, pls. 1-7.
- and ICHIKAWA, W. (1962): The silicoflagellides in the Wakura Beds, Nanao City, Ishikawa Prefecture, Japan. *Kanazawa Univ., Sci. Repts.*, vol. 3, p. 161-175, figs. 1-4, pls. 1-10.
- BRAMLETTE, M. N. (1957): Geology of Saipan, Mariana Islands, Pt. 3, Paleontology, Chapter F. Discoaster and some related microfossils. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 280-F, p. 247-253, pl. 61.
- and MARTINI, E. (1964): The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropal.*, vol. 10, no. 3, p. 291-322, pls. 1-7.
- and RIEDEL, W. R. (1954): Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Jour. Pal.*, vol. 28, no. 4, p. 385-403, pls. 38-39.
- and SULLIVAN, F. R. (1961): Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropal.*, vol. 7, no. 2, p. 129-188, pls. 1-14.
- CUSHMAN, J. A. and OZAWA, Y. (1930): A Monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae Recent and fossil. *Proc. U.S. Nat. Mus.*, vol. 77, art. 6, p. 1-185, pls. 1-40.
- GRAN, H. H. and BRAARUD, T. (1935): A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. *Jour. Biol. Board of Canada*, vol. 1, no. 5, p. 279-467, figs. 1-69, tables 1-60.
- ICHIKAWA, W., SHIMIZU, I. and BACHMANN, A. (1967): Fossil silicoflagellates and their associated uncertain forms in Iida Diatomite, Noto Peninsula, central Japan. *Kanazawa Univ., Sci. Repts.*, vol. 12, p. 143-172, pls. 1-9.
- LING, H.-Y. (1970): Silicoflagellates from central North Pacific core sediments. *Bull. Amer. Pal.*, vol. 58, no. 259, p. 85-121, pls. 18-20.
- LIPPS, J. H. (1970): Ecology and evolution of silicoflagellates. *Proc. North American Paleont. Convention*, Sept. 1969, Pt. G, p. 965-993.
- LOEBLICH, A. R., III, LOEBLICH, L. A., HELEN TAPPAN and LOEBLICH, A. R. JR. (1968): Annotated index of fossil and Recent silicoflagellates and ebridians with descriptions and illustrations of validly proposed taxa. *Geol. Soc. America, Mem.* 106, p. 1-317, pls. 1-53.
- MANDRA, Y. T. (1960): Fossil silicoflagellates from California, U.S.A. Copenhagen Internat. Geol. Congr., 21st Sess. Norden, Pt. 6, Proc. Sec. 6, *Pre-Quaternary Paleontology*, p. 77-89.
- (1969): Silicoflagellates: a new tool for the study of Antarctic Tertiary climates. *Antarctic Jour.*, vol. 4, no. 5, p. 172-174.
- MARTINI, E. and BRAMLETTE, M. N. (1963): Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole drilling. *Jour. Pal.*, vol. 37, no. 4, p. 845-856, pls. 102-105, 2 text-figs.
- MCINTYRE, A. (1967): Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation. *Science*, vol. 158, p. 1314-1317.
- and BE, A. W. H. (1967): Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean-I: Placoliths and cyrtoliths. *Deep-Sea Res.*, vol. 14, p. 561-597, pls. 1-12.
- , ————— and PREIKSTAS, R. (1967): Coccoliths and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Progress in Oceanography*, vol. 4, p. 3-24.

III. 1 Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island (Takayasu UCHIO)

- NISHIDA, S. (1969): Nannoplankton from the Seifu-maru core 67-19. Informal scientist's communication journal "NIHONKAI (Sea of Japan)", no. 3, p. 39-42 (in Japanese).
- SHIMAZU, M., MINAKAWA, H. and KOBAYASHI, I. (1969): The Neogene of Sado Island, Niigata Prefecture, Japan. *Geologic Guide Book for the 76th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, held at Niigata University, 1969*, 38 p. (in Japanese).
- SHITANAKA, M., OGAWA, F. and ICHIKAWA, W. (1970): Silicoflagellatae remains in deep-sea sediments from the Sea of Japan. Informal scientist's communication journal "NIHONKAI (Sea of Japan)", no. 4, p. 1-14 (in Japanese with English abstract).
- SULLIVAN, F. R. (1964): Lower Tertiary nannoplankton from the California Coastal Ranges, I. Paleocene. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, vol. 44, no. 3, p. 163-228, pls. 1-12, 3 tables.
- TAKAYAMA, T. (1967): First report on nannoplankton of the upper Tertiary and Quaternary of the southern Kwanto region, Japan. *Jb. Geol. B. A.*, Bd. 110, S. 169-198, Taf. 1-10.
- TSUMURA, K. (1963): A systematic study of Silicoflagellatae. *Yokohama Municipal Univ., Jour.* C-45, no. 146, p. 1-84, pls. 1-28.
- UCHIO, T. (1971): Micropaleontological study of the Neogene sediments, south of Nakayama Tunnel, Sado Island, Niigata Prefecture, Japan (abstract). *Jour. Japan. Assoc. Petroleum Technologists*, vol. 37, p. 220-221.
- UTASHIRO, T. and 10 others (1967): Preliminary report on fossil foraminiferal assemblages in the vicinity of Sawane, Sado Island, Niigata Prefecture, Japan. *Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. Y. Hiramatsu Retirement*, p. 113-119.
- YANAGISAWA, T. (1943): Silicoflagellatae. *Umi-to-Sora (Sea and Sky)*, vol. 23, p. 451-469, 6 figs., 7 tables (in Japanese).
- YOKOYAMA, M. (1926): Fossil shells from Sado. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, section II*, vol. 1, pt. 8, p. 249-312, pls. 32-37.

要 旨

新潟県佐渡の新第三系ナノプランクトン化石層序

—東北日本油田地帯における *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* 共存帯の提唱—

内 尾 高 保

中山トンネルから沢根海岸に好露出する新第三系（鶴子・中山・沢根層）の約70層準から採集した岩石試料中のナノプランクトン化石を定量した。ナノプランクトンは鶴子層と中山層最下部には含まれないが、それより上位の地層には珪質鞭毛藻が多産し、沢根層（広義）にはその他に石灰質のココリス類（非常に多量の *Coccolithus pelagicus* と少量の *Braarudosphaera bigelowi*）を産する。中山層と沢根層の境界におけるナノプランクトン化石群の大変化は有孔虫・放散虫・珪藻類の変化と一致する。珪質鞭毛藻の *Dictyochoa*/*Distephanus* 比の変化により、沢根層最下部から中山層最上部の堆積当時の表層水温は温暖と推定され、これは新潟油田地域において西山層最下部から椎谷層上部の温暖水温（有孔虫化石による）に対応すると思われる。珪質鞭毛藻の種の量的変化・組合せにより中山・沢根層は細分できる。*B. bigelowi* と *C. pelagicus* は非常に長い生存期間を持つが、両種の共存帯は新潟油田の各地の灰爪層・金沢市の大桑層・男鹿半島の脇本層・鮎川層にも発見されるので、地域的には有効な化石帯と考えられる。筆者は裏日本油田地帯の鮮新統に *B. bigelowi-C. pelagicus* 共存帯を提唱する。銚子・房総半島中部・高知

県の鮮新統にも両種が共存するが、東北日本の群集に比して複雑な組成の群集より成る。日本海岸と太平洋岸のこの化石帯が対比されるか否かは今後の研究に待つ。珪質ナノプランクトン 5 新種を記載した。

PLATES
AND
EXPLANATIONS

(with 10 Plates)

Plate 1

- Fig. 1 *Mesocena circulus* (EHRENBERG) EHRENBERG
 Loc. Aikawa-23, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 620
- Fig. 2 *Mesocena circulus* (EHRENBERG) EHRENBERG
 Loc. Aikawa-23, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 620
- Figs. 3-4 *Mesocena diodon* EHRENBERG
 Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 350
 Different focus levels
- Fig. 5 *Mesocena diodon* EHRENBERG
 Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation × 420
- Fig. 6 *Mesocena quadrangula* HAECKEL
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 420
- Fig. 7 *Mesocena triangula* (EHRENBERG) EHRENBERG
 Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation × 720
- Fig. 8 *Mesocena quadrangula* HAECKEL
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 420
- Fig. 9 *Mesocena quadrangula* HAECKEL
 Loc. Aikawa-49, Kawachi Formation × 720
- Fig. 10 *Mesocena elliptica* (EHRENBERG) EHRENBERG var. *quadrangula* BACHMANN and ICHIKAWA
 Loc. Aikawa-51, Kawachi Formation × 580
- Fig. 11 *Mesocena hexagona* HAECKEL
 Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation × 710
- Fig. 12 *Mesocena hexagona* HAECKEL
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 350
- Fig. 13 *Mesocena hexagona* HAECKEL
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 420
- Fig. 14 *Mesocena* cf. *polyactis* TSUMURA
 Loc. Aikawa-22, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 290
- Figs. 15-16 *Pseudomesocena japonica* UCHIO, nov. sp.
 Holotype: Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
 Different focus levels × 790
- Figs. 17-18 *Pseudomesocena japonica* UCHIO, nov. sp.
 Paratype: Loc. Aikawa-51, Kawachi Formation
 Different focus levels × 1030
- Figs. 19-21 *Mesocena* (?) *sadonica* UCHIO, nov. sp.
 Fig. 19...Paratype: Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 350
 Fig. 20...Holotype: Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 350
 Fig. 21...Paratype: Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 350
- Fig. 22 *Pseudorocella corona* DEFLANDRE
 Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation × 1400

NOTE: Figs. 15-18 and 22 are not silicoflagellates, and Figs. 19-21 may be a silicoflagellate.

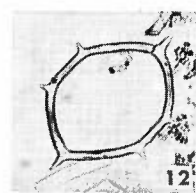
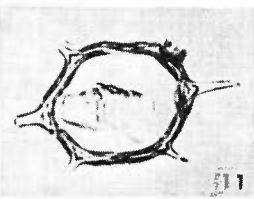
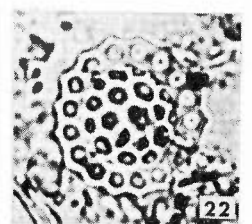
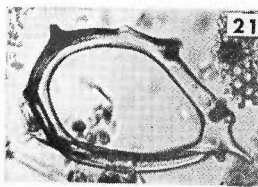
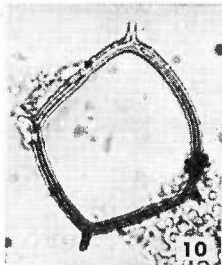
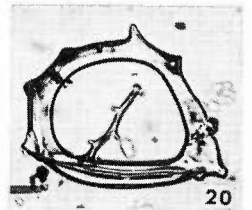
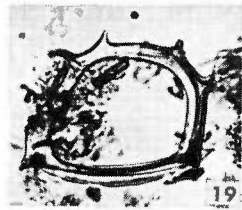
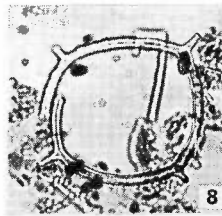
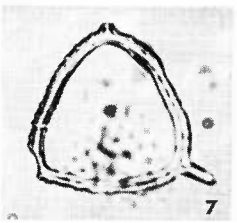
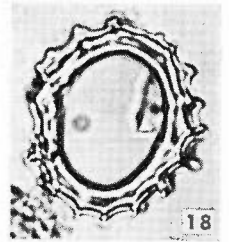
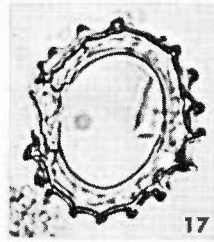
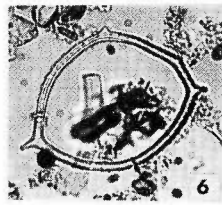
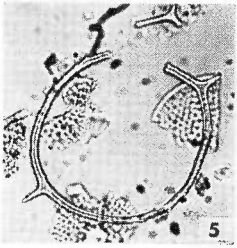
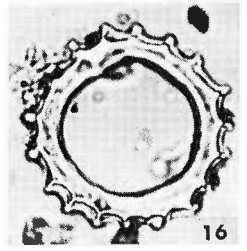
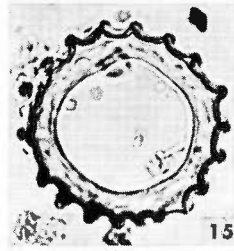
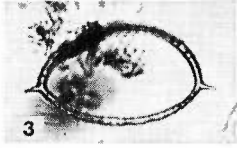
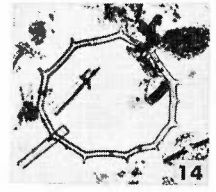
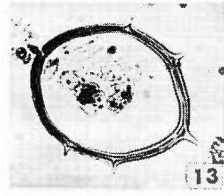
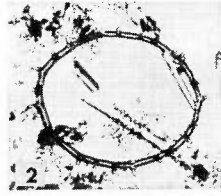
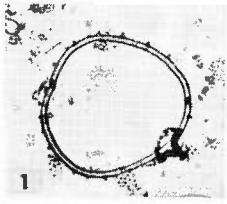


Plate 2

- Figs. 1-2 *Dictyocha triacantha* EHRENBERG var. *apiculata* LEMMERMENN
Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
Different focus levels × 940
- Figs. 3-4 *Dictyocha triacantha* EHRENBERG
Fig. 3...Loc. Aikawa-21, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 850
Fig. 4...Loc. Aikawa-25, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 850
- Fig. 5 *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *subarctios* (LING) UCHIO nov. comb.
Loc. Aikawa-56, Kawachi Formation
Apical bar is broken. × 730
- Figs. 6-7 *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *subarctios* (LING) UCHIO, nov. comb.
Loc. Aikawa-56, Kawachi Formation
Different focus levels × 880
- Figs. 8-9 *Dictyocha fibula* EHRENBERG forma *mesocenoidea* FRENGUELLI
Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation
Different focus levels × 710
- Figs. 10-11 *Dictyocha ausonia* DEFLANDRE
Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
Different focus levels × 720
- Figs. 12-13 *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *sadonica* UCHIO, nov. var.
Holotype: Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
Different focus levels × 730
- Fig. 14 *Dictyocha ausonia* DEFLANDRE
Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 660
- Fig. 15 *Dictyocha ausonia* DEFLANDRE
Loc. Aikawa-29, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 700
- Figs. 16-17 *Dictyocha fibula* EHRENBERG var. *messanensis* (HAECKEL)
Loc. Aikawa-39, Nakayama Formation (Up. Miocene)
Different focus levels × 750
- Figs. 18-19 *Dictyocha fibula* EHRENBERG
Loc. Aikawa-50, Kawachi Formation
Different focus levels × 690

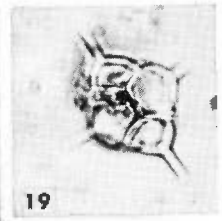
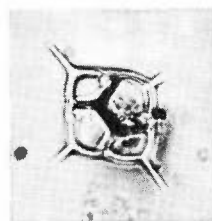
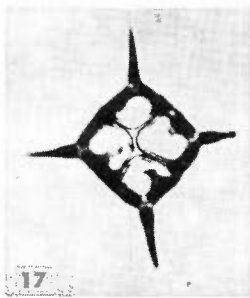
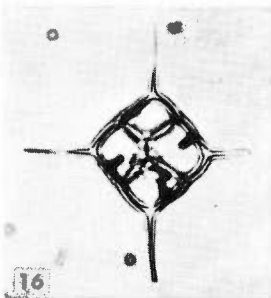
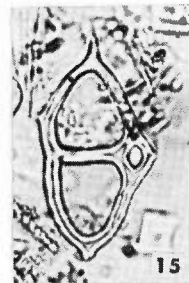
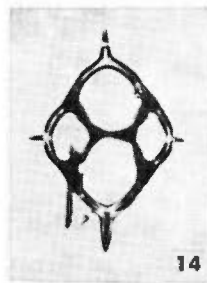
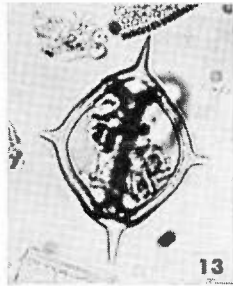
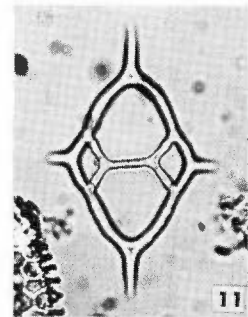
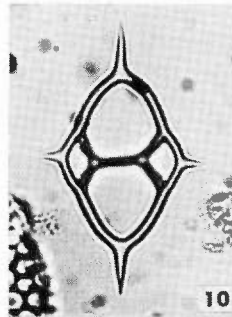
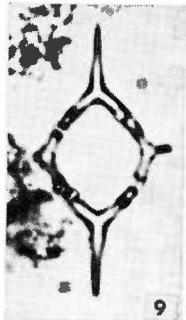
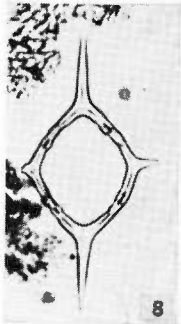
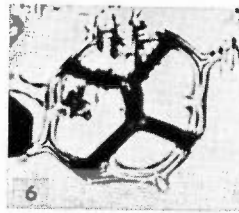
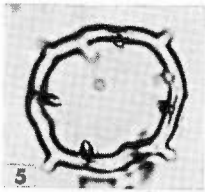
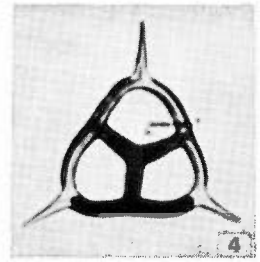
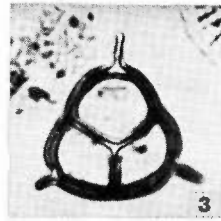
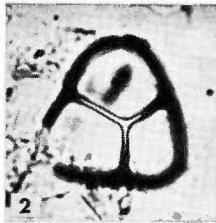
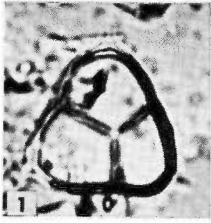


Plate 3

Figs. 1-20	<i>Dictyochoa fibula</i> EHRENBERG var. <i>pentagonalis</i> AURIVILLIUS	
Figs. 1-2...	Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
3-4...	Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
5-6...	Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation	
	Different focus levels	× 755
7-8...	Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
9-10...	Loc. Aikawa-47, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
11-12...	Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
13-14...	Loc. Aikawa-45, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
15-16...	Loc. Aikawa-40, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 1027
17-18...	Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 740
19...	Loc. Aikawa-41, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
		× 740
20...	Loc. Aikawa-47, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Double skeleton	× 740
Figs. 21-23	<i>Dictyochoa pseudofibula</i> (SCHULZ) TSUMURA	
Fig. 21...	Loc. Aikawa-24, Nakayama Formation (Up. Miocene)	× 740
22-23...	Loc. Aikawa-30, Nakayama Formation (Up. Miocene)	
	Different focus levels	× 730

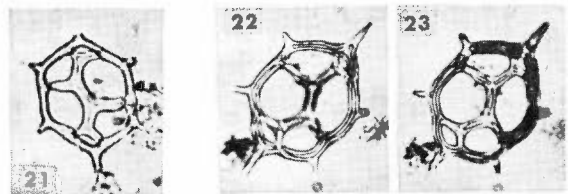
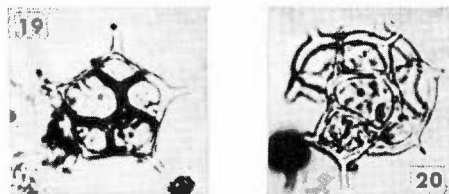
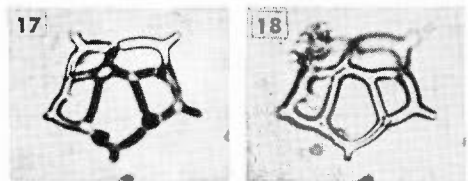
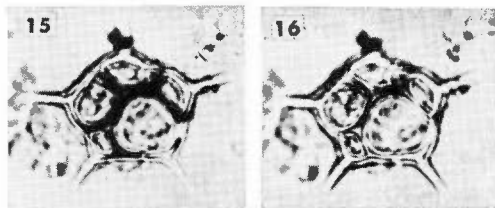
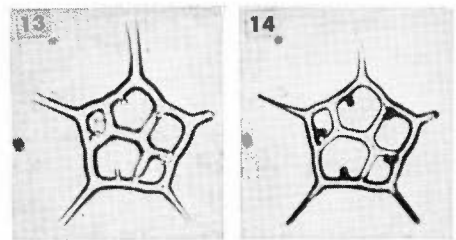
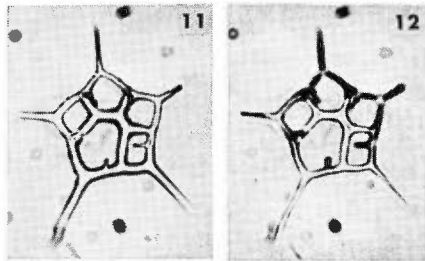
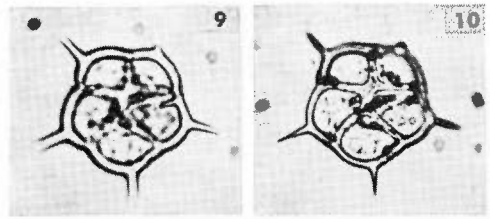
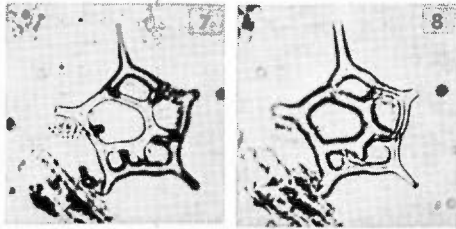
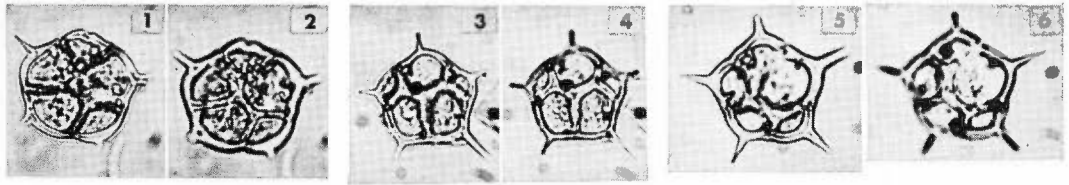


Plate 4

- Figs. 1-2 Transitional form between *Dictyochoa pseudofibula* (SCHULZ) TSUMURA and *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL
 Different focus levels × 610
 Loc. Aikawa-30, Nakayama Formation (Up. Miocene)
- Figs. 3-4 *Dictyochoa pseudofibula* (SCHULZ) TSUMURA
 Loc. Aikawa-61, Shichiba Formation (Pliocene)
 Different focus levels × 510
- Figs. 5-6 *Dictyochoa pseudofibula* (SCHULZ) TSUMURA
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
 Different focus levels × 420
- Fig. 7 *Dictyochoa paradistephanus* TSUMURA
 Loc. Aikawa-63, Shichiba Formation (Pliocene) × 770
- Figs. 8-9 *Distephanus trigonus* UCHIO, nov. sp.
 Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation
 Different focus levels (Holotype) × 1230
- Fig. 10 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL var. *schauinslandii* (LEMMERMANN) SCHULZ
 Loc. Aikawa-21, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 700
- Fig. 11 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-51, Kawachi Formation × 700
- Fig. 12 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-21, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 760
- Figs. 13-14 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-27, Nakayama Formation (Up. Miocene)
 Different focus levels × 510
- Figs. 15-16 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-57, Kawachi Formation
 Different focus levels × 700
- Fig. 17 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-63, Shichiba Formation (Pliocene) × 700
- Figs. 18-19 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-63, Shichiba Formation (Pliocene)
 Different focus levels × 700
- Fig. 20 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL var. *septenarius* (EHRENBERG) JORGENSEN
 Loc. Aikawa-60, Shichiba Formation (Pliocene) × 700
- Figs. 21-22 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL var. *octonarius* (EHRENBERG) JORGENSEN
 Loc. Aikawa-50, Kawachi Formation
 Different focus levels × 700
- Figs. 23-24 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL var. *octonarius* (EHRENBERG) JORGENSEN
 Loc. Aikawa-60, Shichiba Formation (Pliocene)
 Different focus levels × 700
- Fig. 25 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL var. *octonarius* (EHRENBERG) JORGENSEN
 Loc. Aikawa-48, Kawachi Formation × 970
- Figs. 26-27 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL var. *polyactis* (EHRENBERG) LEMMERMANN
 Loc. Aikawa-50, Kawachi Formation
 Different focus levels × 970

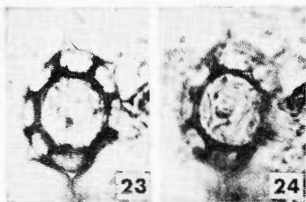
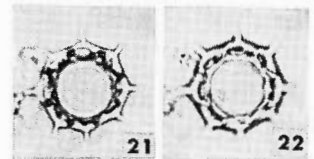
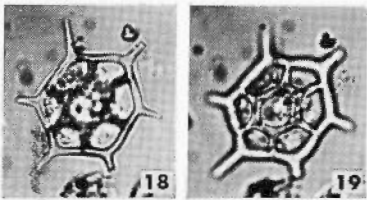
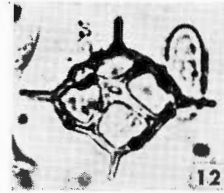
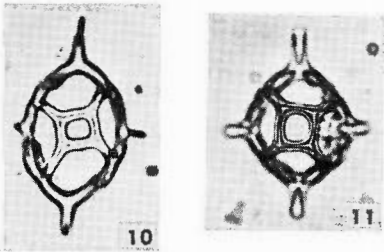
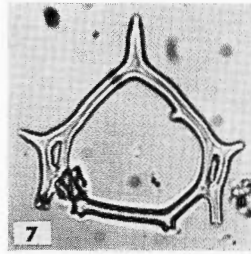
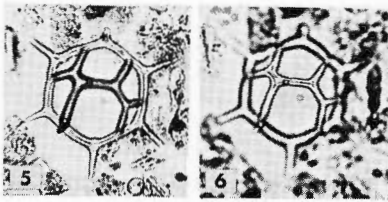
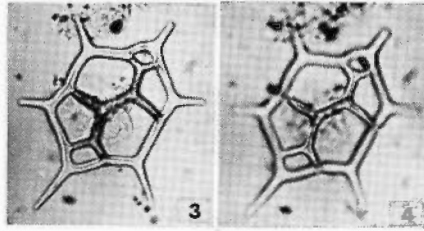
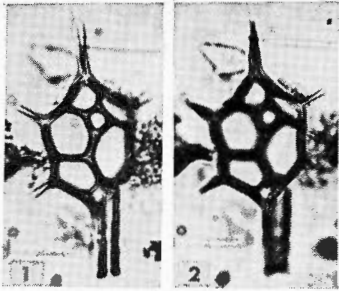


Plate 5

- Figs. 1-2 *Distyphanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL var. *schauinslandii* (LEMMERMANN) SCHULZ
 (anomalous form showing *Cannopilus*-structure)
 Loc. Aikawa-34, Nakayama Formation (Up. Miocene)
 Different focus levels × 620
- Figs. 3-4 *Cannopilus pentagonus* UCHIO, nov. sp.
 Paratype: Loc. Aikawa-51, Kawachi Formation
 Different focus levels × 420
- Figs. 5-7 *Cannopilus pentagonus* UCHIO, nov. sp.
 Holotype: Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
 Different focus levels × 450
- Fig. 8 *Cannopilus hemisphaericus* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-24, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 550
- Figs. 9-10 *Cannopilus binoculus* (EHRENBERG) LEMMERMANN
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
 Different focus levels × 420
- Figs. 11-12 *Cannopilus bolivinensis* (FRENGUELLI) var. *major* (FRENGUELLI)
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation
 Different focus levels × 430
- Fig. 13 *Cannopilus triommatus* (EHRENBERG) LEMMERMANN
 Loc. Aikawa-51, Kawachi Formation × 590
- Fig. 14 *Cannopilus hemisphaericus* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-54, Kawachi Formation × 700
- Fig. 15 *Cannopilus bolivinensis* (FRENGUELLI) var. *major* (FRENGUELLI)
 Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene) × 720
- Figs. 16-17 *Cannopilus hemisphaericus* (EHRENBERG) HAECKEL
 Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene)
 Different focus levels × 800
- Figs. 18-19 *Cannopilus bolivinensis* (FRENGUELLI) var. *major* (FRENGUELLI)
 Loc. Aikawa-43, Nakayama Formation (Up. Miocene)
 Different focus levels × 650

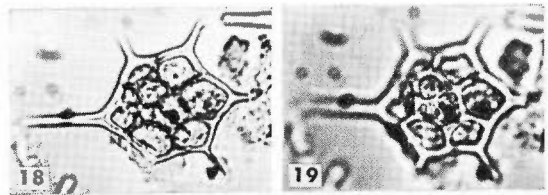
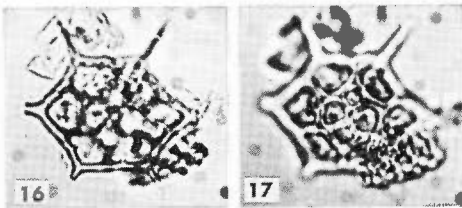
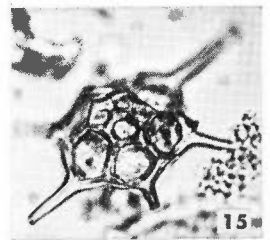
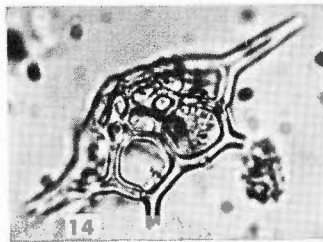
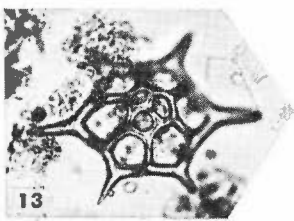
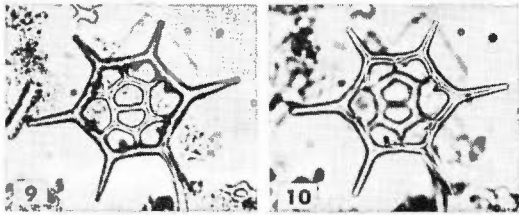
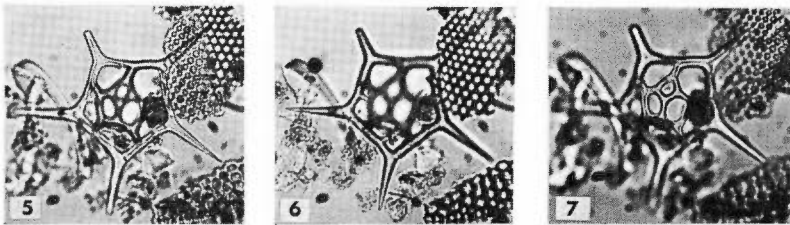
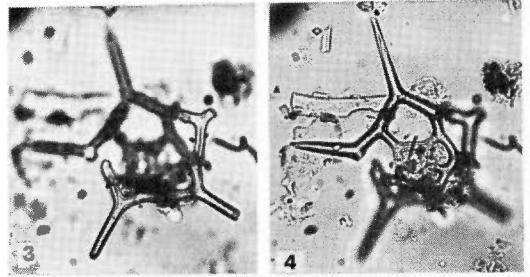
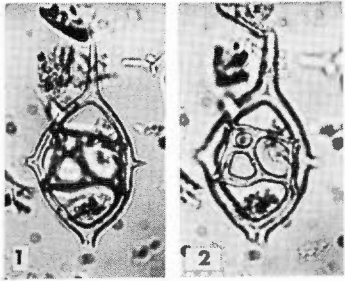


Plate 6

- Fig. 1 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Onma-2, Onma Formation (Pliocene) × 1100
- Fig. 2 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Onma-2, Onma Formation (Pliocene) × 1560
- Fig. 3 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Onma-2, Onma Formation (Pliocene) × 1060
- Fig. 4 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Kutta-5, Haizume Formation (Pliocene) × 2220
- Fig. 5-6 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Nakajo-13, Haizume Formation (Pliocene)
 Fig. 5..... × 1360, Fig. 6..... × 750
- Fig. 7 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene) × 2280
- Fig. 8 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
 Loc. Aikawa-56, Kawachi Formation × 2670
- Figs. 9-10 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Aikawa-70, Shichiba Formation (Pliocene) × 2550
- Figs. 11-12 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Aikawa-56, Kawachi Formation × 2100
- Figs. 13-15 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Onma-2, Onma Formation (Pliocene)
 Figs. 13, 14..... × 2800, Fig. 15..... × 1660 (same specimen)
- Fig. 16 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Onma-2, Onma Formation (Pliocene) × 2770
- Figs. 17-18 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Nakajo-13, Haizume Formation (Pliocene) × 1400
- Figs. 19-20 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
 Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene) × 1700

Note: Figs. 2, 4, 5, 7, 8, 10, 12, 14, 17, and 19 are under crossed nicols.

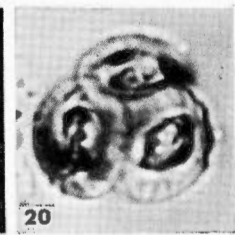
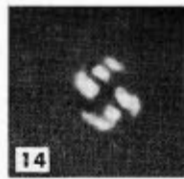
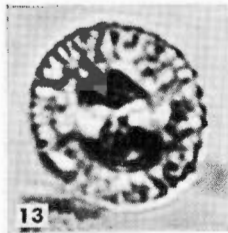
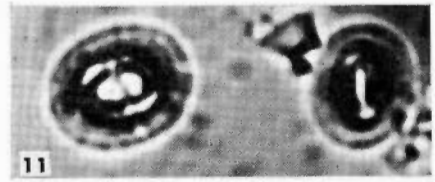
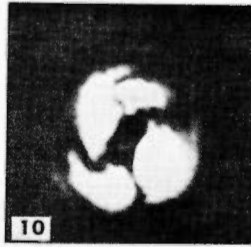
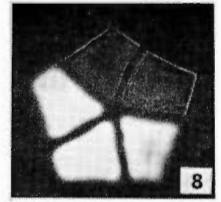
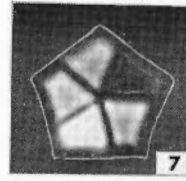
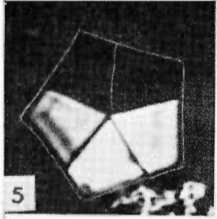
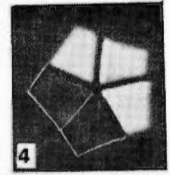
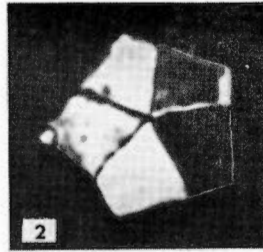
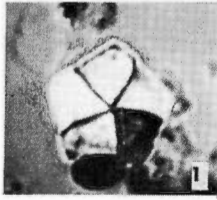


Plate 7

Fig. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER

Distal surface of a coccolith

Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)

× 8050

Fig. 2 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER

Proximal surface of a coccolith

Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)

× 7680

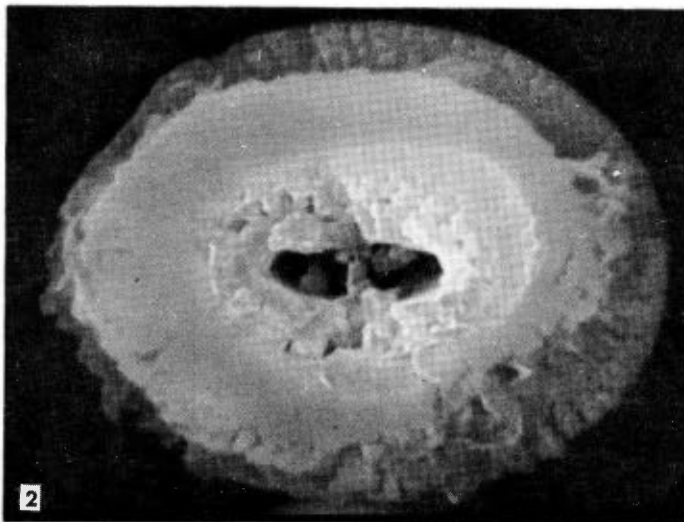
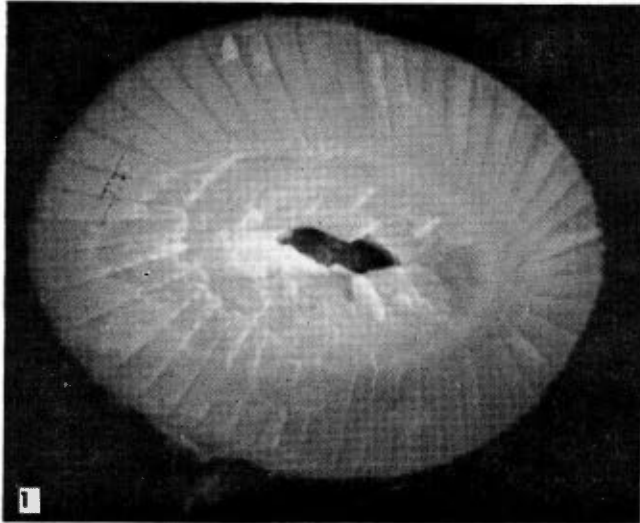


Plate 8

Fig. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER

Distal surface of a coccolith

Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)

× 5550

Fig. 2 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER

Proximal surface of a coccolith

Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)

× 6710

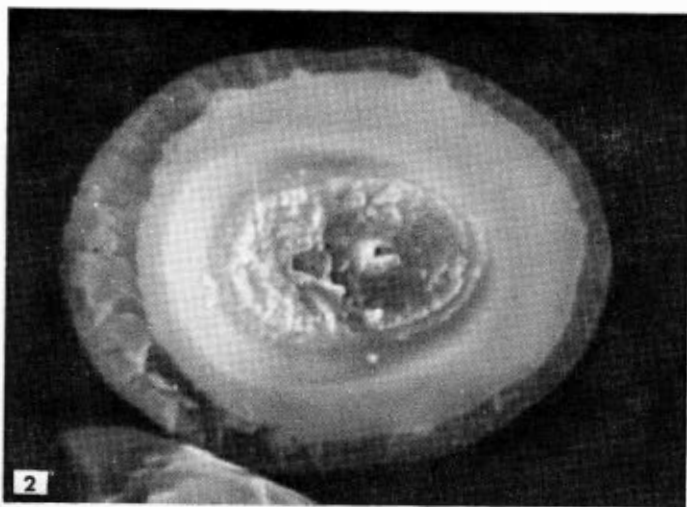
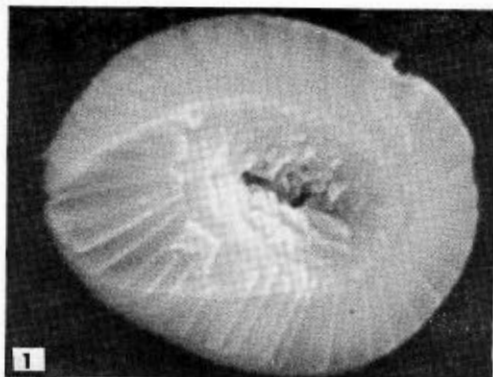


Plate 9

Figs. 1-2 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE

Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)

Fig. 1..... $\times 7500$, Fig. 2..... $\times 6560$

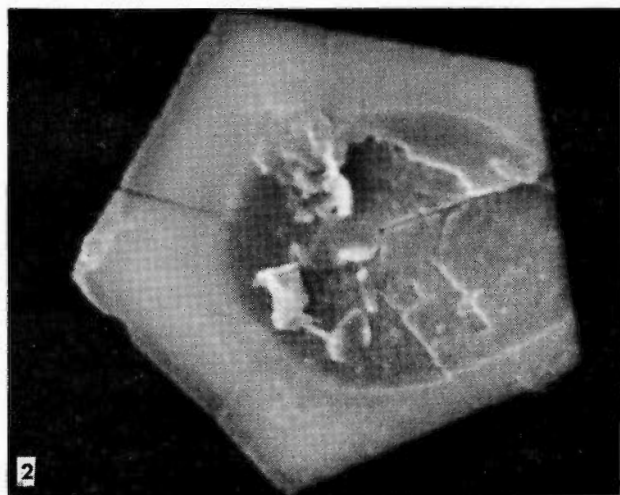
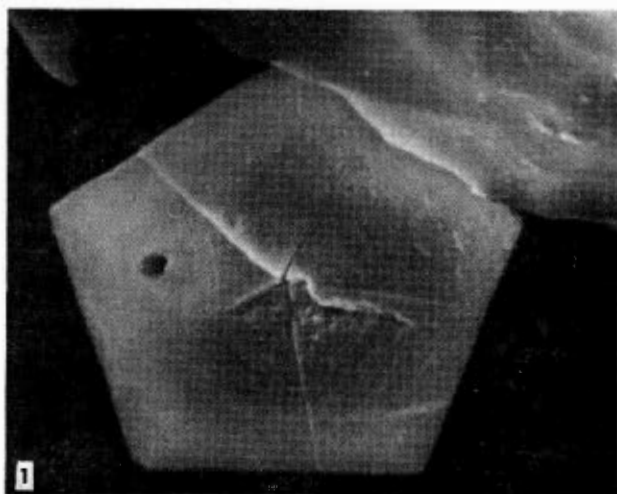
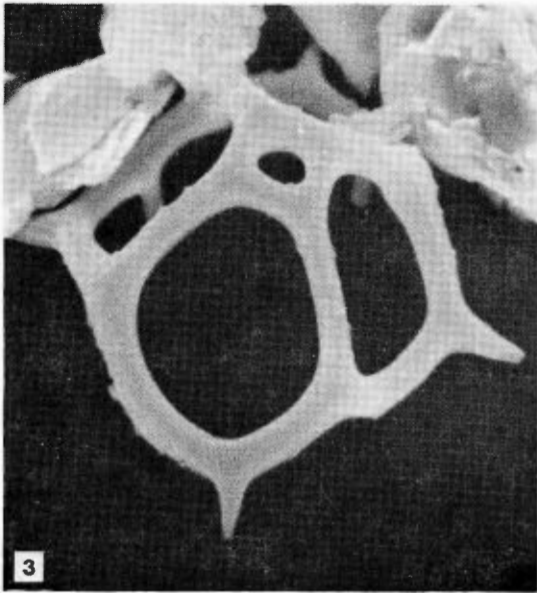
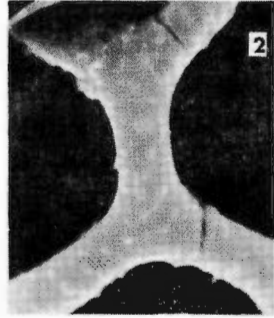
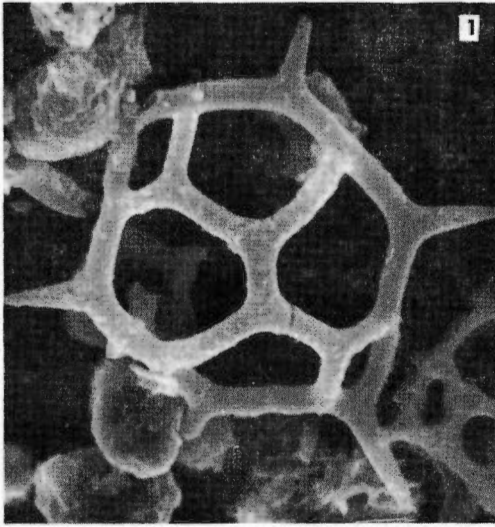


Plate 10

- Figs. 1-2 *Dictyocha pseudofibula* (SCHULZ) TSUMURA
Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene)
Fig. 1 entire view of a skeleton × 2500
Fig. 2 part of apical bar × 4760
- Fig. 3 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL
Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene) × 4500
Fig. 4 *Mesocena hexagona* HAECKEL
Loc. Aikawa-68, Shichiba Formation (Pliocene) × 1260



III. 2 新潟油田の微化石層序

(I) 批判的展望*

内尾高保**

要 旨

新潟油田の微化石層序の序論として、従来発表された地質学的・微古生物学的論文を以下の項目につき批判的に展望した。(I)戦後における日本の石油地質学研究の動向(理論的研究から実用的研究への転換と石油資源開発株式会社発足の影響)、(II)日本の油田層序学の理論的欠陥(不完全な記載に基づく各種専門用語、特に標準地層名の定義のあいまいさ;時間層序単位と岩相層序単位あるいは化石層序単位との混同)、(III)新潟油田における層序学的用語(地層・化石の場合)の誤使用の例、(IV)新潟油田において示準化石とされた底棲有孔虫種の検討、(V)古生態学の概念(生態学と古生態学の接点の理論的考察、有孔虫化石の古生態学的利用の例、1:浮游性有孔虫と底棲有孔虫の個体数比、2:砂質有孔虫含有率、3:一定量の試料中の底棲有孔虫の個体数、4:優占種、5:Cyclammina と Martinottiella の謎—日本海の成因—)、(VI)商業 base の微古生物研究。

1. 戦後における日本の石油地質学研究の動向

新潟県の第三紀層は日本で最も多量の石油・天然ガスを産し、大学、地質調査所や石油会社により精密な地質調査が行われてきた。これらの研究は、池辺穰(1968)により、日本地質学会の75周年記念論文集に概観されているが、筆者は、それらの背景をも考察しながら、動的に把えてみた。

金原均二(1950)は佐川栄次郎(1902)の東山油田地質調査報告に始まり、第二次世界大戦終了までに集積された公表・未公表の資料と戦後に石油開発促進委員会(PEAC)の企画実施した調査研究資料をまとめて、「新潟油田の地質」を公表した。これは既存資料の単なる集積ではなくて、著者自身が述べているように、“地層と地質時代の関係には特に留意し、又資料の解釈に当り海洋学・動物学・地球物理学の知識を導入利用しようと試みた”点に特徴がある。この論文はおそらく地質調査所石油課の多くの同僚の知識を金原の考え方でまとめたものであるが、新潟油田の地質学的研究に一つのピリオドを打つと同時に新しい研究方向を示唆するものとして高く評価されよう。この論文で彼は七谷層を寺泊層の同時異相とし、両者を含めた寺泊階を提唱するなど層位学的(特に化石層位学的)方面に重点をおき、さらに古地理・沈積相・地質構造の発達につき述べ、個々の地質現象を Evolutional change として全体的に、あるいは動的にとらえるべきことを述べている(この点に関しては井尻正二(1941, p. 108)がすでに指摘している)。しかしながら、当時の資料不足と海洋学的・古生態学的・堆積学的水準自体があまり高くなかったために、彼の層序学的結論のあるものは修正を余儀なくされ、あるものはさらに詳

* 原稿受理 1971年12月24日

** 東京大学資源開発工学科(地質調査所併任)

細な研究を必要とするものであったことは、学問の性格上いたし方なかつたであろう。

金原のこの意欲はその後どのように継承され、あるいは発展したであろうか。秋田油田において、池辺穰 (1962) は金原の研究法を発展させ、石油の集積に具体的に結びつけることに成功した。しかし、一般的には、特に1960年代以後には、石油地質研究者の多くは工学、特に油層工学的知識の吸収・応用につとめ、金原の示唆した石油地質学研究の新しい基本的動向から離れていったように思われる。それは同時に世界的な、特に米国の石油地質学研究の動向とも離れていったもので、それはアメリカの石油地質家協会誌 (Bull. A.A.P.G.) や世界石油会議報告の地質の部門をみれば明らかである。このような状態は、ある程度やむを得なかつた面もあるかもしれないが、結果として石油地質学の基礎的研究の発展が非常におくれたことになると考えられる。この状態は現在も続いているように思われる。

油田の探鉱には、従来から地質調査所が政府の調査機関として基礎的調査研究をし、戦後も PEAC を通じて政府は石油会社の探鉱を援助してきた。しかし、1955年に国策会社として石油資源開発株式会社が発立され、油田の探鉱・開発に関する国費の大部分がこの石油会社に投入されるようになってから、非常に多くの新しい未公表の地質学的資料 (地質図・岩石層序・微古生物層序・地球物理) が集積され、この会社が石油地質学の分野でリーダーシップをとるようになった。それは地質調査所や大学に影響し、相対的に基礎的研究よりも実学的あるいは油層工学的地質研究の比重が大きくなっていった。このような状況は、従来の日本の皮相的石油地質学から脱皮し、アメリカの石油地質技術者のような行きかたに転換しようとする気運にも合致するものであった。しかし、ここに留意すべきことは日本と米国における石油鉱業の規模の差、進歩の時代的づれ、地質学教育の差など諸般の事情の相違である。米国では地質学研究者の学問的基盤が日本よりずっと広く、地質技術者の質に対する社会的要求が両国で時代的にづれている。たとえば米国では専門企業でやっていることが日本では大学で講義され、あるいは大学でも講義されていない場合がある。米国では石油地質技術者が多く、企業で活躍していると同時に基礎的研究を企業と大学でやっているのであるが、戦後の日本では大学や地質調査所が企業的研究・調査をかなりやっけてきているように思われる。それは企業のためにもよい傾向とは思われない。基礎的な研究と実学的研究の両者は、車の両輪のように平行して、協力して行くべきものであるからである。

2. 日本の油田層序学の理論的欠点

近年石油技術協会では堆積盆地の変遷・石油鉱床形成時期・地質構造発達などについてシンポジウムを開催したが、それらはいずれも当時の層序対比が正しいものと仮定した上での議論なのである。しかし、この仮定そのものも、細部にわたると、多くの疑問があることは、討論会を主催した当事者がその席上で自ら認めていることである。石油会社には未発表の資料が非常に多く、おそらく全資料の80%以上に達するであろう。しかし、層序学 (野外地質調査、室内における微化石研究などを含む) 関係の資料について考えてみると、その膨大な資料は会社の実際の必要に応じた日常作業の結果として生じたものである。したがってその精度は必ずしもよくない。

金原 (1950) は新潟油田地質の総括において、“本研究に当っても、一応は従来の地層区分を採り、これに基づいて論を進めて行くのであるが、後各所にみられるようにしばしばの矛盾に逢着するのであって、これが解決は詳細な地質調査による層序の確立、同時面の追跡、古生物の研究等の方法による地

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

史的研究によってなし得られると思われる”と述べているが、それ以後20年以上の間に金原の示唆は、あまり実行されなかった。

筆者 (1964) は化石層序学の研究法、資料の解釈法などで実際におきている諸欠点を具体的に指摘し、理論的考察を加え、また (1967) 戦後の世界的研究動向を示した。従来日本で発表された資料、あるいは未発表資料などで筆者が経験した最も基本的な欠点は、1) 記載の不完全、2) 理論の不完全、である。以下この2点について説明しよう。

記載の不完全の中でも、イ) 各種の専門用語の定義の不完全さ、たとえば、“中新世”とか“寺泊層”とかいっても、その内容は漠然としていて、研究者により異なる。われわれが日常頻繁に使用している地層名でも、たとえば研究が始まって70年にもなる新潟油田の標準地層名でも、模式地の指定、大体の岩相の特徴は記載されているが、その上限・下限の明確に定義されたものは一つもない。これは驚くべきことである。科学的用語は誰にでも同じ意味で理解されなければならない。またロ) 記載の多くが定量的に表現されていない。これらのことは化石に関する資料についてもまったく同じことがいえるであろう。記載は学問発達の第一段階である。

完全な記載こそ高次元現象の解釈を混乱から救う唯一の方法である。いわば“急がば廻われ”である。“A name in itself means little, a name standing for a concept means much. If the concept is to be precise, the name must have an exact definition. …… the same term must mean the same thing everywhere.”という SCHENCK (1935, p. 533) の言葉は深く味うべきものである。近年、自然科学界においても資料の統計的処理が強調されてから久しいが、現実にはその第一歩である定量的表現をした地質学的資料は多くない。記載は理論に根拠を置いた鋭い観察と忍耐・勤勉によってはじめて完全なものが得られる。

理論面においては、イ) 地質学における時間面の認識、ロ) 化石に対する基本的認識、ハ) 海洋学・堆積学・生態学的知識、ニ) 地球物理学・地球化学的・生物学的・地質学的考え方を System Science として総合的に、動的にとらえる力の不足があげられよう。これらのあるものについては筆者 (1964, 1965) はすでに述べてある。地質学における時間面の認識ということは化石・絶対年代測定・凝灰岩などを用いた地質時代の決定法をいっているのではなくて、われわれが具体的に認識できる岩石 (地層) ・化石と、それより抽象される時間の明確な区別、すなわち、各種の層位学的単位の意識的な区別のことである。加藤武夫 (1942) の地質概論、地球科学刊行会 (1959) の地球科学序説をみても、地質時 (年) 代区分単位として代 (Era), 紀 (Period), 世 (Epoch), 期 (Age), それに対応して地質系統区分の単位として界 (Erathem, Group), 系 (System), 統 (Series), 階 (Stage) を記している。両単位系を定義づけると、まず地層中に含まれる化石の示す進化に基づいて地質時代がわけられ、その時間中に生成した岩石の区分として地質系統が区分される (この逆ではない点に注意。もっとも、生物の進化の証拠はそれを含む地層の順序による)。現在用いられている表現を使うならば、前者は地質時間単位 (geologic time units, 略して time units), 後者は時間層序単位 (time-stratigraphic units, 略して time-rock units 時間岩石単位) である。この2者は時間という抽象的なものに基礎を置いているが、われわれが直接野外で認識でき、それ自身は時間に直接は関係のない岩石 (地層) や化石による層序単位がある。すなわち、単層 (stratum), 部層 (member), 累層 (formation), 層群 (group), などの単位を岩相 (石) 層序単

位 (rock stratigraphic units, 略して rock units 岩相単位) といい, ある化石 (群) で特徴づけられる地層を化石層序単位 (biostratigraphic units) といい, range zone, local range zone, concurrent range zone などがある。時間層序単位・岩相層序単位・化石層序単位は認識法は異なるが, 実体は岩石 (地層) なので, 一括して層序単位とよぶ。以上を表示すると:

- 1) 地質時間単位 Geologic time units. (略 Time units)
- 2) 時間層序単位 Time-stratigraphic units (略 Time-rock units)
- 3) 岩相層序単位 Rock-stratigraphic units (略 Rock units)
- 4) 化石層序単位 Biostratigraphic units

金原 (1950) は層序学的用語の問題には特に言及してないが, “地層と地質時代の関係には特に留意し” と述べており, 上記用語の使いわけを暗示している。このような層位学的用語の使いわけに対して, それほど区別しなくても意味はわかるし, わずらわしくて, それほど必要もないという研究者も少なくない。しかし, これらの用語は上述のように戦前からあったもので, 研究内容の複雑化・精度の向上, 地質学的知識の急激な発達に伴って, 誤解・混乱を生じはじめたので, これらの似て非なる用語の厳密な使いわけが戦後日本でも要求されるようになったのである (米国では, 1934—36年に SCHENCK, KLEINPELL, HEDBERG によりこの必要が提起され, 1961年に層位学的命名規約 Code of Stratigraphic Nomenclature ができた)。このような形式論理学 (一般には略して論理学という) 的なあつかいかたが自然科学では必要なのである。戦後には, これよりももっと簡単な事項にも同様な扱いがなされ, 地質学の精度が向上したような錯覚を持つ人もいる。たとえば, 従来使用してきた意味での“地質時代”, “堆 (沈) 積盆地”, “岩相”の代りに, それぞれ“地質年代”, “積成盆地”, “層相”という用語を好んで使うようになってきた。実質的内容は同じ, あるいはほぼ同じもので, 単に名前を変えただけにすぎないが, 用語のニュアンスの差を意識的に理解するという点では意味がある。層序学的用語の場合には, 内容的に明確に異なるものであるから厳密に区別しなければならない。“時間単位と岩石単位が調査者の心の中に別個のものとして理解され, 言葉として使用されるまでは正確な対比は不可能である”と SCHENCK (1935, p. 534) は述べている。このような論議は学者の仕事であって, 石油地質技術者には不要という人もいるかもしれないが, 実際はそうではない。昔のように単純に背斜を探鉱の主要目的にしていた時代ならば類似した層序学用語の区別は不要であろう。現在のように探鉱の困難な油田しか残っていない時代では, より精度の高い理論と技術が必要となっていており, 石油地質学的には, 総合的な解釈を必要とする複雑な地質現象の解析 (岩相・化石相の走向方向・dip 方向の変化, 広域的にみた地層の厚さの変化, 広域の堆積盆地の復元, 地質構造発達史の解明, 石油鉱床形成時期の解明など) のためには層序学用語を厳密に区別しなければならない。そもそもこのような用語の区別は米国の石油地質学に関係した分野の研究者から提唱され, 石油会社の提供した費用で委員会が運営され, その結論が1961年に *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, vol. 45 に公表されるまで, 中間議事録はたびたび同誌に印刷されている。

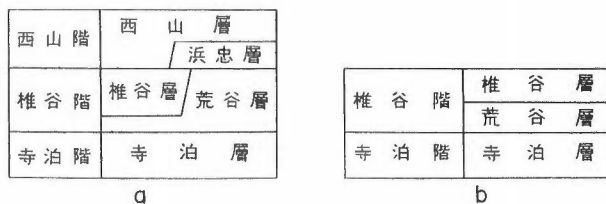
3. 新潟油田における層序学的用語の誤使用の例

新潟油田の第三紀層は岩相層序単位として下から津川層・七谷層・寺泊層・椎谷層・西山層・灰爪層

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

などに区分され、時間層序単位は習慣上、地層名を階名に転化している。これは地質学的資料の少なく、層序学理論の未発達時代にはいたしかたなかったのであるが、その習慣を以後も長く保持してきた（この習慣を破るほどの決定的資料がなかった）ために、岩相層序単位と時間層序単位が混同されてきたのである。金原（1950）は七谷層は寺泊層の同時異相として、七谷階を抹消し、その下位の緑色凝灰岩や砂礫層などを津川層とし、それを模式として津川階を設定した。津川・寺泊階より上の階に関しても、不完全ながら古生物学的な定義を与え、将来の改定を述べている。これは従来よりも一段と進歩している。しかし、彼の津川層は、今日の知識からすると、妥当なものではなく、一つの問題点になっている。すなわち、砂岩・礫岩を主体とし、*Miogyopsina-Operculina* などを含むものと、緑色凝灰岩を主体とするものは別々の地層名をつけるべきものである。島津ら（1967）は緑色凝灰岩を主体とする厚い地層に大谷川層という地層名を与えている。もし両者が同時異相なことが証明されれば、津川階に津川層（砂礫層を主体とするものに限定）と大谷川層を含むことになる（従来知識では、ここに限定した津川層の上に大谷川層がくる）。しかしこの階名は津川層との混同をさけるために別の名を使用した方がよい。

鯨岡（1962）は椎谷層（砂岩泥岩互層）と荒谷層（黒色泥岩層）が同一の有孔虫・放射虫化石群を含み、寺泊層の化石群と異なることから、椎谷層と荒谷層を同時異相となし、“金原の椎谷階に対応する地層名を椎谷層とし、砂岩泥岩互層相を椎谷相、泥岩相を荒谷相と定義し、寺泊階に対応する寺泊層とは明確に区別した”と述べている。両層が同時異相であることが仮りに正しいとしても、岩相層序単位の定義からすれば、両者はそれぞれ椎谷層、荒谷層であり、両層が椎谷階に含まれることになる。鯨岡は西山層と浜忠層についても同様なことを述べている。すなわち、西山層の下部に所により発達する砂岩泥岩互層を浜忠層としているが、脚注では、“浜忠相とするのが妥当であるが、従来慣習に従い、本論においては浜忠層として類別することにする”と述べている。この場合でも西山層と浜忠層は区別して、両者を西山階に含めるべきである。以上を図示すると、Fig. 1a となる。このように鯨岡は相という抽象的なものと、地層という具体的なものを混同して用いているのである。椎谷層と荒谷層の場合には、たとえ同じ化石群集で特徴づけられても、必ずしも同時異相とはいえず、Fig. 1b のように上下の関係にあるとも解釈できる。地層名は岩相によりきまるのであって、含有化石（群）によりきまるものではないからである。“荒谷相は砂岩泥岩互層を示す椎谷層とは統一的关系（内尾注：上下関係のこと）を有しながら新潟盆地全域にわたって比較的広汎に分布発達することが判明した”と鯨岡は述べていることは、Fig. 1b の可能性を強く示す。ただし、“同時面の追跡などの精度が増すにつれて”とあるので、もし荒谷層と椎谷層中に同一の凝灰岩層が追跡されているならば、両者は同時異相になる。その



第1図 新潟油田の第三系の層序の表現法

点は明確に記してなく、彼の根拠は化石資料にあるようである。

以上に岩石層序単位の使い方の誤りを指摘したが、化石層序単位でも同様な誤りがある。たとえば、*Spirosigmolinella compressa* Zone というものがあって、これは北海道から裏日本油田地帯の上部中新統の下部とされている。新潟県では寺泊層から七谷層に産する。しかし、公表された論文や社内報告では、この種を産しない部分でも、この層準にあたるものは *S. compressa* Zone としている。しかし、定義からいうと、この Zone はこの種で特徴づけられる地層をいうものであって、この種を産しない地層には使用できない。すなわち、*S. compressa* Zone という化石層序単位が時間層序単位と同じ意味で使われているのである。表現を簡略にするために、仮りにこの種が寺泊層中だけに産するとすれば、寺泊階の中に *S. compressa* Zone と *S. compressa* を含まない Zone とがあることになり、ちょうど椎谷階に椎谷層と荒谷層が含まれると同様な関係になる。このように化石層序単位は岩石層序単位とまったく同様にとりあつかわれるのである。筆者の未発表資料によると、*S. compressa* は模式の石地互層（金原は石地互層とその上位の椎谷砂岩をモードにとって椎谷階を設定している）にも産するので、本種の上限は椎谷層下部の中にあることになる。ただし、この標本は九観荘（旅館）の構内に水井戸を求めて掘った短いボーリングコアの砂泥互層中の炭質物を含む泥岩から得たもの（個体は少なくない）で、寺泊層に由来した二次化石と解釈できないわけではない。この点はもっと多くの試料を分析してみなければ確定しない。*S. compressa* Zone と同じような扱いは他の有孔虫の化石層序単位でも認められる。たとえば *Miliammina echi-goensis* Zone (松永孝, 1963) がそうである。すなわち、北浦原地区のこの Zone にはこの種がなく、東山地区のこの Zone の上部と下部にこの種がなく、原の町地区ではこの Zone の下半部にこの種なく、南魚沼地区の本帯にもこの種はほとんどない。さらに秋田の男鹿半島では *S. compressa* Zone 中に *Miliammina echigoensis* を産する。一般に一つの時間層序単位（たとえば階）に幾つかの化石層序単位（たとえば Zone）が共存するわけであって、後者を前者の代りに使用することはできない。

4. 新潟油田における有孔虫の示準化石の検討

松永 (1963) は東北日本油田地帯全域の底棲小型有孔虫の時間的・空間的分布を石油会社の未発表資料によってまとめた。それは有孔虫化石の図示と新種の記載に重点がおかれていて、層序学的面については従来の資料を社内の地質研究者の意見にしたがって再編成したもののようである。

化石による地層の分帯・対比には大別して 2 つの方法がある。第 1 は示準化石による方法、第 2 は化石群集の相違（種の組合せ・種の頻度の差）による方法である。前者はまず示準化石を選出せねばならないが、それは非常にむずかしく、主観的になり易い。この方法が適用できるのはほぼ中新世およびそれ以前の地層であって、それ以後の地層は現世種が大部分を占めるので第 2 の方法が用いられる。後者の場合には、環境の時間的変化に伴う生物（群集）の変化に注目するもので、したがって絶滅種を利用するのでなく、種の地理的移動を利用するわけである。新潟油田の第三系の有孔虫化石群をみると、椎谷層と西山層（浜忠層を含む）の境界に最大の変化があり、西山層およびそれ以後の地層中の有孔虫はほとんどすべてが現世種である。したがって、松永が前者に示準化石法を、後者に化石群集の変化を適用して地層を分帯しているのは原則的に正しい。しかし、彼が示準化石と考える小型底棲有孔虫 18 種 (MATSUNAGA, 1963, p. 99 の第 20 表) のうち、“*Rotalia*” と “*Hopkinsina*” を除いた 12 種が示準化石かど

Ⅲ.2 新潟沖田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

うか疑問である (後述)。“Hopkinsina”のあるものも示準化石と断定できるほど多くの資料はない。一般に砂質有孔虫は石灰質有孔虫に比して種の同定の精度は低く、特に中新統中のもは変形が著しいので、示準化石にするには適切でない。石灰質種では、*Uvigerina akitaensis* ASANO がまったく報告されず、代りに *U. subperegrina* CUSHMAN & KLEINPELL, *U. cf. urnula* D'ORBIGNY のほかに *U. cf. urnula shi-yaensis* MATSUNAGA, *U. asanoi* M. という新(亜)種を記載し、示準化石にしているが、それらが新(亜)種といえるか疑問である。筆者は松永の論文の示す資料を再検討した結果、彼が示準化石と考えた種の中には、彼が考えた地質時代範囲 *geologic range* と異なる種 (*Spirosigmoilinella compressa*, *Miliammina echigoensis*, *Spiroplectammina niigataensis*, *Haplophragmoides renzi*, *Plectina nipponica*, *Cyclammina ezoensis*, *Cyclammina japonica*, *Cibicides malloryi*, *Uvigerina subperegrina*, *Uvigerina asanoi*, *Uvigerina cf. urnula shi-yaensis*) があるので、他の重要な種と共にその分布を参考に示す (Figs. 2-8)。以上は新潟堆積盆地内だけであるが、秋田・山形県下を含めると地質時代範囲はさらに延びる (例: *Miliammina echigoensis*注1), *Plectina nipponica*, *Haplophragmoides renzi*, *Cibicides malloryi*, *Uvigerina cf. urnula shi-yaensis* など)。このような矛盾は何によって生じたのであろうか。主な原因は次のようである。1) 野外調査が不完全なため、有孔虫研究に用いた岩石試料の層準に誤りがあった、2) 有孔虫の種の同定に、あるいは有孔虫分布表の解釈に誤りがあった、3) これらの双方に誤りがあった。あるいはまた、4) 化石による地層の決定と地層による化石の地質時代範囲の決定に循環論的誤りがあったのかもしれない。したがって、将来野外調査が完全になり、松永の使用した試料の層準が訂正されれば、彼の考えたような示準化石であることが証明されるかもしれない。そのためには、すでに述べたように、各模式層の上限・下限を明確にし、詳細な野外調査、同時面(鍵層)の追跡、理論的層序学、微古生物研究が必要である。

5. 古生態学—その概念と生態学との接点

1968年春、日本地質学会の第75周年を記念して幾つかの討論会が催され、その一つに「環境と生物」の討論会があった。その際に、生態学・進化学の専門家が現世生物を材料に講演し、また多くの古生物学者が化石を材料に古生態を論じた。一見すると、両者は似たことを研究しているが、両者間に直接のむすびつきがない。古生態学は生態学の亜流にすぎないのであろうか。古生態学には生態学に比して本質的に不利な点があるが、生態学の理念を理解し、適当な化石材料を選び、適当な方法をとるならば、古生態学もかなり高い学問的水準に達し得ると思われる。

生態学とは、ある一つの場(環境)に存在する生物(群)とその環境要因との間の関係を研究する学問である。この定義を皮相的にとらえるならば、生物の空間的(二次元・三次元)分布を研究すること、たとえば生物地理も生態学の一部となるであろう。上述の定義をもっと深く掘りさげてみよう。CLARK (1954, p. 16)によると SEARS (1939) はかつて次のように述べている。“生態学者とは、たとえば森や牧場に入ったなら、そこに何があるか(生物・環境要因)をみるばかりでなく、そこに何が起りつつあるかを観察する者である”。一つの場に存在するいろいろな生物、そこに作用している環境要因を単に述べるような静的な取扱いだけでは不十分であって、その生物と要因の間に、また生物同志の間に

注1) *Miliammina echigoensis* は北海道の奥尻島周辺の水深 620~2,870m の泥中に多産する(千地・紺田, 1970)。このことは本種が示準化石でない有力な資料になるが、彼等の図 (Plate 9, Fig. 1) からみると同定の誤りかもしれない。

どのような作用・反作用があるかを動的にとらえるのが生態学の真隨である。これはもちろん非常に困難な研究であって、理想論にすぎないという人もあるであろうが、生態学の窮極の目的を常に意識していることが、より良い研究を産むことになる。SEARS の言葉に関連して注意すべき点は、大きな生物では起りつつある生活現象(内面的なものを除く)は比較的わかり易いが、微小生物ではわかりにくく、他方、大型生物は量的な面などで微生物より信頼度が低い(古生態学では化石の生活時の現象の観察は研究項目にならないので、材料としては大量にある微化石を用いるべきである)。

古生態学とは地質時代のある環境に生存していた生物(群)と当時そこに作用していた環境要因との関係を研究する学問である。これは生態学と平行した目的を持ち、多くの同じ原理に立つ(すなわち、現在は過去を解く鍵であるという斉一説に古生態学は立脚する)が、物のみかた、研究方法に大きな差がある。古生態学では、生態学に比して、次の主な不利な点がある、1)化石種は絶滅して現存しない、2)古生態学の物理的・化学的特徴は直接研究できない、3)化石群集と生物群集とは異なる、すなわち、生物は死後堆積物中に埋没するまでに流体により他所に運搬され、その間に死骸は破壊されたり、溶解したり、ある大きさのものがなくなったり、逆に他所のものが加わったり、古い化石が二次的に混入したりするし、堆積後は続成作用で溶解したり、保存が悪くなったりする、4)取扱う地層(化石を含む)(厚さ10 cm とか数m とか)の堆積した時間(最短数千年~数万年)の平均的な環境要因を推定する。したがって、古生態学では生態学に比して得られる資料は質的にも量的にも劣る。生態学における環境要因と生物の間の比較的すっきりした関係(たとえ複雑であっても)は古生態学の場合には一般に期待できないのが当然である。

従来公表された古生態学的論文では、地層、それに含まれる化石を静的に考え、その野外的分布をしらべ、その記載・分析・分類を研究室で行い、次に地層と化石の関係を考え、それが現世の生物と堆積物の関係(静的生態)にどの程度似ているかによって古生態を推定している。すなわち、それらは静的古生態論である。それでは動的古生態研究はどうしたらできるであろうか。厳密な意味で動的古生態研究はできないが、その意識を持つならば、ある程度それに近い研究はできる。単純化して考えると、“動的”であるためには時々刻々の変化を研究せねばならない。すなわち、変化の時間的単位が細かいほどよい。したがって、時間を無限に細分する(微分する)と、階段状あるいは不規則に凹凸のある線が滑らかな線(直線あるいは曲線)となる。したがって、仮りに堆積速度が同じであれば、地質柱状図でできるだけ薄い垂直間隔で岩石試料を採集すればよい。また、環境変化により敏感な生物の化石を用いた方がよいし、個体数の少ない化石よりも個体数が非常に多く、いろいろの環境に普遍的に分布する生物の化石を用いた方がよい。このような意味で、微化石、特に有孔虫化石が最もよく、軟体動物・植物の葉など大型生物の化石を用いては“動的”な古生態研究はできない。それでは小さければ小さいほど研究材料として良いかという、そうではない。たとえば、ココリス・ディスコアスターなど超微化石の層序学的研究が最近進歩してきて、これら超微生物はあまりにも微小なために非常に微弱な水の動きによっても動かされ易く、また非常に個体が多いので、古い地層中のものが新しい堆積物中に2次的に含まれることが多いことが BRAMLETTE (1959, p. 1094), BRAMLETTE と BULLIVAN (1961, p. 133) により指摘されている。したがって超微化石による層序学的解釈には、特に浅海性堆積物の場合には、この点に留意しないと大きな誤りをすることがある。例としてウィーン盆地の中新統の Stradner の研究

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

がある。高山 (1967, p. 185, Table 3) もイタリアの Castell d'Arquato (Pliocene の模式の一部) から13種の2次の超微化石 (白亜紀~ダニアン期) を報告している。このように、個体数も多く、かつ再堆積が比較的少ないものとして有孔虫などの微化石が適切な研究材料であることがわかったのである。以上は (古) 群集生態学 (Paleo)-synecology について述べたのであるが、その動的な取扱いには (古) 各個生態学 (Paleo)-autecology, すなわちおのおの種について生活様式・機能形態・分布構造・環境への適応を知っていると好都合である。

以上を総括すると次のようになる。絶えず動的な意識を持ち、できるだけ短い地質時間間隔で岩石試料を採集し、微化石を材料にして定量的分析をし、絶えず改良して行けば、皮相的には静的古生態研究にみえても、終には動的古生態研究に達することができよう。

古生態学には2つの目的があり、1つは純粹に昔の生物の生態研究、進化学 (たとえば、獲得形質が遺伝するかどうかとか、種の分化 speciation の問題) のためであり、第2は化石群集を通じて地層の堆積当時の環境の復元、さらに堆積盆地形成の機構、資源開発を目的とする。ここでは第2の目的で古生態学を取扱うのであり、それは地層の対比の重要な手掛りにもなる。

有孔虫化石の古生態学的利用の例を東北日本油田地帯で幾つかあげてみよう。

A) 浮遊性有孔虫と底棲有孔虫中の個体数比 (Planktonic/Benthonic Ratios)

第4回世界石油会議において、GRIMSDALE と MORKHOVEN (1955) はメキシコ湾北西部の12断面の海底堆積物 (水深15~3650m) 中の浮遊性有孔虫含有率 (浮遊性と底棲を含めた総個体数に対する浮遊性個体の%) が沖に向かって増加する事実から、白亜紀・第三紀の外洋性堆積物の水深を推定しようとした。浮遊性有孔虫の頻度 (%) が沖に向かって増すことは、浮遊性有孔虫が外洋性生物であること、現世の遠洋堆積物の中でもグロビゲリナ軟泥が全海底面積の35%をしめることによって一般的に支持される。内尾 (1960) も California の San Diego 沖の現世堆積物で Planktonic/Benthonic 比が沖に向かって増すことを示した。しかし、浮遊性有孔虫は海面から水深 100m までに最も多く、海底の深度には関係のないものであるから、GRIMSDALE らの期待した水深よりも、海岸にどの位近いかということを示すものである (海岸からの距離と水深とは大局的にみると対応するが)。注意すべきことは、異なった試料中の浮遊性有孔虫の含有率が同じであっても、海岸からの距離、あるいは水深が同じとはいえない (特に堆積盆地が異なること) ことである (内尾, 1967, p. 415)。

同じ内容でも表現法に2通りある。一つは、GRIMSDALE らのように、試料中の有孔虫の総個体中の浮遊性個体の%で示す方法 (% method) であり、他は浮遊性個体数/底棲個体数の比 (ratio method) で示す法である。一般には簡単な%法をとり、ratio method は内尾 (1960)、PHLEGER (1960) が用いた。PHLEGER によるとこの ratio は海性沼沢地 (marine marsh)、海岸の潟 (coastal lagoon)、海岸付近の擾乱帯 (nearshore turbulent zone) (0~約20m) ではほぼ0、大陸棚上部 (河川水の流入が中位に高い場合) で0.1以下、大陸棚下部で0.1~1.0、大陸斜面上部で1~5以上、大陸斜面下部で約10である。SAIDOVA (1961) によると北太平洋では3000m以深には砂質有孔虫だけが産する。一般に水深4500~5000m は carbonate compensation depth と呼ばれ、それ以深の海底堆積物には石灰を含まない、日本の油田地帯では、工藤 (1967)、富沢・工藤 (1968) が南阿賀油田・松崎ガス田で“Planktonic Ratio” (実際には% method) を使っている。

B) 砂質有孔虫含有率

近年、石油会社の有孔虫研究者や地質研究者たちは砂質有孔虫で特徴づけられる地層は嫌気 (還元) 性・停滞水域に堆積したとしばしば述べている。それは実用的という見地からは許されるが、もう少し慎重に考える必要があるように思われる。STAINFORTH (1952) は砂質有孔虫の生態を簡単に論じ、砂質有孔虫が優勢な動物群を次の 2 つにわけている。1) 小型で薄弱な殻をもつ種からなる汽水域砂質殻群集、2) 大型で頑丈な殻の種からなる砂質殻群集 (従来、深海あるいは寒海域に産すると考えられてきた)。後者に対しては水温・塩分濃度・深さよりも水の混濁度 turbidity が支配的要因であると考えている。おそらく泥の粒子をたくさん含んだ水を、したがって堆積速度の比較的早い、地向斜のような環境を暗示しているのかもしれない。上述の石油会社の人たちが言及しているのは後者のことである。嫌気性といっても完全に酸素がないというのではなく (酸素がなければ有孔虫は生存できない)、他の海底に比べて酸素が少ないという意味であり、停滞水域といっても水の動きがないということではない (水が動かなければ、とけていた酸素はすぐ消費されてしまって、有孔虫は生活できない)。このような環境は有機物の保存が他より良いので、石油根源岩が生じると予想される。新保 (1961) によると、新潟堆積盆地では、石油・ガスを大量に含む地層からは砂質有孔虫が多産するという。それでは、前者、すなわち小型薄殻の砂質有孔虫が優勢な地層は石油根源岩になり得ないだろうか。この群集は有機物の多い潟や海性沼沢地など汽水域に産するので、メキシコ湾沿岸のように潟が大規模に発達している所では石油根源岩になると思われる。カンサス州東部のペンシルバニア紀の Sallyards shoestring sand trap の石油はこのような潟にできたものと考えられる (Bass, 1934, p. 1330, Fig. 10)。“砂質有孔虫が優勢な群集”という表現では不完全で、定量的に表現すべきである。PHLEGER (1960) によると、砂質有孔虫は海性沼沢地では全部あるいは大部分をしめ、海岸の潟では 5~75% (inner brackish area に多い)、大陸棚上部では 10~25%、大陸棚下部では約 5%、大陸斜面上部で約 5%、大陸斜面下部では 10~20% で、沼沢地・潟では *Milianmina*, *Arenoparella*, *Ammoastuta*, *Jadammina*, *Trochammina* など小型薄弱な殻の種からなり、他は大型頑丈な殻の種からなる。

C) 底棲有孔虫個体数

これは一定量 (重量・体積) の岩石試料中の底棲有孔虫の総個体数で、A) 浮游性有孔虫含有率、B) 砂質有孔虫含有率と同様に重要な生態学的パラメーターであるが、あまり利用されていない。筆者は今までに北海道の古第三系 (内尾, 1962, 1964)、岩見沢市朝日岩砦付近の第三系 (内尾, 1963)、新潟県の七谷層・寺泊層 (内尾, 1964, 1970)、難波山層 (内尾, 1968) の研究で、この方法で分帯に成功した。一定量の岩石試料中の底棲有孔虫個体数は有孔虫の繁殖率、陸源碎屑物の堆積速度などに影響されるが、一つの堆積盆地内では有孔虫の繁殖率 (種ごとに異なるかもしれないが) は全体的にみてほぼ一定 (少なくとも第一次近似として) と考えられるので、陸源碎屑物の相対的堆積速度をしめす (個体数が多いほど堆積速度は遅い)。堆積速度を推定する目的には浮游性有孔虫を用いるのはよくない。一定量の岩石試料中の浮游性有孔虫の含有量は浮游性有孔虫の生産量と碎屑物の堆積速度によるが、浮游性有孔虫の生産量は一定でなく岸から沖に向かって増加するからである。

D) 優占種

岩石に含まれる有孔虫化石を定量的に分析してみると、一般に数種がかなり高い頻度を示し、それ

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

らの組合せによって群集型がきまる。ところが、ある場合には一種だけで全個体の80~100%もしめる場合が少なくなく、米国では“flood” (洪水のように多いという意味) とよばれる。日本語に訳すと優占種とでもいうべきものである。しかし、現世海底堆積物ではその中の生殻群集ではこのような現象はなく、死殻群集でも筆者の経験ではない。海流による強い sorting を受けるとか、大繁殖していた環境が急変して大量弊死したなどが原因と考えられるが、前者の可能性が高い。このような場合には現世有孔虫の生態的知識を応用するには特に注意を要する。このような特殊の場合でなくても、化石群集の構成が現世の死殻群集と一致する場合はまれであって、ここに生態学の古生態学への応用への困難さがある。化石群集のようなかなり長い時間を代表するものを解釈するには、生殻群集のようなある特定の時期 (数年のあるいは1年間の特徴の平均ではなくて、大部分は一回の採集時の特徴を示す) を代表するものでなくて、数百~数千年の平均を代表する死殻群集の方が好都合であるが、死殻群集の持つ本質的欠点は生殻群集の知識で補わねばならない。

E) *Cyclammina* の謎

Cyclammina は有孔虫としては比較的大きく、野外における地質調査でもその存在はすぐわかる。それは貝化石などにくらべると個体数も多いけれど、岩石試料を定量分析すると一般に数%以下である。金原 (1950) は *Cyclammina* と *Sagarites* (後に *Makiyama* に変わる) の共産によって寺泊層・七谷層を一括して寺泊階とした。Fig.2-3 に示すように *Cyclammina* は新潟県では南魚沼地域の西山層中部に産するほかは、すべて西山層下半部あるいは浜忠層以下の地層に産する。現世では一般に200m以深の海底の泥質堆積物に発見されるが、日本海では現在までまったく発見されていない (筆者の研究した試料は主に600m以浅で、3670mが一点ある。ソビエトの VOLOSHINOVA 教授からの私信 (1970) によると、*Cyclammina* は樺太の中新統に多産するが、ソビエトの現世有孔虫研究者は日本海の深海底から未だに *Cyclammina* を発見していない)。したがって日本海のような縁辺海では、浅所にはもちろん *Cyclammina* を産せず、250m以深では独特な“日本海固有水塊”があつて *Cyclammina* を産しないと思われる。この事実は、すでに内尾 (1967) が指摘したように、現在のような日本海 (太平洋とは水深約200mの海峡で連絡し、深い部分に固有冷水塊を持つ) ができたのは西山期の中頃であることを暗示しよう (古日本海の誕生はそれ以前に始まったのであろうが)。この推理は、*Martinottiella communis* D'ORBIGNY が日本海の現世堆積物から発見されず、その化石は *Cyclammina* と同じ地質時代範囲に限られる (Fig. 2-1) ことから支持されるであろう。

この *Cyclammina*-*Martinottiella* 問題は日本海生成の機構に関しても一つの解釈を与える。村内・田 (1966) は屈折法地震探査によって日本海海底の地殻は大洋性であることを示し、日本海の成因を日本列島の漂移により説明しようとした。茂木・川上 (1966) は日本海海底にみられる地形の直線性の分布により村内らの解釈が支持される可能性を示した。この可能性のほかに佐藤 (1967, 1969) は、1) かつて日本海を占めていた大陸が大洋に変化したという玄武岩化作用説 (BELOUSSOV & RUDITGH, 1961), 2) 太平洋の大洋地殻の一部を切って島弧が生じた (日本海を大洋地殻のレリクトと考える) 説をあげ、以上の3説には確実な証拠はまだ知られてないとし、漠然としているが2) を支持している。筆者は、上述した *Cyclammina*-*Martinottiella* の地質時代から現世までの分布からみて、2) 説を支持し、その変化の生じた時代をほぼ西山期の中期と考える。外洋深海性の *Cyclammina*-*Martinottiella* が裏日本油田地帯の西山階

中下部およびそれ以前の第三系中に広く産することは日本列島がかつて大陸に接していたとする漂移説を否定すると思われる。

6. 商業 base の微古生物研究

筆者は1964年の石油技術協会総会の学術講演会で上記題目で話したことがある。大学などの研究機関と石油会社の研究室ではそのありかたが異なるのであって、両者は互いに不足な面を補いあって行くべきものである。

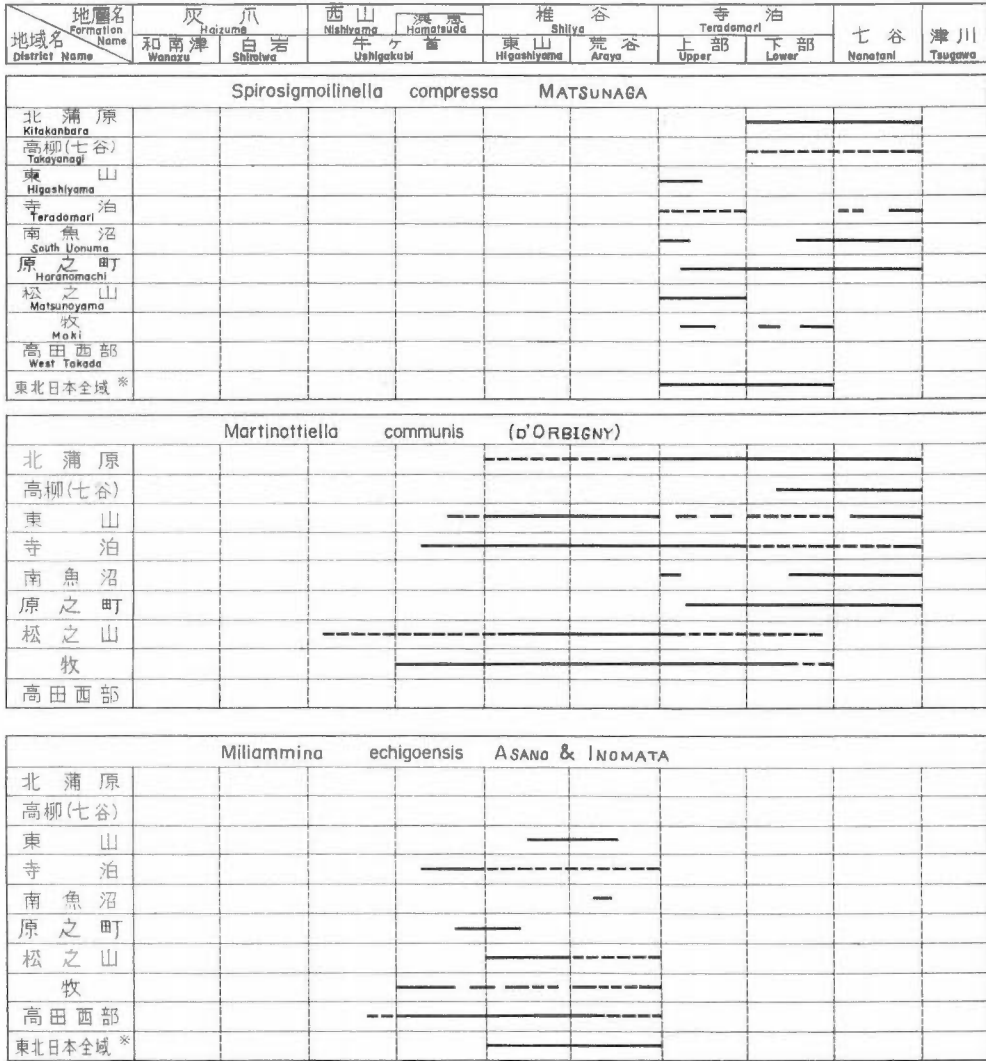
最近、石油会社の研究者が、有孔虫の化石名を学名で発表しているが、その点はその資料が世界的な意味を持つことになり、大変良いことである。しかし逆にそれだけ、分類学的責任を持たなければならぬことになる。また会社の化石研究者が古生態学的・堆積学的・応用地質学的研究をするようになったことも大変良いことであり、会社の地質研究者からそれだけの責任を分担させられるようになったことを意味する。しかもなお、昔と同程度の日常業務（有孔虫分布表作製）をやっているとすれば、定員を増さないうち高水準の仕事がやっていけるであろうか。無駄をできるだけ省き、しかもなお必要な資料を得るように、筆者の経験で有効と思われるものを紹介しよう。

a) 生態学的に同じような意味をもつ group, たとえば Miliolidae (*Pyrgo* を除く) の種の細分をやめて一括するか、属の程度まで細分する。 *Elphidium* の細分, *Legena-Oolina-Fissurina* の細分, 同定の精度の低く、あまり zoning に役立たない砂質有孔虫, 特に “*Haplophragmoides*” group の無理な細分に時間を空費しないのがよい。

b) 示準化石という人間にとって便利なものは自然にはあまりない (特に中新世以降に)。無理に示準化石を作らないで、全体の特徴をいかした群集型の変化に着目した方がよい。遠く離れた堆積盆地の地層の対比よりは、個々の堆積盆地で群集型による zoning を確実にやっていくことが必要であって、他地域の zoning に合わせる必要はない。そのためには、前述したように、一定量 (会社では100~200 gを処理しているが、20 gで一般に十分) の岩石試料中の有孔虫を全部しらべ、イ) 浮游性有孔虫含有率、ロ) 底棲有孔虫の総個体数、ハ) 砂質有孔虫含有率、ニ) 陶器質有孔虫含有率、特に前3者だけでかなり有効な zoning ができる。ホ) 優勢 (占) 種 (属) の組合せでさらに細分できよう。

c) 井戸を掘さく中に、現場の掘さくの進み方に合わせて、core や cutting 中の化石を分析し、全体の層層をきめることは必要であるが、この場合に井戸の地層名の決定が岩相によっているのか、化石によっているのかを明確に区別しないと、循環論的な誤りをする。そこで、掘さくが完了したら、岩相・化石それぞれ独立して地層を分帯しなければならない。その後、精密な有孔虫分布表ができたならば、会社内部で検討するとともに、社外の研究者と徹底的な解釈と相互批判をすることが会社のためにも学問のためにも有益なことである。

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)



第2-1 図 新潟油田の9地域の第三系に産する重要な有孔虫の地質時代分布 (松永孝, 1963の資料による)

(第2-8 図まで同じ)

松永自身の東北日本全域における地質時代的分布 (※で示す) と矛盾することを示す。

地質調査所報告 (第 250-1 号)

地層名 地域名	灰 爪	西山	浜 志	椎 谷	寺 泊	七 谷	津 川
	和南津	白 岩	牛ヶ首	東 山	荒 谷		

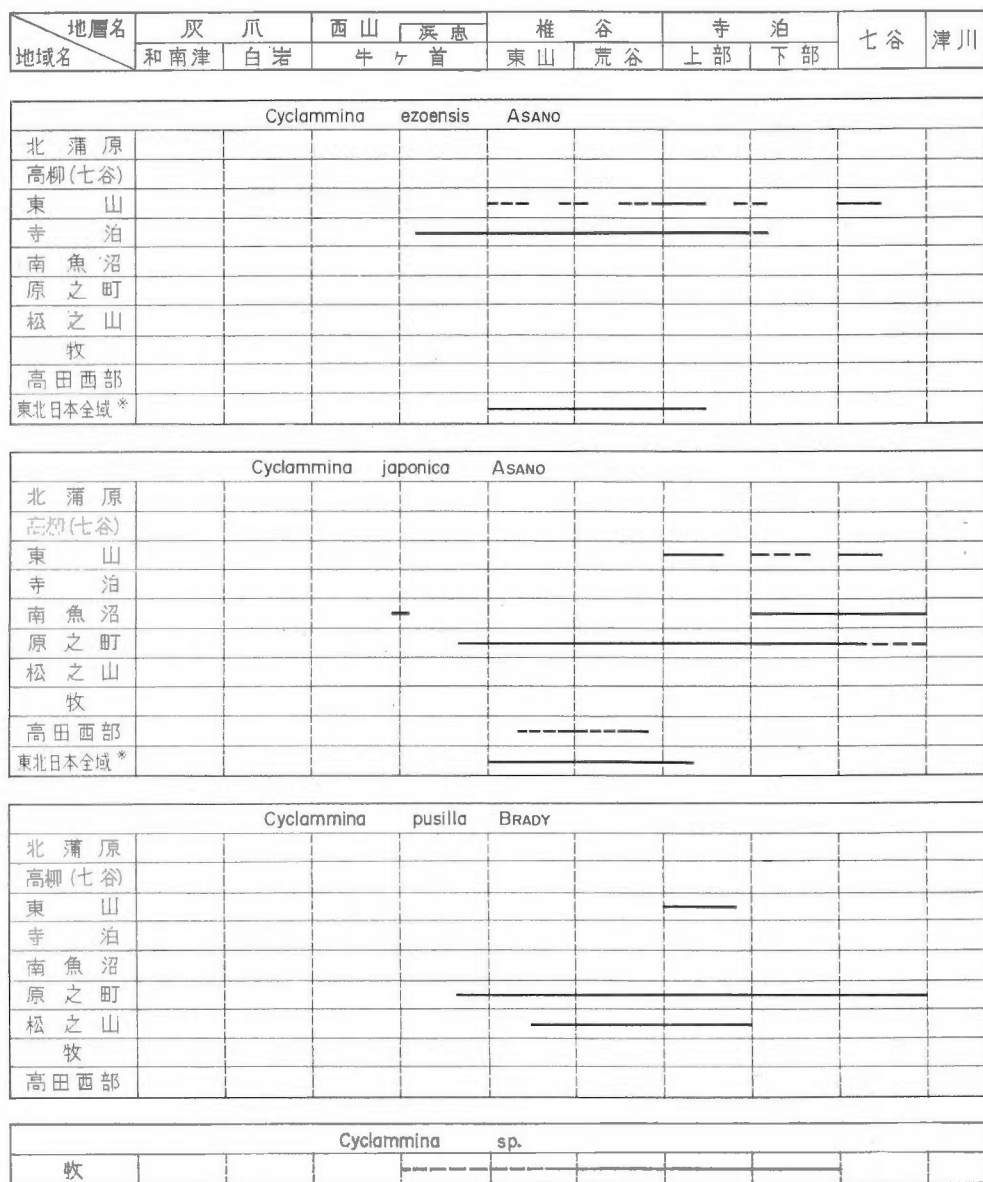
Spiroplectamina niigataensis ASANO & INOMATA							
北 蒲 原							
高柳(七谷)							
東 山							
寺 泊					-----	-----	
南 魚 沼							
原 之 町							
松 之 山							
牧				-----		-----	
高田西部							
東北日本全域*						-----	-----

Haplophragmoides renzi ASANO							
北 蒲 原							
高柳(七谷)							
東 山							
寺 泊						-----	-----
南 魚 沼							
原 之 町						-----	-----
松 之 山						-----	-----
牧				-----	-----	-----	-----
高田西部						-----	-----
東北日本全域*						-----	-----

Plectina nipponica ASANO							
北 蒲 原							-----
高柳(七谷)							
東 山						-----	-----
寺 泊						-----	-----
南 魚 沼						-----	-----
原 之 町						-----	-----
松 之 山					-----	-----	-----
牧				-----	-----	-----	-----
高田西部						-----	-----
東北日本全域*						-----	-----

第 2-2 図

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)



第2-3図

地質調査所報告 (第 250-1 号)

地層名	灰 爪	西山	涙患	椎 谷	寺 泊	七 谷	津川
地域名	和南津	白 岩	牛ヶ首	東 山	荒 谷	上 部	下 部

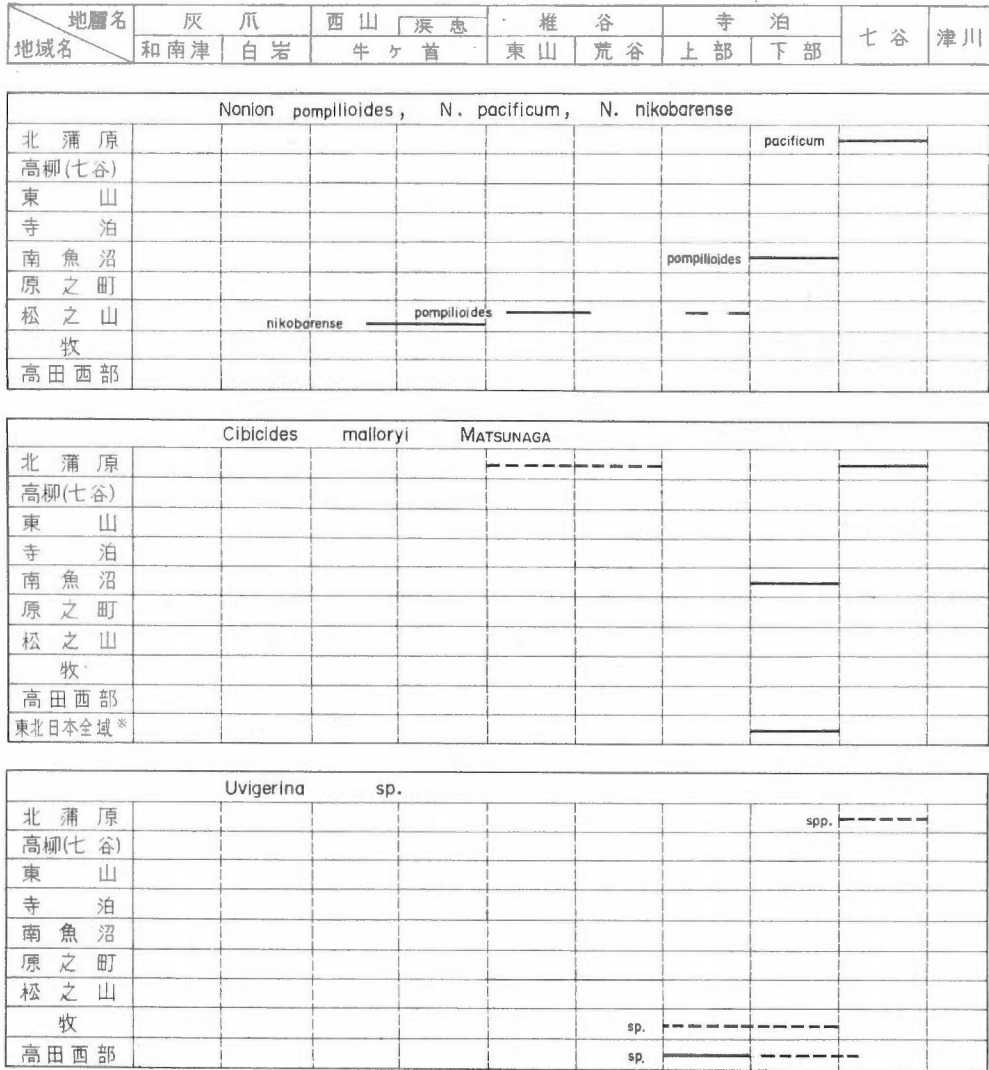
	Goëselia	schencki	Asano					
北 蒲 原								
高柳(七谷)								
東 山				—————				
寺 泊				—————				
南 魚 沼					—————			
原 之 町				—————	—————			
松 之 山								
牧								
高田西部								

	Sigmolina	schulumbergerii	SILVESTRI					
北 蒲 原								
高柳(七谷)						—————		
東 山								
寺 泊							—————	
南 魚 沼					—————	—————		
原 之 町								
松 之 山								
牧								
高田西部								

	Haplophragmoides	cf. emaciatum	(BRADY)					
北 蒲 原						—————	—————	
高柳(七谷)							—————	
東 山				—————				
寺 泊				—————				
南 魚 沼	—————	—————			—————			
原 之 町				—————	—————			
松 之 山					—————	—————		
牧								
高田西部					—————	—————		

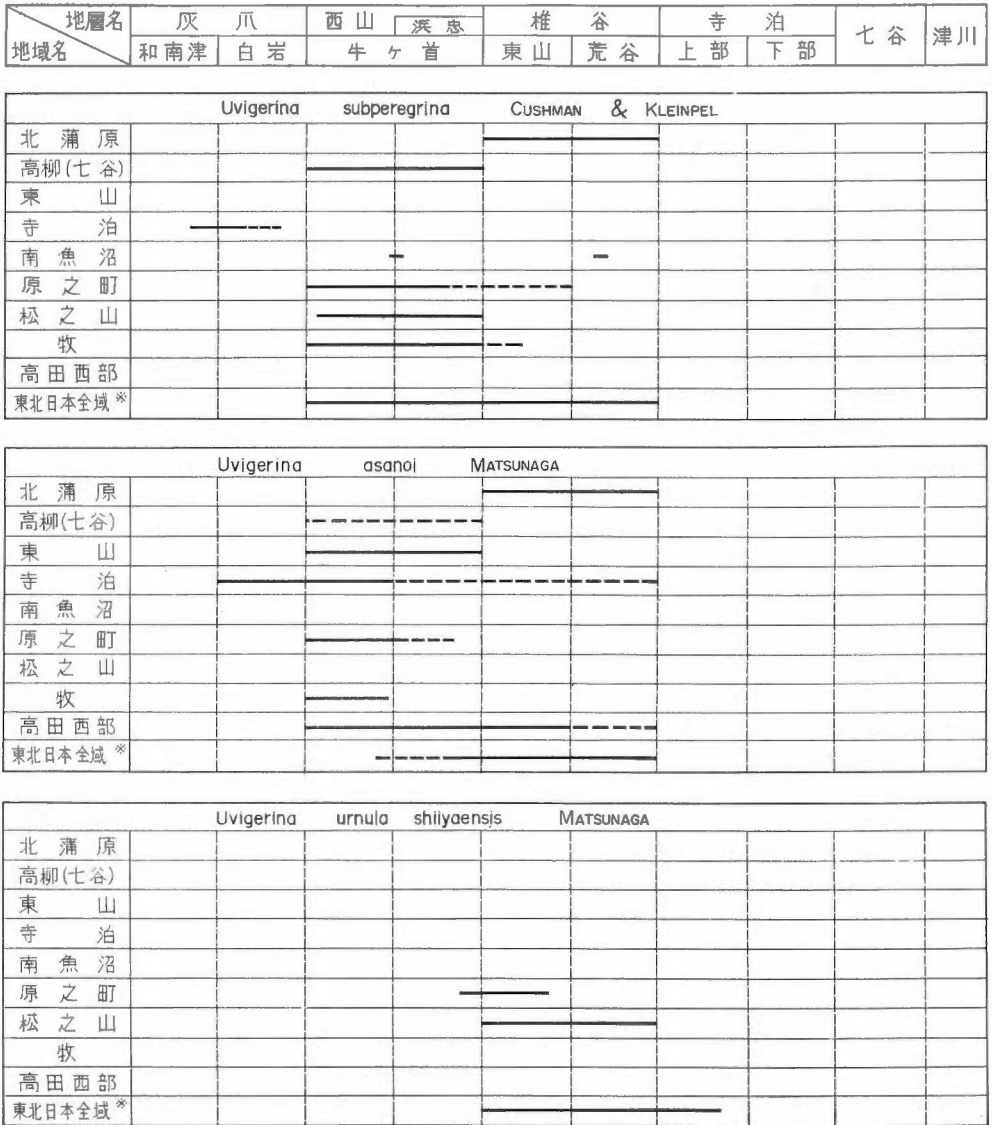
第 2-4 図

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)



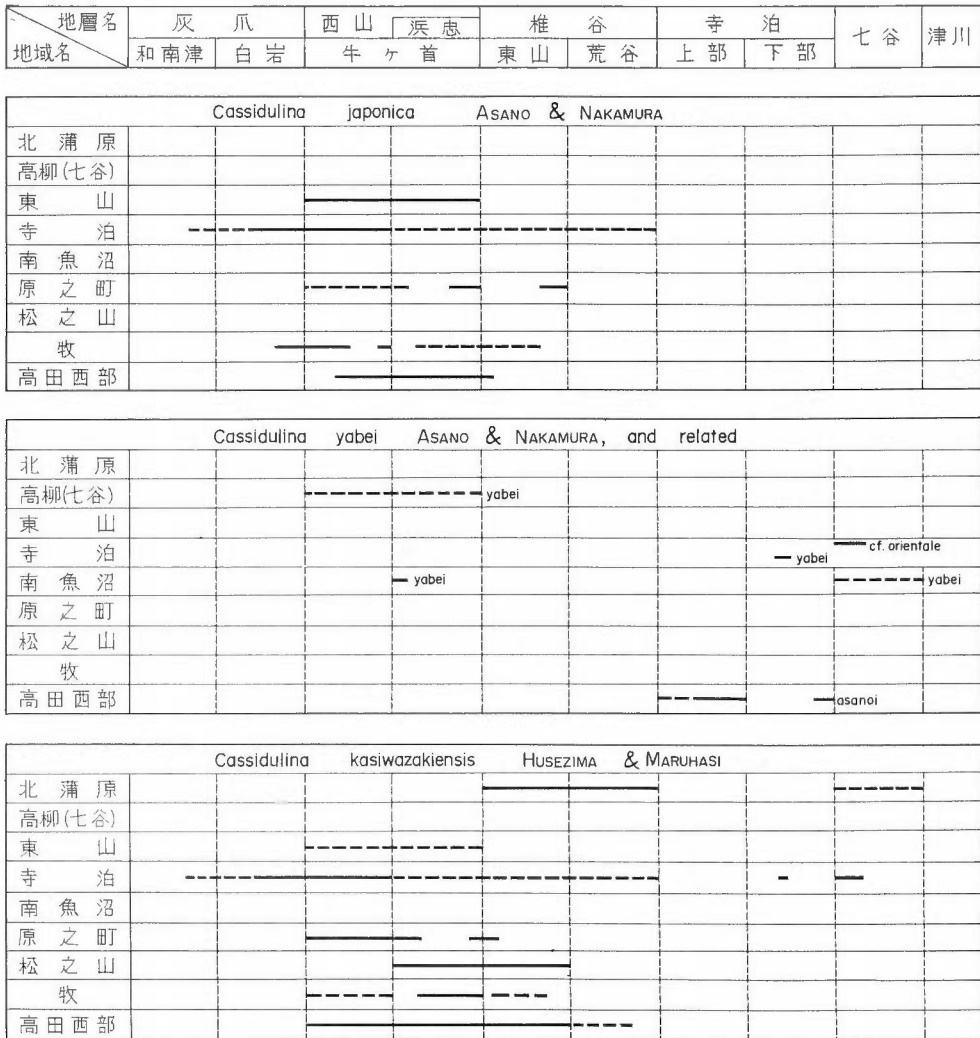
第2-5 図

地質調査所報告 (第 250-1 号)



第 2-6 図

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)



第2-7図

地質調査所報告 (第 250-1 号)

地層名	灰 爪		西山	浜忠	椎 谷		寺 泊		七 谷	津 川
地域名	和南岸	白岩	牛ヶ首		東山	荒谷	上部	下部		

Epistominella pulchella - HUSEZIMA & MARUHASI										
北蒲原										
高柳(七谷)										
東山				—————						
寺泊		-----	-----	-----	-----					
南魚沼	—————			-----				-	-	
原之町										
松之山				-----	-----	-----				
牧				-----	-----	-----				
高田西部				-----	-----	-----				

Angulogerina hughesi GALLOWAY & WISSLER										
北蒲原										
高柳(七谷)				—————						
東山				-----						
寺泊		-----	-----	-----	-----					
南魚沼										
原之町										
松之山										
牧				—————						
高田西部				—————						

Elphidium foraminosum, E. yabei, E. crispum										
北蒲原										
高柳(七谷)	—————			foraminosum						
東山	—————			yabei						
寺泊	—————			foraminosum						
南魚沼	—————			yabei						
原之町				foraminosum						
松之山				-----						
牧				-----						
高田西部				-----						

第 2-8 図

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

引用文献

- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): Code of Stratigraphic Nomenclature. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 45, p. 645-655.
- BASS, N. B. (1934): Origin of Bartlesville shoestring sands, Greenwood and Butler Counties, Kansas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 18, p. 1313-1345.
- BELOUSSOV, V. V. and RUDITCH (1961): Island arcs in the development of the earth's structure (especially in the region of Japan and the sea of Okhotsk). *Jour. Geol.*, vol. 69, p. 647-658.
- BRAMLETTE, M. N. (1959): In Stradner, H., First Report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their stratigraphic uses. *Proc. 5th World Petrol. Congr., Geology and Geophysics*, Sect. 1, p. 1081-1095.
- and SULLIVAN, F. R. (1961): Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropal.*, vol. 7, no. 2, p. 129-188.
- CLARK, G. L. (1954): *Elements of Ecology*. 544 pages, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- 千地万造・紺田 功 (1970) : 日本海北部奥尻島周辺の底質中における有孔虫群集の深度分布について. 大阪市立自然科学博物館報告, vol. 23, p. 35-50.
- 地球科学刊行会 (1959) : 地球科学序説. 398 p., 築地書館.
- GRIMSDALE, T. F. and van MORKHOVEN, F. P. C. M. (1955): The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Proc. 4th World Petrol. Congr., Section I/D*, p. 473-491.
- 井尻 正二 (1941) : 横手・仙人峠間の第三紀層. 石油技術協会誌, vol. 9, p. 106-133.
- 池辺 穰 (1962) : 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, vol. 26, p. 1-59.
- (1968) : 石油地質学の進歩. 日本地質学会75周年記念出版物「日本の地質学—現状と将来への展望」. 日本地質学会, p. 365-376.
- 金原 均二 (1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32, 62-83.
- 加藤 武夫 (1942) : 地質概論. 156 p., 山海堂出版部.
- 工藤 哲朗 (1967) : 新潟ペーズンにおける Foraminifera *Ratia* の利用について. 石油技術協会誌, vol. 32, p. 304 (要旨).
- 鯨岡 明 (1962) : 荒谷層の意味するもの (新潟盆地における油田および構造性ガス田の生成条件に対する一考察). 石油技術協会誌, vol. 27, p. 519-556.
- MATSUNAGA, T. (1963): Benthonic smaller Foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., Sendai, 2nd Ser. (Geology)*, vol. 35, no. 2, p. 67-122.
- 茂木昭夫・川上喜代四 (1966) : 日本海の高底地形の諸問題. 日本地質学会総合討論会「日本海地域の地学的諸問題」討論資料, p. 7-15.
- 村内必典・田 望 (1966) : 日本海の成因について. 東京大学地震研究所談話会で口頭発表 (村内必典・安井 正 (1968) : 日本近海における海洋底地球物理学の研究. 科学, vol. 38, no. 4,

地質調査所報告 (第 250-1 号), p. 276, 印刷ミスのためここに新たに掲載いたします。

p. 196, 第 7 図参照).

PHLEGER, F. B. (1960): Ecology and distribution of Recent Foraminifera. *Johns Hopkins Press, Baltimore*, 297 pages, 83 text-figs., 11 plates.

佐川栄次郎 (1902) : 大日本帝国油田地質及地形図 第 1 区 越後国東山油田および説明書. 地質調査所, p. 1-78.

SAIMOVA, Kh. M. (1961): Foraminiferal ecology and paleogeography, far eastern seas of the USSR and northwest part of the Pacific Ocean. *Akad. Nauk SSSR, Inst. Okeanologii*, p. 1-232, pls. 1-31.

佐藤 任弘 (1967) : 大洋底の構造帯. 佐々保雄教授還暦記念論文集, p. 161-170.

————— (1969) : 海底地形学. ラティス社.

SCHENCK, H. G. (1935): What is the Vaqueros Formation in California and its Oligocene?. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 19, p. 521-536.

SEARS, P. B. (1939): *Life and Environment*. Teachers College, Columbia University, New York.

島津光夫・他 8 名 (1967) : 新潟県五十嵐川上流地域黒鈹鈹床調査報告書. 新潟県.

新保 久彌 (1961) : 砂質有孔虫と石油鈹床との関聯について (要旨). 石油技術協会誌, vol. 26, p. 300.

STAINFORTH, R. M. (1952): Ecology of arenaceous foraminifera. *The Micropaleontologists*, vol. 6, p. 42-44.

TAKAYAMA, T. (1967): First report on nannoplankton of the upper Tertiary and Quaternary of the Southern Kwanto region, Japan. *Jb. Geol. B. A.*, Bd. 110, S. 169-198.

富沢昭文・工藤哲朗 (1967) : 新潟ペーゼンにおける Foraminifera Ratio の利用について (その 2) (要旨). 石油技術協会誌, vol. 33, p. 254.

UCHIO, T. (1960): Ecology of living benthonic Foraminifera from the San Diego, California, area. *Cushman Found. Foram. Res., Special Publication*, no. 5, p. 1-72.

内尾 高保 (1962) : 北海道古第三系の有孔虫層序. 北海道大学理学部博士論文, p. 1-155. (北海道開発庁, 1964, 5 万分の 1 地質図幅説明書「岩見沢」, p. 120, 第 18 表参照)

————— (1963) : 北海道岩見沢市朝日炭砒附近の第三系有孔虫層序 (要旨). 地質学雑誌, vol. 69, p. 309.

————— (1964) : 化石層序学の基本的問題——附: 化石に関する基礎的考察. 化石, no. 8, p. 12-23.

————— (1965) : 本邦古第三系における有孔虫化石群集と岩相. 化石, no. 10, p. 14-19.

————— (1967) : 微古生物の現状と将来. 佐々保雄教授還暦記念論文集, p. 335-354.

UCHIO, T. (1967): Foraminiferal assemblages in the vicinity of the Seto Marine Biological Laboratory, Shirahama-cho, Wakayama-ken, Japan. *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, vol. 15, p. 399-417.

内尾 高保 (1967) : 海の化石にもとづく古気候および古生態について. 地球化学, vol. 1, p. 45-47.

Ⅲ.2 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望 (内尾)

- 内尾 高保 (1968) : 難波山層(新潟県)の有孔虫化石層序(要旨). 石油技術協会誌, vol. 33, p. 254.
——— (1970) : 新潟県南蒲原郡下田村北五百川の中新世有孔虫化石群. 日本油田・ガス田図8
「七谷」, 地質調査所.

Micropaleontological Biostratigraphy of the Niigata Oil Fields. Part 1. Critical Review

Takayasu UCHIO

In order to find out the problems to be solved, and as a background of micropaleontological study of the Niigata oil fields, the writer has considered on the trend of Japanese petroleum geology since the Second World War and found considerable retardation of fundamental researches and the probable reasons are given. The upper and lower boundaries of the standard geologic formations are not well defined. Consequently, the lateral relationships of these formations and biostratigraphies are not clear. Some of the usage of litho-stratigraphic and biostratigraphic terms is not correct and confusion on regional and complicated geologic phenomena may take place in the near future. Most of foraminiferal species, which have been considered as standard fossils, are not necessarily so. The writer has discussed the relationship between ecology and paleoecology and shown the application of foraminiferal paleoecology to interpretation of petroleum geology and stratigraphy. Based upon the distribution of *Cyclammina* and *Martinottiella* in the Tertiary sediments and Recent marine sediments, the writer has pointed out that the Paleo-Japan Sea began to take the similar oceanographic conditions at the beginning of the Nishiyama stage, namely, early Pliocene.

III. 3 古生態学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要

大山 桂*・石山 尚珍**

要 旨

新潟油田に出張して知りえた古生態学の研究の概要を報告する。油田第三系は調査地域では下部が深海相で大型化石はなく、あるいはほとんど得られなかった。椎谷層には半蔵金付近に珍しく得られたので述べた。西山層の大型化石は加茂の周辺でみられ、大沢石と称する砂相にも化石がみられた。西山層は深海相でも浅海に近く、大沢石は浅海相の延長の要素からなる。

灰爪層は浅海相からなり、各地に大型化石がみられた。夏川石といわれる砂相には特に貝化石を多産する部分があった。

魚沼層群は調査地域でみるべきものがなかったので既存の資料から述べた。ここでは浅海相でも沿岸水が発達する点が著しい特徴であり、これについて諸種の型に分けて論じた。

ま え が き

YOKOYAMA (1925) が東京大学の理学部紀要に長野県の化石とともに新潟県の貝化石を報告して以来、かなり多くの研究者がこの地方の化石を研究したり、紹介したりしてきた。

筆者らは新潟油田の一部地域について、この油田を構成している新第三系上部の諸層に含まれている大型化石を調査する機会に恵まれた。調査結果をここに報告する。

1. 概 要

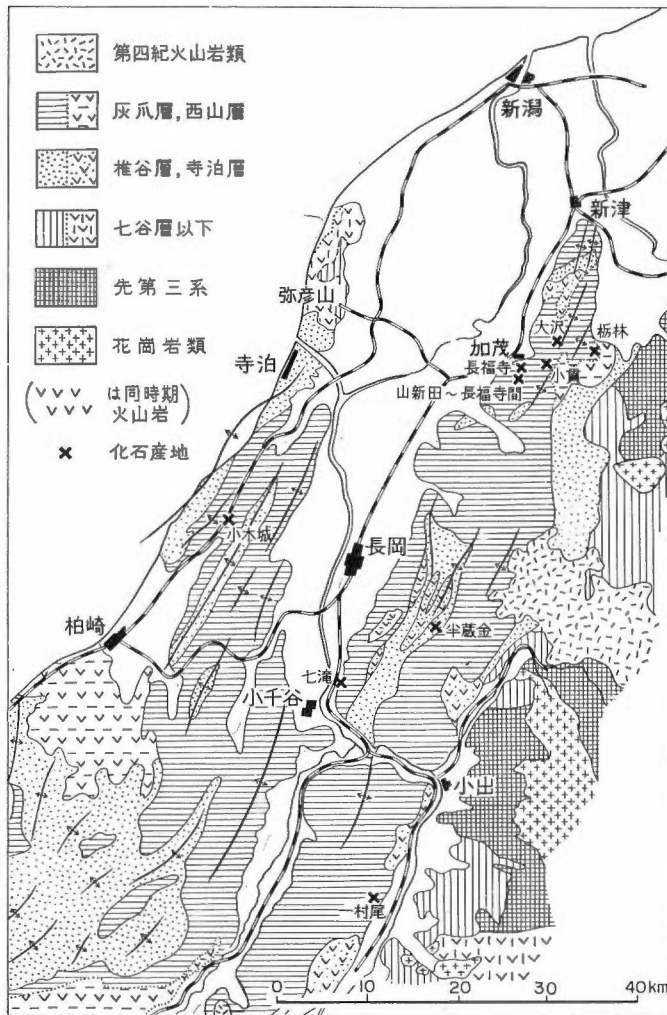
七谷層や寺泊層は深海相を示す。Makiyama (= *Sagarites*) を産する所はあるが、貝化石はほとんど産出せず、化石相を知り得た所は栃尾市半蔵金しかなかった。ところが、西山層になると少ないながらも貝化石が採集され、特に“大沢石”と云われる岩相にはまれでない。灰爪層では各地に貝化石を産し、特に“夏川石”といわれる砂相に豊富に産する所がある。魚沼層からは池辺 (1942) が多くの種類を報告したが、筆者らはほとんど採集しなかった。

2. 椎 谷 層

椎谷層の貝化石は、半蔵金を除いて、見るべきものがなかった。塊状の泥岩に“挟み”または“パッチ”として化石を産し、泥岩の中には *Makiyama chitanii* がみられる。半蔵金の部落の少し上流の川の崖からは *Beringius hanzoganensis*, *Bathybembix* n. sp., *Chlamys heteroglypta*, *Crassatellites* sp.などを産し、冷水

* 地質部

** 燃料部



第1図 化石採集位置図

性で水深100~300m位の要素からなる。しかし上に述べた産状から、現地性とも運ばれて堆積したものと判断しかねる。

3. 西山層

泥相：貝化石は加茂市の南方と半蔵金の付近には少しはみられたが、他の地方にはほとんどみられなかった。

加茂市の南の山新田と長福寺との間では *Turritella saishuensis*, *Glycymeris rotunda* を主とする陸棚上^{注1)}の要素からなるが、*Trophonopsis* や *Clinocardium* のような寒流要素も少しはあった。

注1) 海底地形の陸棚があったことを問題にしているわけではなく、現在の海底における陸棚上の要素か陸棚崖の要素かを述べている。

Ⅲ.3 古生態学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要 (大山・石山)

大沢石：加茂の北の大沢には凝灰質の貝殻混りの砂相が発達する。西山層の下部に相当するが、他の西山層層準よりは化石の保存もよい。主として二枚貝からなるが、二枚そろった個体はごくまれにしか見当たらない。*Chlamys cosibensis* を主とする化石群集で、*Clinocardium ciliatum*, *Venericardia ferruginea*, *Acila insignis* var.などを伴う。もしも堆積当時に岩礁（ここでは流紋岩）が海底に露出していて、その岩かげならば大沢石のような岩質が発達してもよく、またこれとは別な場合として、ただ陸棚端のような地形をしていたとしてもよい。どちらであったかは化石群だけからでは判断できない。ただ水深は 100～200m くらいを示すと思われる。

4. 灰 爪 層

灰爪層の化石群は陸棚端より浅い要素からなり、深海特有种はない。化石の種類組成は産地によって異なるが、寒流の要素が多い中に暖流要素もあり、寒暖両流の消長も見のがせない特徴のように思われる。浅い要素には種々の型があるが、いずれにせよ沿岸水が発達したことを示す種類はほとんどない。

加茂や小千谷の周辺では砂質泥岩中に化石が散見され、密集する所は少ないが、出雲崎の周辺では“夏川石”を産する砂相層準に化石の多い部分が観察され、密集する所も少なくない。

加茂市付近：加茂市の小貫から東北に向う沢の奥に灰爪層の基底より少し上位に化石産地がある。大曲と花立松との間の沢の切割には、化石が砂礫とともにはきよせられたように密集し、部分的に石灰化した岩相がみられる。ここから産する化石には *Glycymeris yessoensis* var. と *Acila* sp. とが多く、*Suchium akitanum* も少しある。これに *Ophiodermella* sp. と *Lunatia?* sp. とを伴っている。

この沢のすぐ西の沢には小さい滝があり、細砂質泥岩に含化石泥質砂岩の挟みが上下 2 枚ある。上部の挟みには *Acila* sp. が多く、*Glycymeris* sp., *Cadulus* sp., *Portlandella* sp., “*Terebra*” sp. を伴っている。下部の挟みには特に優先種はなく、*Suchium akitanum*, *Lunatia?* sp., *Actaeoptyramis* sp., *Acila* sp., *Glycymeris* sp. を産する。

これらは皆浅海要素で、*Suchium* のような中部日本の要素と *Acila* や *Portlandella* のような寒流要素との混合である。ただしこれらの化石は浅海底に堆積したであろうが、挟みの中の化石である以上、浅海要素が深海底に運ばれた可能性を否定するわけではない。

村松町牧の栢林の北の細砂質泥岩の中から “*Nassarius*” sp., “*Cardium*” sp., *Chlamys* (*Mimachlamys*) sp., *Pecten* sp., *Hiatella* sp. と *Retepora* 型のコケムシとポンプクチャガマ類のウニが生痕とともにみられた。これらは古生態を論ずる資料にはむかない。しかし深海底よりは浅海底であろうと云う程度のことはいえるであろう。

加茂市の南の長福寺には *Bittium* を産した所と、*Nuculana*, *Bittium*, *Clinocardium?*, *Macoma* を産した所とがあるが、殻が溶けてカストだけが残り、数も少ないので、生態を論ずることはむつかしい。

小千谷市付近：小千谷の付近の泥岩または砂質泥岩にも化石を産する露頭が若干ある。信濃川に接する道路には化石がかなり多産する所がある。

七滝には *Neohaustator-Macoma* 群集がみられた。この群集はここでは *Turritella* (*Neohaustator*) *saishuensis* と *Macoma calcarea* からなるが、前者は他の地方では対応種の *T. (N.) nipponica* などに変わり、地質時

代その他の相異に応じて可變的であるのに反し、後者は中新世から現世までの浅海から深海にわたって広く分布し、種類の安定性にとむが同時に変異性にもとんで、幾つかの異名がある。

七滝ではこれら両種を中心に *Glycymeris* sp., *Pecten kurosawaensis*, *Serripes* sp., *Machaeroplax* sp. などほとんどが寒流要素で、*Arca miyatensis* のような系統的には暖流要素でありながら、寒流要素にも随伴する種類がわずかに“暖流要素”を代表する。

これらの中の二枚貝で二枚そろったものはほとんどなく、遺骸の移動したことをものがたるが、種類の組成からは異分子の混合がなく、水深数10mの遺骸の集りやすい所のように感じられる。

三島郡小木城駅の裏の多少凝灰質で小石混りの砂層にも貝化石が多い。ここでも寒暖両要素の混合で、下総層群によくあるタイプの混合型である。*Glycymeris pilsbryi* と *Homalopoma amussiatum* とを主体とし *Acila insignis* var., *Bittium* sp., *Venericardia ferruginosa*, *Liotina semiclastratula* など種類は豊富である。水深数10mくらいの流れがよい海底が想像され、斧足類も腕足類も共に二枚そろったものはなかった。

これより西方の稲川にも数カ所の化石産地があり、いずれも夏川石を産する層準特有の夏川相を示す。ここには時に *Pycnodonta musashiana* が多い所があるが、これを除けばあまり変わらない組成で、類似する環境が考えられる。

和南津層には貝化石がほとんどみられなかったが、南魚沼郡一村尾の峠道でみられる基底部には *Diplodonia usta* がやや多く、これに *Suchium akitanum*, *Glycymeris yessoensis*などを伴い、寒流の影響を明示する N_{1-2} の浅い海の要素からなる。

5. 魚沼層群

魚沼層群の貝化石は筆者らの調査した範囲ではみるべきものがないが、池辺 (1942) に多くの地点から若干種を報告しているのでこれを中心に若干の古生態学的見解を述べる。

灰爪層群が外洋水の卓越した環境を示すのに反し、魚沼層群では沿岸水の著しい発達の特徴づけられている。しかし産地によって沿岸水の発達する程度にかなりの相異があることは、瀬戸内海のような環境か、東京湾や陸奥湾のような海況が予想され、相模湾や駿河湾のように湾内にまで陸棚端が延長するような湾ではないようである。

種類の組成について述べれば、多産する種類は地点によって相異するが、いずれも沿岸水が発達することを示す種類で、内湾の指標種が多い。たとえば *Raeta yokohamensis*, *Theora lubrica* は内湾の奥の指標種としてよく知られた種類で *Macoma incongrua*, *Crassostrea gigas* (池辺の *Ostrea gigas* 注2) も内湾の潮間帯の要素と信じられた種類である。*Anadara broughtonii* (池辺の *A. inflata* 注2), *Fulvia mutica* (池辺の *Cardium muticum* 注2) は沿岸水が広く発達する所に多い。これらの種類は豆子や鎌倉のような沿岸水が著しく外洋水の干渉を受ける所にもみられるが、そのような所では群集の主要種とはならない。

以上の他、汽水性の *Corbicula japonica* (池辺の *C. atrata*), *Potamocorbula amurensis* (池辺の *Erodona frequens*) が多産する所もあり、縁辺部の化石相または海退相の末期を示すようである。

以上述べてきたように群集の主体は沿岸水の発達を示すが、外洋水の影響が少しあったことにもふれ

注2) 池辺の用いた(文献) 亜属名は省いた。

Ⅲ.3 古生態学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要 (大山・石山)

ておく。 *Macoma praetexta* あるいは *Glycymeris* や *Pecten* の存在は外洋水の影響をものがたるが、多産する種類ではない。寒流系の外洋水の種類 *Yoldia notabilis* が柏崎市小清水 (池辺の刈羽郡南鯖石村小清水) では多産はしなかったが、普通に産したと云うから、外洋要素の唯一の例外である。

6. 結 論

貝化石は西山層から魚沼層までの変遷を巨視的にみると、深海から浅海になり、さらに沿岸水が発達する大形の内湾になったと云える。

西山層には陸棚上の要素がみられたが深海相に浅海要素の落ち込みがあった結果であるのか、浅海の深部 (N₄) になっていたかの問題を明らかにするには資料が不足した。

灰爪層は完全に浅海相になっていたが、沿岸水が発達するには至らなかったと思われる。

魚沼層群堆積の場はわずかな例外があったが沿岸水がよく発達し、外洋水の影響はほとんど認められなかった。

引 用 文 献

池辺 展生 (1942) : 魚沼統の貝化石群. 地質調査所輯報, 第1輯, p. 6-12.

YOKOYAMA, M. (1925): Tertiary Mollusca from Shinano and Echigo. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, ser. 2, vol. 1, p. 1-23.

Notes on Megafossil Fauna from the Niigata Oil Field Based on Paleoecology

Katsura ŌYAMA and Shōchin ISHIYAMA

The communities of megafossils in Niigata basin are studied. Lower formations do not or hardly preserve megafossils. The Shiiya Formation indicates deep sea facies, and fossil mollusca are not yielded except near Hanzōgane.

The Nishiyama Formation yields also rare megafossil in mud facies, while in the sand facies, "Ōsawashi," which is lateral change of the muddy one, contains rather rich molluscan remains.

The richest horizon of mollusca in this area is the Haizume Formation. Faunal constituents differ with areas. In the basal part of this horizon east of Kamo City, there are localities with rich *Acila* sp. or *Glycymeris yessoensis* var. associated with few other forms. These fossils are an element of shallow, open sea. *Neohaustator-Macoma* community is found from an outcrop of Nanataki near Ojiya. This community has similar ecological value.

The Natsukawa facies in the Nishiyama area yields rich fossil remains. *Glycymeris pilsbryi* and *Homalopoma amussitatum* are richest from an outcrop near the Oginojō railway station. Many other species are associated with those, but not to be found abundantly. Similar communities are found here and there, though a certain locality produces rich *Pycnodonta musashiana*.

Though the fauna differs with localities, still all of them belong to shallow open sea element.

The fossils of the Uonuma Group belong to coastal water element which is quite different from those of the Haizume Formation. We did not found much fossils from this formation, but IKEBE (1942) reported enough fossils to discuss coastal water development.

IV. 古地理および構造発達史

IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について

影山邦夫*・鈴木尉元*

要 旨

新潟県、長野県に発達する一連の新第三系堆積盆に分布する七谷層・寺泊層・椎谷層・西山層・灰爪層・魚沼層群およびこれらに対比される長野地区の別所層・青木層・小川層・高府層・柵層・猿丸層・豊野層を対象として、ソールマーキングや堆積構造による古流系、岩相、化石内容からみた堆積環境などにより、古地理の解明を試みた。また古地理解明のため主に岩相からみた新潟地区、長野地区の対比を行なった。

七谷期の岩相は主として砂岩を挟む硬質黒色頁岩で代表される、西頸城地区の西飛山層は典型的なフリッシュ型の砂泥互層でいろいろの形態の流痕がみられる。この地区の流痕からみた流向は、一般方向としてN10~20WでS→N方向を示し、構造に対してロンジチュディナルである。

寺泊期の岩相は模式地では泥岩と薄い砂岩の互層で代表され、流向はNS~N20Eで、S→N方向を示し、また長野地区ではN30~60EでSW→NE方向で基盤からの供給を示す。堆積岩組成もこれらの流れに対して調和的である。

椎谷期の岩相は中~粗粒砂岩と泥岩との互層で代表され、供給の推定方向はN40~50Wで前期より西にふる。新津地区の一般方向はN10~20WでS→N方向と推定され、小千谷地区ではNE~N方向で、一部基盤方向からの流れも認められ、米山南方では地形変化の反映か流向は一定していないが、長野地区ではN30~50E方向を示す。

西山期の岩相は一般に塊状暗緑色泥岩で特徴づけられ、模式地での流向は前期とまったく異なりNE→SWの反対方向を示し、西頸城地区では南からの堆積を示している。長野地区ではSW→NE方向の流れにより基盤からの供給が行なわれた。

灰爪期の岩相は砂質泥岩に代表され、安定した堆積で、岩相的に流痕という形での流れの記録がとぼしい。

魚沼期の岩相は礫岩、砂岩、泥岩よりなるが、堆積盆は浅海化し、後背地は急激に隆起を開始し、礫岩などの粗粒堆積物が供給された。長野地区の猿丸層も礫が卓越し、その後の豊野層は湖沼性をおびてきた。

* 燃料部

1. ま え が き

堆積岩中に記録されている、多くの堆積現象を研究した論文が、内外ともに多くなってきている。これらの多くは、古地理学明のための多くの要素のうち、古流系によって支配される流痕やクロスラミナ・砂礫の組成や粒度などを用いて、堆積盆地内の古地形や碎屑物が供給された後背地の問題などを論じたものである。

このような最近の傾向は、層序学的資料が、かなり蓄積され、構造地質学的に一応の総括がなされて古地理的な推察がある程度できるようになったこと、石油や天然ガスなどの鉱床形成に必要な条件である貯溜岩の発達を予測するという経済的な面からの要請があることによるものであろう。これから論ずる信越地向斜地域においても、堆積学的研究が多数発表されるようになってきていることにも、このような問題と背景があると考えられる。

堆積岩を構成する各地層には、削剝、運搬や沈積の条件の反映がみられ、古地理学的情報を多く含んでいる。したがって、堆積物は堆積盆地内だけでなく、それをもたらした後背地をも含めた関連において、より良く理解しうるものである。これらの情報から、堆積盆地内に過去に存在したであろう古地理学的なものの復元を試みることは、学問的にも、鉱床探査の面においても重要なことと考える。従来の古地理的な研究は、単なる水陸分布を示すだけのものが多かったように思われる。また、油田地域の堆積学的研究は、そこだけの部分的な堆積論に終わっていることが多いように思われる。これは、油田の発達する地域が、堆積盆地の中心に近い部分であることから、後背地との関連をとらえることが比較的困難であることによるのであろう。

筆者らは、各地域においてこれまで行われてきた研究を総括して、古地理的な像を描くことを目標に研究を進めてきた。ここに、非常に不十分なものではあるけれども、予察的な段階での研究を書いてみた。

このような総括が、新第三系中に胚胎する地下資源、とくに石油・天然ガスの母層や貯溜岩層の堆積条件などを明らかにする上での一助になれば、幸いである。

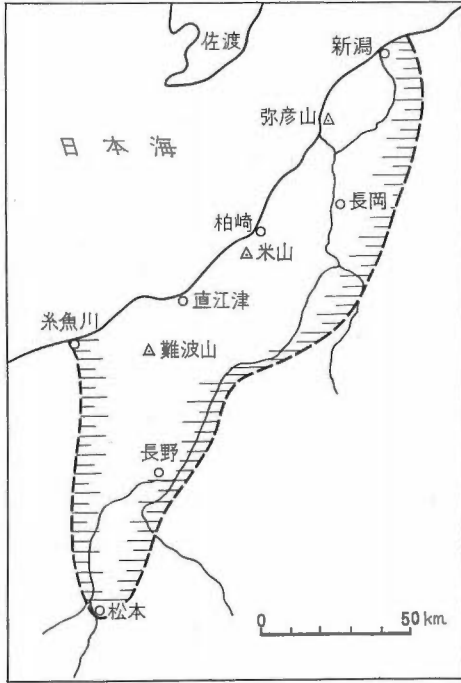
謝辞：新潟大学西田彰一教授、信州大学山下昇教授、郷原保真助教授、酒井潤一先生、熊井久雄先生、小坂共栄先生には、現地でいろいろ御討論や御助言をいただいた。東京大学内尾高保助教授には原稿をよんでいろいろ御批判をいただいた。地質調査所石油課の島田忠夫、三梨昂、宮下美智夫、小玉喜三郎技官および地質部平山次郎技官には、現地作業をいろいろお手伝いいただき、また結果についても御討論いただいた。以上の方々に厚く謝意を表する。

2. 各地域の地層の対比

ここで扱う地域は、新潟第三系堆積盆地、これと一連の堆積盆地を構成する北部フォッサマグナ地域の西頸城地域と北信地域である。この地域には、主として古生層や白亜紀の花崗岩を基盤として、この上に不整合に新第三系および第四系が、ほとんど連続的に厚く堆積し、多くの油田・ガス田が発達している。

第1表は、この地域の地層の対比表である。新潟地区の大谷川層(津川層)・七谷層・寺泊層・椎谷層を、長野地区の内村層・別所層・青木層・小川層に、それぞれ、ほぼ対比した。これらは、それぞれの

IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)



第1図 位置図
Location map

第1表 新潟・長野地区第三系対比表
Correlation of Niigata prefecture, Nanbayama and
Nagano prefecture

	新潟地区 <i>Niigata</i>	難波山地区 <i>Nanbayama</i>	長野地区 <i>Nagano</i>
更新世 <i>Pleistocene</i>	魚沼層 <i>Uonuma f.</i>	小国層 <i>Oguni f.</i> 塚山層 <i>Tsukayama f.</i>	豊野層 <i>Toyono f.</i>
			猿丸層 <i>Sarumaru f.</i>
鮮新世 <i>Pliocene</i>	灰爪層 <i>Haizume f.</i>	谷浜層 <i>Tanihama f.</i>	柵層 <i>Shigarami f.</i>
	西山層 <i>Nishiyama f.</i>	名立層 <i>Nadachi f.</i>	高府層 <i>Takafu f.</i>
		川詰層 <i>Kawazume f.</i>	
中新世 <i>Miocene</i>	椎谷層 <i>Shi'ya f.</i>	能生谷層 <i>Noodani f.</i>	小川層 <i>Ogawa f.</i>
	寺泊層 <i>Teradomari f.</i>		青木層 <i>Aoki f.</i>
	七谷層 <i>Nanatani f.</i>	西飛山層 <i>Nishihiyama f.</i>	別所層 <i>Bessho f.</i>
	津川層 <i>Tsugawa f.</i>	火打山層 <i>Hiuchiyama f.</i>	内村層 <i>Uchimura f.</i>

地層が大体類似した岩相を呈し、従来の対比にあまり問題がないと考えたのでそれに従った。ただし、それ以上の地層については、従来の対比を用いなかった。その理由を以下にのべよう。

長野地区の小川層は、模式地付近では下部の砂岩優勢互層と上部の泥岩層とからなる(本間, 1931)。模式地南東方の麻績川沿いの砂岩を主とする麻績層は、本層に対比されている(長野県地質図1/20万)。この小川層は、従来新潟地区の椎谷層に対比されてきた。新潟地区では、この椎谷層の上に、泥質岩を主とする浜忠層・西山層が重なるわけである。長野地区の上記小川層上部の泥質層は、独立させても良い岩相単位であると考え、これを従来の高府泥岩層(八木貞助・八木健三, 1945)の名を踏襲して高府層とし、これを西山層に対比する。

従来、長野地区の猿丸層は、新潟地区の灰爪層に対比されていた。これは、両地域の地層の順序関係を合わせるだけのます合わせによる対比で、それほど深い根拠があるとは思われない。筆者らは、次にのべるような理由から、猿丸層は魚沼層に対比されるべき地層と考える。新潟地区では、魚沼層の下位に灰爪層がくるが、それは、砂質泥岩で特徴づけられる地層である。これは、堆積盆地全体に比較的安定した岩相を呈する地層である。そしてかつては、新潟第三系対比の基準として採用されていた(池辺展生, 1940 b)。模式地付近の猿丸層は、その下位に获久保砂質泥岩・柵安山岩質集塊岩が位置し、その下位には、小川層の砂岩優勢互層の上に重なる高府泥岩がくる(鈴木, 1938)。この盆地西縁の小谷温泉南西方では、西山層に対比される塊状泥岩(西田の口述による、長野県地質図では柵層)の上に、砂質泥岩ないし泥質微細粒砂岩が重なり、その上位に礫岩が重なる。この層序関係は、新潟地区のそれとほとんど同じであって、長野地区においても、灰爪層に対比される砂質泥岩の発達することがわかる。したがって、この上に重なる猿丸礫岩は、魚沼層に対比されるべきものと考え、模式地付近の猿丸層は、糸静線沿いや裾花川上流に沿う地域の猿丸層相当層がきわめて硬質の礫岩であるのに対して、あまり固結しておらず、新潟県南東部の魚沼層に酷似している。したがって従来魚沼層に対比されてきた豊野層は、魚沼層上部に対比されるであろう。西頸城地域と新潟油田地域の層序の対比は、西田ら(1966)によった。

なお、筆者らのこの対比は、昔時の沈積輪廻による対比法と同様の原理に従っている。しかし、新潟堆積盆地における一析精度を上げた調査の結果によると、横方向への岩相変化にもかかわらず、累層の境界である垂直方向の岩相変化の急変する位置は、大体一致することが確かめられている。すなわち、累層の境界付近の岩相変化は、水平方向の変化に比較して大きい。したがって、信越堆積盆地の中心付近のかなりな範囲になり立つこの規則性は、信州の盆地にも適用できる、と考えた。このような原理にしたがうと、第1表のような対比ができる。

なお、これから述べる古地理は、主として碎屑性岩石からなる七谷層ないし別所層以上の層準に関するものである。

七谷期

七谷層は主として砂岩を挟む硬質黒色頁岩層からなる。砂岩は一般に細粒で薄く、平行ラミナ、クロスラミナ組織をもっている。

西頸城地区の七谷層に対比される西飛山層は砂泥互層で、BOUMA (1962) の定式化した典型的なフリッシュ型の砂泥互層の組織をもっている。またいろいろの形態の流痕が発達している。この下位に砂岩

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)

を挟むスレート状優黒色頁岩の火打山層が厚く発達し、ところどころ流痕がみられる。

長野の別所層は、主として塊状黒色頁岩よりなる地層である。この泥岩層の一部には、中粒～細粒砂岩薄層が挟まれており、上部ほど砂岩泥岩互層が多く、その一部には、礫岩の混入しているところもある(八木・八木, 1958)。堆積盆地の西縁に近い松本から明科付近の砂岩泥岩互層は、本層に対比されている。この時代にいわゆる中央隆起帯に石英閃緑岩の貫入が行われ、中信北方各地には、玢岩類がファコリス状、岩脈状に内村累層や別所累層に貫入している。

難波山地区には各種のソール・マーキングが発達している(津田・永田, 1969)。これらの示す流向は、難波山林道の新井市側では、N30W, N10W, N10E, N20Eなどの方向を示すが、一般方向としては、N10~20W方向で、流れの向きは、すべてS→N方向である(第2図)。この林道の名立町側では、N5E, N20E, N30E方向で、構造に対して、ほぼロンジチュディナルの流れを示して、おなじようにS→N方向である。下位の火打山層は、N30W, N50W, N60W方向で、流れはSE→NW方向を示し、構造に対してラテラルである。

したがってこの西頸城地区は、南または南西方の、現在基盤岩の分布する後背地から堆積物の供給が行われたことがわかる。長野地区も、砂礫の供給方向は、基盤からの方向を示しているといわれている(平林, 1970)。

この他に佐渡の中山トンネル付近の^{おりど}下戸層中に、N40E方向を示す流痕がある。この流れの方向は明らかでないが、おそらくSW→NE方向と考えられる。

この七谷期は初期には、津川期から続いた激しい火山活動を伴い、堆積盆地に多量の噴出物を供給した。

別所層から、魚鱗化石が多く発見され、*Palliolum peckhami*, *Cyclammina japonica* その他有孔虫、貝殻等が多く産出されている。今野によると、別所層中に産する植物化石は、暖帯性のものである(本間, 1931)。

火打山層・西飛山層は *Chlamys cf. kaneharai* などの浅海性要素の落ち込み化石を多産するが、*Portlandia* sp. を産することから、比較的深い環境に堆積したと考えられる(大山桂談)。また鯨や魚の骨、植物化石では *Fagus antipafi* などを産し、暖帯性のものである。難波山地区は、長野地区の基盤から細粒物質の供給をうけつつ、間けつ的な砂の供給により厚い有律互層の生成が行なわれた。

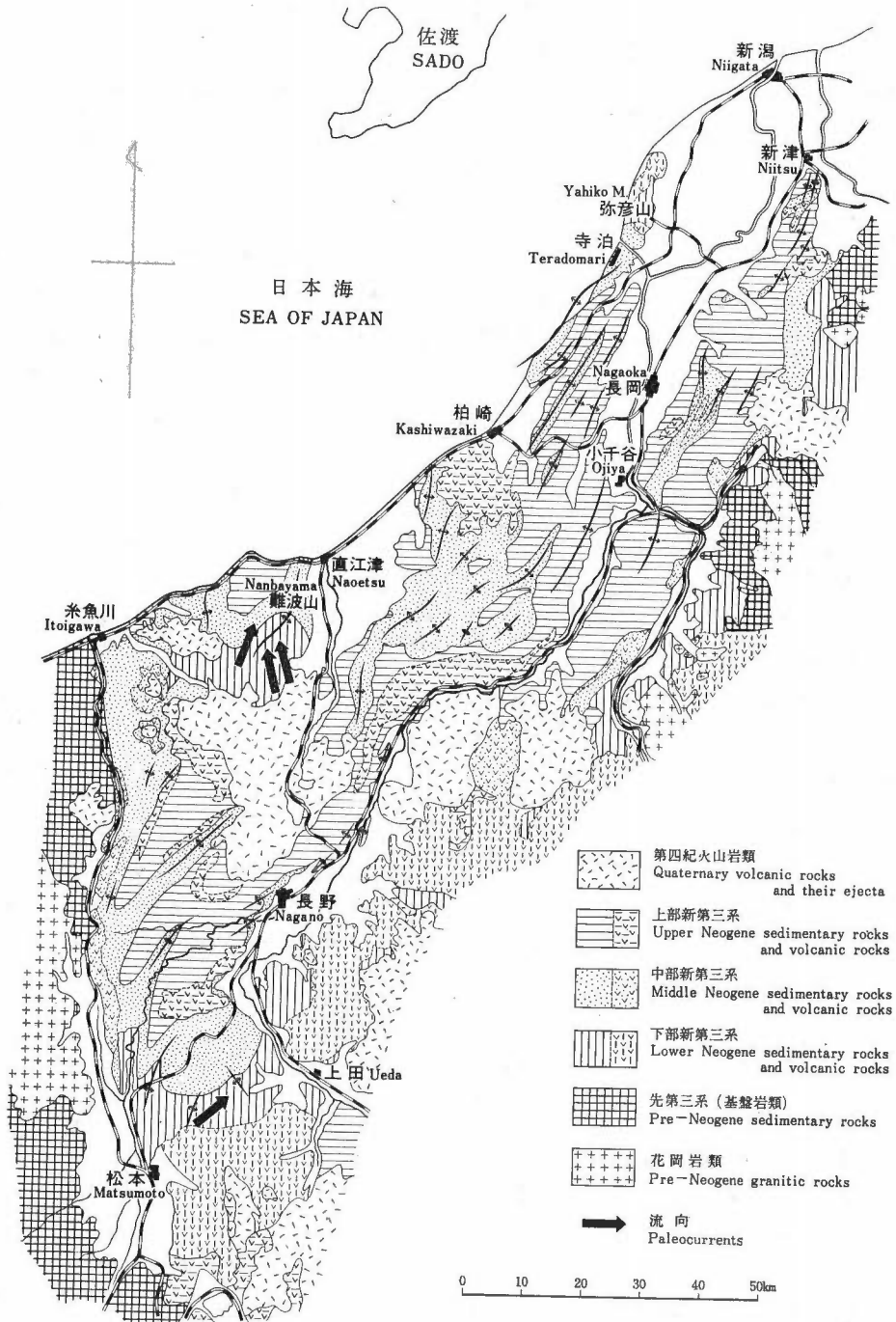
供給源である陸域は、多量の粗粒物質を供給するほどの地形的な起伏はなく、ブナなどの暖帯性植物が繁茂していたであろう。

寺泊期

寺泊層は、泥岩と薄い砂岩の互層からなる。比較的厚い砂岩単層では、下位から塊状級化部、下位平行ラミナ部、クロスラミナ部、上位平行ラミナ部から構成される、典型的なフリッシュ型砂泥互層の砂岩の組織をもっている。

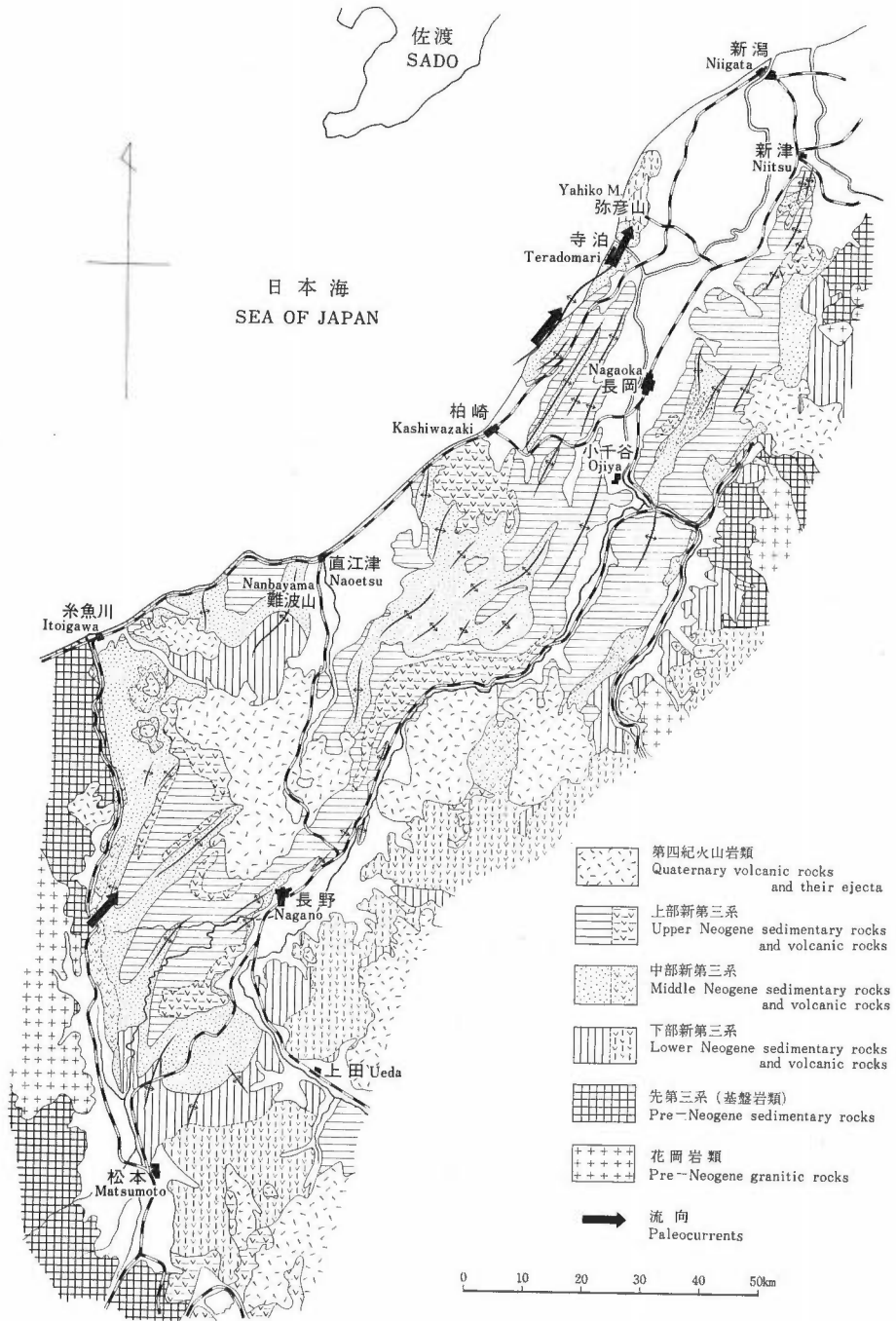
青木層は、下部は礫岩をもつ泥岩・砂岩の互層で、上部は砂岩・泥岩からなる。

難波山地区の能生谷層は、下部は黒色の砂質泥岩と砂岩の厚い互層ではじまり、上位では一般的に層理の発達した悪い典型的な黒色泥岩に移化する。



第2図 七谷期
Paleocurrent of Nanatani stage

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)



第3図 寺泊期
Paleocurrents of Teradomari stage

寺泊町大河津分水地区での砂粒の移動過程を示す流痕の形態は、種類も少なく、フルート・カースト、バウンス・カーストが主である。その方向は、NS~N20E 方向のものが多く、流れの方向は、S→N 方向を示す。西山町石地海岸の流痕は、荷重をうけて変形しているが、流れは寺泊地区とほぼ同一方向である。長野県白馬村の流痕は、フルート・カースト状のもので、方向は N30~60E で、SW の基盤からの方向を小す。少ない測点であるがこれらの方向は、地質構造の一般的な方向にほぼ平行する。長野地区も、また同様である。

寺泊層準の砂岩・泥岩は、底棲動物によって堆積構造の組織が乱されておらず、きわめてよく保存されている。これは嫌気的環境のために、底棲動物があまり棲息しえなかったためであろう。

能生谷層からは、化石の産出は、量も種類も少ない (西田ら, 1966)。

青木累層には、生物のはい跡や砂岩岩脈が多くみられるようになった。また、石英閃緑岩の礫が多く入ってくるという (本間, 1931)。対比が正しいとすると、嫌気的環境^{注1)}は中心部で、周辺部では、前の時期までがそのような環境で、この時期には底棲動物の棲息に適する環境になったのであろう。

青木累層の中部に漣痕が多く認められ、また貝化石もやや豊富になり、植物化石片の多く入ってくることもある。下底に貝化石、植物化石を産するが、上部には植物化石のみを産する (本間, 1931)。今野によると、やや寒冷な気候条件を示すということである。

寺泊期は七谷期の後半に続いて静かに細粒物質の堆積を続けた堆積盆の中に、間欠的に砂が供給され、フリッシュ型の有律互層が形成された。

この時期の流痕に表現される流れの方向は、S→N 方向で弥彦山塊に向っている (第 3 図)。この事実では、この山塊が火山活動の場であり、あまり厚い堆積をしなかったにもかかわらず、地形的にはあまり表現されていなかったものと考えられる。

一方長野地区では、青木層上部にみられるように、砂岩および礫岩層をかなり挟み、粗粒堆積物の供給源により近かったことを示している。また、供給源である基盤後背地の起伏が多少大きくなり、粗粒物質の供給が活発になったことを示している。

このように、寺泊期には、新潟堆積盆地内には泥岩の優勢な互層で、嫌気的環境であった。ところが南の長野地区では、基盤岩の近くでは礫岩や砂岩を多く挟み、貝化石や植物片が多く入るような環境であった。古流系の資料も、このような堆積岩組成に調和的である。

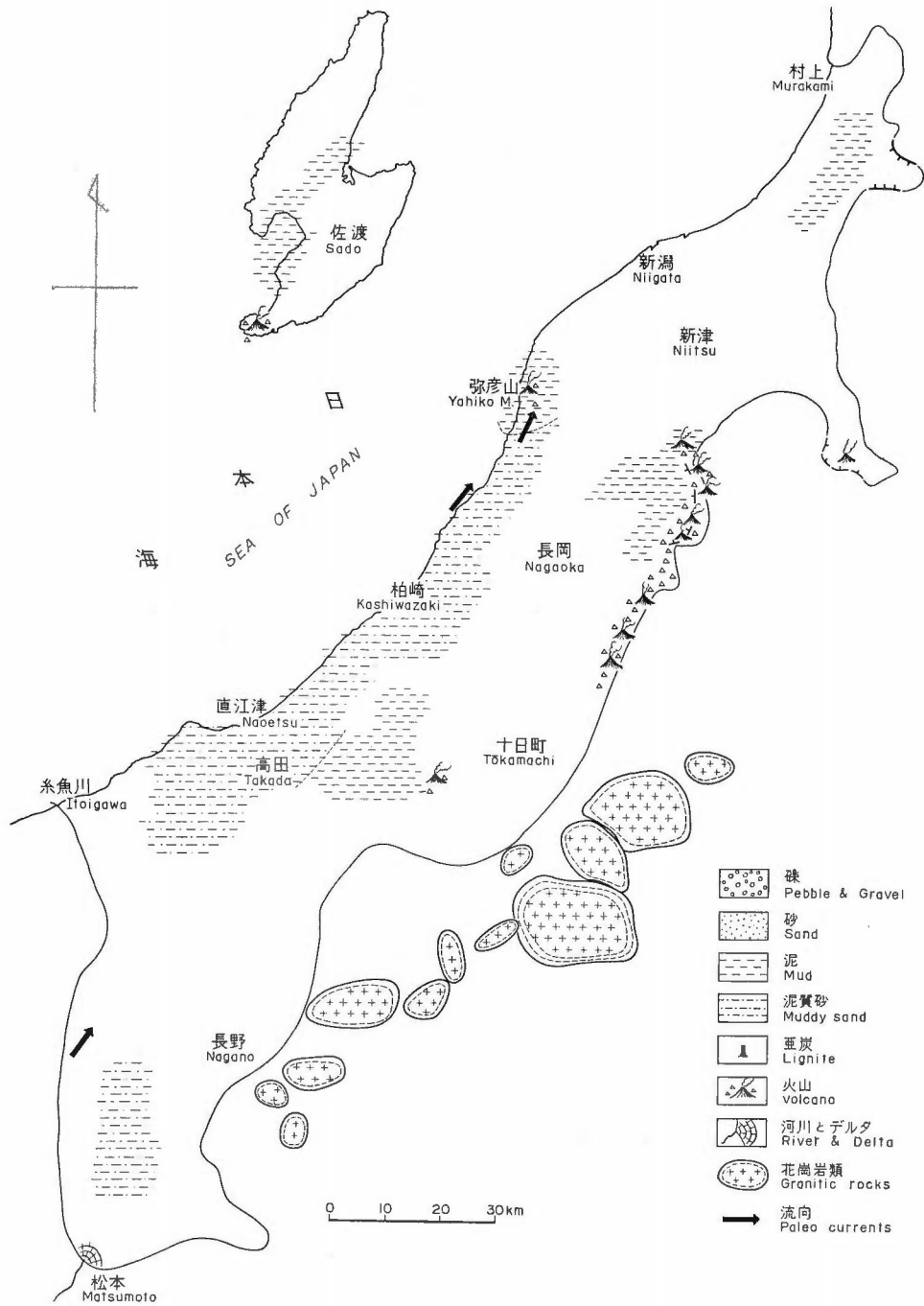
椎谷期

椎谷層は、中~粗粒砂岩と泥岩との互層でところどころに比較的厚い砂岩層や異状堆積層を挟む。巨視的にみると、北方に砂岩層の層厚および粒度を減ずる。金原 (1950) によると、椎谷層の砂岩と互層する泥岩中の有孔虫は、寺泊層のそれと大差なく、深海棲のものであるということである。

長野地区の小川層は、砂岩を主とし泥岩や礫岩を頻繁に挟む地層である。南東部の小川層は、カキ殻の密集した特異な礫岩を中部に挟み、東部には植物化石を多産し、また亜炭を挟在する。本間 (1931) はこれに、東筑相なる名をつけた。これに対して、北西部は海成の相で、これを水内相と呼んだ。この時期の末期には、火山活動が活発に行われた。このように、新潟の海岸にそった地域と同様に、長野の

注1) ここに嫌気的という言葉は、まったく酸素のない状態ではなくて、相対的に酸素の少ない状態の意味で使っていることを、おことわりしておく。

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)



第4図 寺泊期の古地理図
Paleogeography of Teradomari stage

堆積盆地内でも、北方に次第に粒度を減ずる。

椎谷層の堆積構造は、下位の寺泊層と異なり底棲動物によって砂岩・泥岩の堆積構造の組織が乱されて、もとの組織を完全に明らかにすることが困難な場合が多い。砂岩泥岩互層中の砂岩単層は一般に厚いものが多い。模式地の海岸地区や中央油帯地区の砂岩単層は、基底から塊状級化部、平行ラミナ部、クロスラミナ部から構成される。また20~30 cmの単層では、平行ラミナ部、クロスラミナ部から構成されるものも多い。厚い砂礫層には、このような組織は認められない。新津地区では、泥岩との漸移部に上部平行ラミナをもつものが時にみられる。小千谷市東方の山地では、主として塊状級化部から構成される砂岩単層が多いが、平行ラミナ部、クロスラミナ部も認められる。

底痕やクロスラミナから推定される流れの方向は、模式地の椎谷付近および中央油帯では、S→N方向を示すが、これより北の寺泊町付近では、N40~50Wと流れの方向が西にふる(第5図)。これは、前述のように南から北方に層厚および粒度を減ずるということで、流れの方向も、この事実と調和する。新津地区では、流痕を記録した流れの方向は、N10E, EWなどの方向のものがあるが一般方向としてN10~20W方向である。流向は、はっきりしないが、クロスラミナなどからS→N方向と推定される。小千谷市東方山地では、流れの一般方向は、NE方向またはN方向で、流向はすべてS→N方向を示す。一部に基盤方向からの流れも認められるが、全般的に構造に対してロンジチュディナルの方向を示している。柏崎市米山の南方も、砂泥互層の発達する地区であるが、第5図にみられるように、流向は、一定方向への定流というものがなく、複雑な移動過程を示している(本座, 1965)。これは構造運動による地形変化の反映であろう。

安曇郡白馬村白沢一上水内郡鬼無里村一之坂ルートでは、方向はN30~50Eを示し、流向はS→N方向である。北安曇郡小谷村奉納の谷では、方向はN60Eで、流向はSW→NE方向を示している。坂上村差切峡でも、これらと同方向の流痕がみられる。一般に構造に対して、ロンジチュディナルの方向で、新潟堆積区への流れを示すが、巨視的にみれば基盤方向から、粗粒堆積物の移動過程を示している。

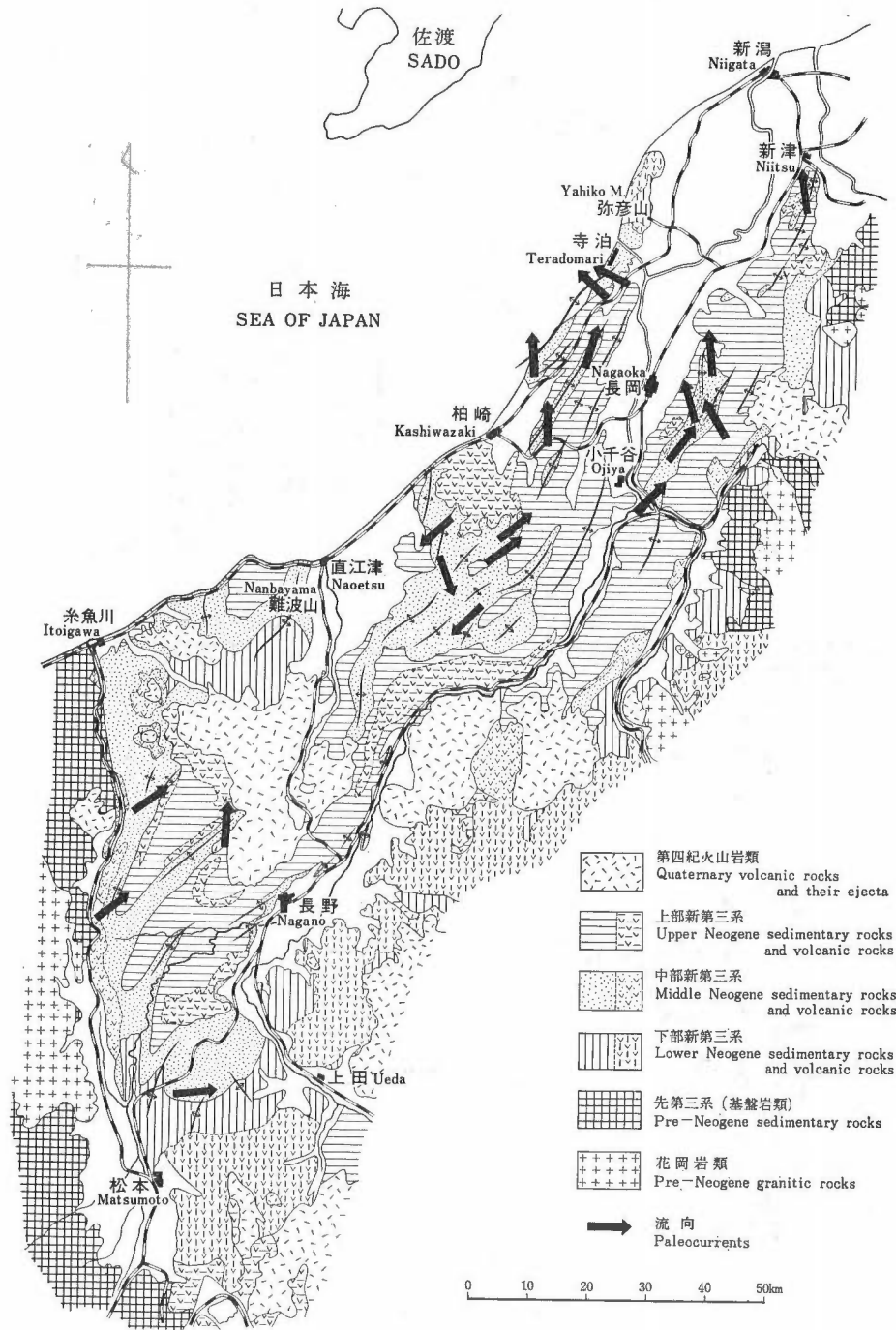
この期は、長野地区からはじまった後背地の活発な隆起運動の結果は、難波山地区を含めて新潟堆積盆地の中心部にもおよび、椎谷層や小川層にみられるように、粗粒堆積物の供給が、間接的に全域に行なわれた。またこの時期は、火山活動も弥彦山、長野市東方山地、米山、長野地区の各所で行なわれた。

第5図からもわかるように、弥彦山、寺泊町地区では、南方からの砂を沈積させた流れが、弥彦山塊にぶつかる手前で、NW方向に向きを変えている。この山塊は望月(1962)の等層厚線図からも隆起帯であったことが読みとれる。この事実、この期になると弥彦山塊が、上昇をはじめ、流れを支配するまでに、地形的にあらわれ始めたことを示している。また脊梁地域が造山期であったといわれている。このような運動は後背地にとどまらず、堆積盆地内でも差別的な昇降運動が活発に行なわれ、それが地形的変化に、顕著にあらわれ始めたものと思われる。

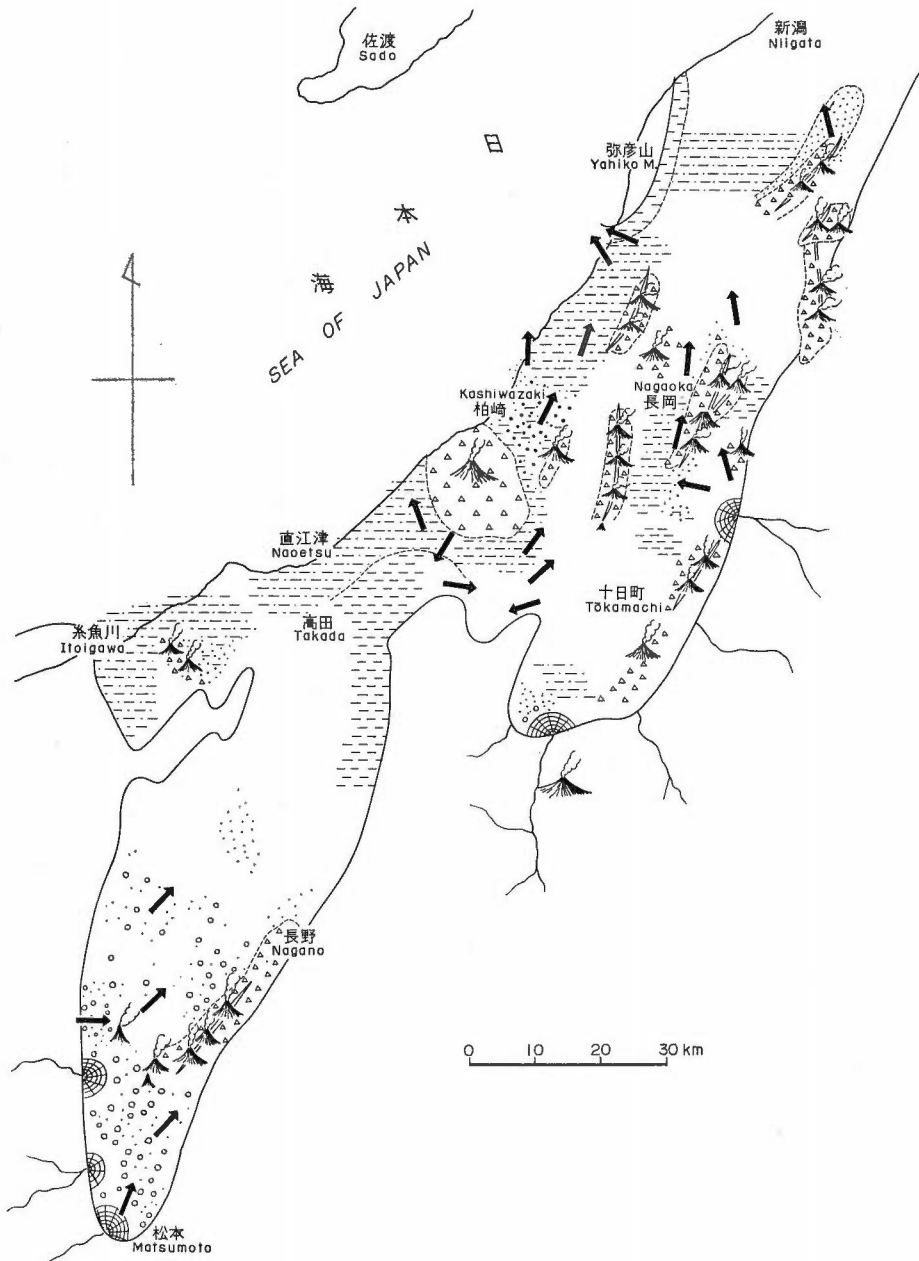
柏崎市米山の南方でも第5図のように、複雑な流向を示している。この地域は、南と北の隆起帯に挟まれた地区である。この構造運動による複雑な地形の反映であろう。

全般的にみて、小川層や椎谷層は、これら下位の層準や上位の層準が、比較的細粒の碎屑岩を主とす

IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)



第5図 椎谷期
Paleocurrents of Shiiya stage



第 6 図 椎谷期の古地理図
Paleogeography of Shiiya stage

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)

るのに対して、きわめて粗粒の砕屑物によって特徴づけられる。

東筑相の大部分は、海浜で生成された地層と考えられるが、麻績村坊平の植物化石層には、樹幹の直立するものが出て、陸成のものも一部あることを示している(本間, 1931)。ただし、海湾の中心部と思われる所には、沿海性の貝化石をかなり産する。また西部や南部には、礫層が特に発達し、供給源に近いことを示している。

小川累層の化石は、上部層ほど豊富になり、いずれも寒流傾向を帯びている(八木・八木, 1958)。 *Dosinia (Kaneharai) kaneharai* その他が、善光寺温泉化石群から産出する。寒流系の優勢な化石動物群中に、このような暖流系の化石がまれに混入してくる。有孔虫類は *Haplophragmoides cf. subgrobosum*, *Cyclamina pusilla* その他で、泥質部に多い(八木・八木, 1958)。

このように、長野地区は、西域および南域の基盤の隆起が進み、堆積盆も浅海化した。麻績川沿い付近では粗粒で、礫岩をしばしば挟み、泥岩の挟みも薄い。この地域では、上位にしばしば亜炭を挟み、一時稼行されたことがある。また、カキ貝の密集帯をしばしば伴う。一般に長野地区の同層は、泥岩の挟みが少なく挟みがあっても薄い。この地域から北西方に、次第に泥岩の挟みを増す傾向がある。したがってこの時期には、この盆地の南部は、南方に湾入した入江のような環境で、非常に浅く特に入り込んだ南部は、汽水性の環境であったと考えられる。

このように、椎谷期の地層は、新潟地区から長野地区に向って次第に粗粒になる。特に堆積盆地の奥に当たるいわゆる東筑相は、粗粒な礫岩を挟むことで、特徴づけられる。同時に、この時期には、新潟地区はかなり深い海であったのに対して、東筑相分布地域は浅く、汽水性でカキ貝を産したり、亜炭を生成するような環境であった。この期は、海域が相対的に狭小化し、米山南部などでは、陸域となる。

この時期の末期に、長野市付近から南西方に向って、酸性火山活動を伴う火山が分布している。

西山期

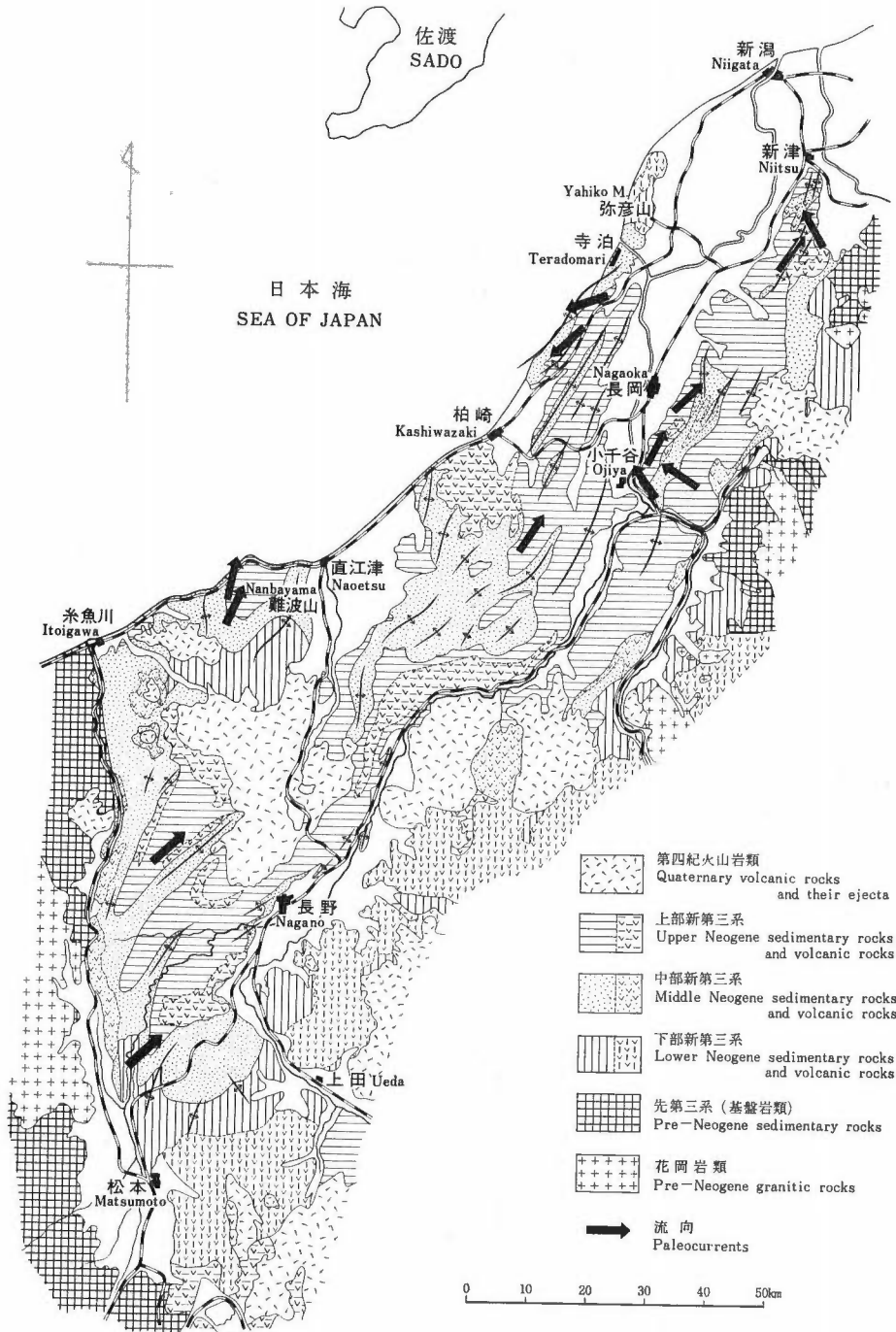
西山層は、一般に塊状暗緑色泥岩で特徴づけられる。出雲崎から寺泊に至る地域には、基底に50~70 mの含礫泥岩や流状シルト岩など、層間異状が8~9層発達する。この海岸地区の粗粒堆積物は、南へ礫から砂泥互層へ移化石地付近では消滅する。このように、北から南に細くなる。

互層部の砂岩は、基底から塊状級化部、平行ラミナ部、クロスラミナ部から構成される一般的なフリッシュ型の組織を呈する。また底棲動物によって、組織が乱されている点は、椎谷層と同様である。

難波山地区の川詰層は、全体として砂岩の優勢な累層で、主に厚い凝灰質砂岩からなる。岩相変化が著しく、東方では、川詰層のほとんどが礫層に変化する(兼子, 1944の綱子礫岩)。この礫は古期岩類が圧倒的に多いが、時に花崗岩や結晶片岩礫を含む細~中円礫である。この上位の名立層は、灰色泥岩で特徴づけられるが、しばしば数10 cmの灰白色の中~粗粒砂岩を挟有する。下位の川詰層との間には、不整合の存在が考慮されるという(西田ら, 1966)。

一方長野地区には、前述のように、小川層上部の泥質部を高府層としたように、泥岩層が分布する。

新潟地区の出雲崎町北方では、西山層基底に発達する砂岩の基底には、フルート・カーストやロード・カーストが多い。これらの底痕やクロスラミナによって示される流れの方向は、第7図にみられるように、前期の流向とまったく異なりNE→SW方向に、変化している。この流向は、西山層基底の粗粒部が、北方に粗く、南方に細くなり消滅するという事実と調和的である(影山ら, 1971)。



第7図 西山期
Paleocurrents of Nishiyama stage

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について（影山・鈴木）

長岡市・小千谷市東方山地の一般流向は SW→NE 方向で、ロンジチュディナルな方向を示すが、基盤よりでは、基盤方向からの流れを示すものもある。柏崎市米山の南部地域では、前期の椎谷期と同様に複雑な流向を示す（本座、1965）が、一般流向は SW→NE 方向であろう。難波山地区の名立層（西田・津田ら、1966）の互層中には、各種の底痕が観察できる。その方向は南からの堆積物の移動を示している。

新潟地区には、前期からの漸移的な砂泥互層（浜忠層）から始まって、塊状泥岩で特徴づけられる西山層が堆積する。このことは、前期の椎谷期は、基盤隆起により多量の粗粒堆積物の供給が行なわれていたが、西山期には、後背地が前期と比較して低平化され、後背地からの粗粒物質の供給が少なくなったものと考えられる。

火山活動も、前期から引き続いて米山や東山西部などに、小規模に行なわれた。弥彦山塊は、隆起運動を続けており、この時期には、地形的に完全にあらわれたであろう。これは、第7図にみられるように、寺泊一椎谷の海岸で流向は前期の椎谷期と異なった様相を呈する。すなわち、砂を堆積させた流れは、N→Sと反対方向に向かっている。しかも、その粗粒堆積物中には、花崗岩類や古期岩類礫が認められ、また砂層の消長も流向と調和している。このことは、この地域の北方ないし北西方に古期岩類からなる、隆起浸食部が存在したことを意味する。

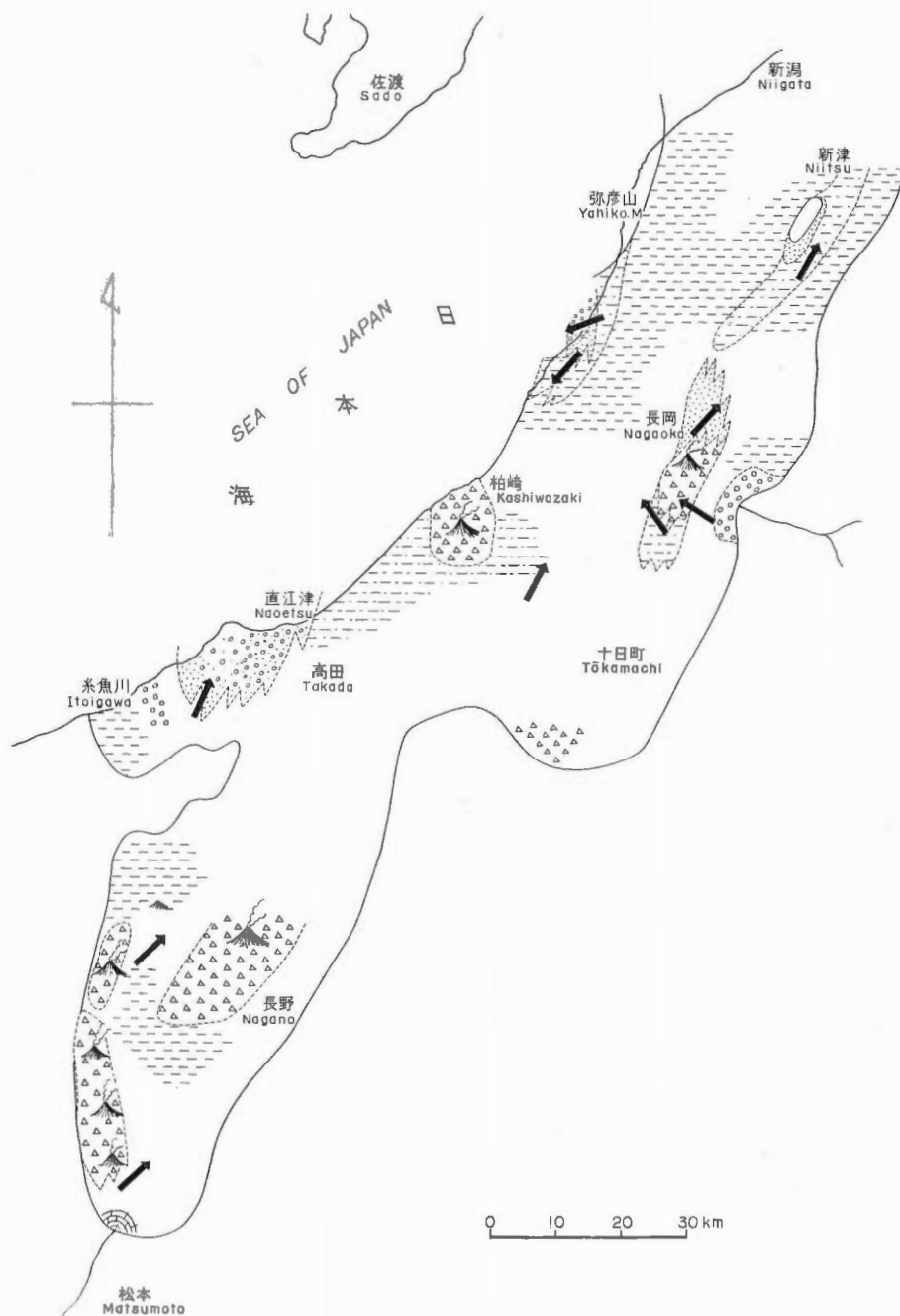
北蒲原においては、この期の堆積物に層間異状が多く発達し、しかも、瀬波背斜・新胎内一中条一紫雲寺背斜は、この期から基盤が上昇して、形成された背斜であるという（片平、1969）。また、新津一加茂地区においても、前期から引き続いて火成活動を伴う変動があり、相対的な沈降部が隆起帯に転化し、そこから東方に向かって火山岩が堆積物として供給されている（鈴木・影山、1965）。すなわち、前期まで沈降を続けていた地域が隆起帯に転化し、隆起運動を開始した。このため、前期にくらべて、西山期以後は浅海性の堆積物が発達する。加茂市北方の貝殻片を多量に含む石灰質のいわゆる大沢石は、これをものがたっている。また、北方で西山層がグリーンタフに直接に接している隆起部があるという（正谷清講演による、1971）。

一方長岡市・小千谷市東方山地では、中心部よりも、砂層の挟在が頻繁である。この地区は、前記の椎谷期の活発な火山活動の余韻的なものが存在した。砂を堆積させた流れはロンジチュディナルなものであるが、東の基盤からの流れがあり、粗粒物質を供給したようである。

難波山地区は、川詰層・名立層にみられるように、この時期から多量の砂の供給をうけて SW～NNE 方向の流痕を記録している。川詰層に従来綱子礫岩とよばれる厚い礫岩が発達する（兼子、1944）。この礫岩は、東方から西方に次第にその厚さと粒度を減ずる。この礫岩中には、結晶片岩や花崗岩類の礫が含まれる（西田彰一談）。ここもおそらく、前述の寺泊一椎谷地区と同様に、現在の海中に存在したであろう隆起部を構成する基盤岩からもたらされたものであろう。

川詰層と上位の名立層との関係は、野外観察では整合的關係にあるが、名立層が能生谷層を直接おったり、また、下位の川詰層を切るなど下位層との間に不整合の存在が考慮されるという（西田・津田ら、1966）。

産出化石からみて、冷水系で陸棚上に広く分布する生物群に相当するが、*Patinopecten kurosawaensis*、*Chlamys swifii* などに代表されるように、落ち込み要素の化石もみられる（大山桂談）。ようするに火打



第 8 図 西山期の古地理図
Paleogeography of Nishiyama stage

Ⅳ.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)

山層から能生谷層にかけて沈降を続けていたこの地区が、反転して隆起帯に転じた。

一方長野地区は、前期の椎谷期に引き続いて SW→NE 方向の流れにより、基盤から碎屑物の供給が行なわれた。この地区は、新潟堆積区の後背地の平坦化ほどではないが、隆起の進行は、前期ほどではなかったと思われる。また、この地区では、この時期の火山活動は活発で、盆地の中央部や糸魚川―静岡線に沿った地域に、安山岩の活動が行なわれた。

なお、金原 (1950) によると、西山期は有孔虫 *Angulogerina-Uvigerina* 動物群によって特徴づけられる。そしてこの動物群は、現在の富山湾口 300~1,000m の動物群に一致する、ということである。

灰爪期

灰爪層は、砂質泥岩によって代表される岩相を呈する。いわゆる夏川石のような石灰質泥質砂岩は、模式地とその周辺の灰爪層を特徴づけている。

岩相的に、流痕という形での流れの記録がとぼしい地層である。このため、流向判定の資料はえられなかった。

金原 (1950) によると、灰爪期の有孔虫は *Cassidulina-Cibicides* 動物群で代表され、富山湾口 150~300m の寒暖両水系の不連続層のそれに近い環境に堆積したものと考えられる注2)。また、本層中に産する貝化石は、富山湾の 50~150m の深度に棲息する種類を大分含んでいる、とのことである。

いずれにしても、これら新潟県西部の灰爪層は、浅海化が進行して、非常に浅い環境下に堆積したものであることがわかる。

難波山地区の谷浜層は、海岸の模式地付近では泥岩と火山円礫岩が主である。下位層との関係は、野外では一見整合的であるが、分布からみて不整合関係であるという (西田・津田ら, 1966)。

産出化石からみると、堆積環境は *Antiplanes contraria* を産するように比較的深い要素であるが、*Turritella saishuensis* など浅い環境の化石が普通にみられる。前期の名立層とほとんど同じで、陸棚上に広く分布する生物群に相当し、落ち込み化石を含むということである (大山桂談)。

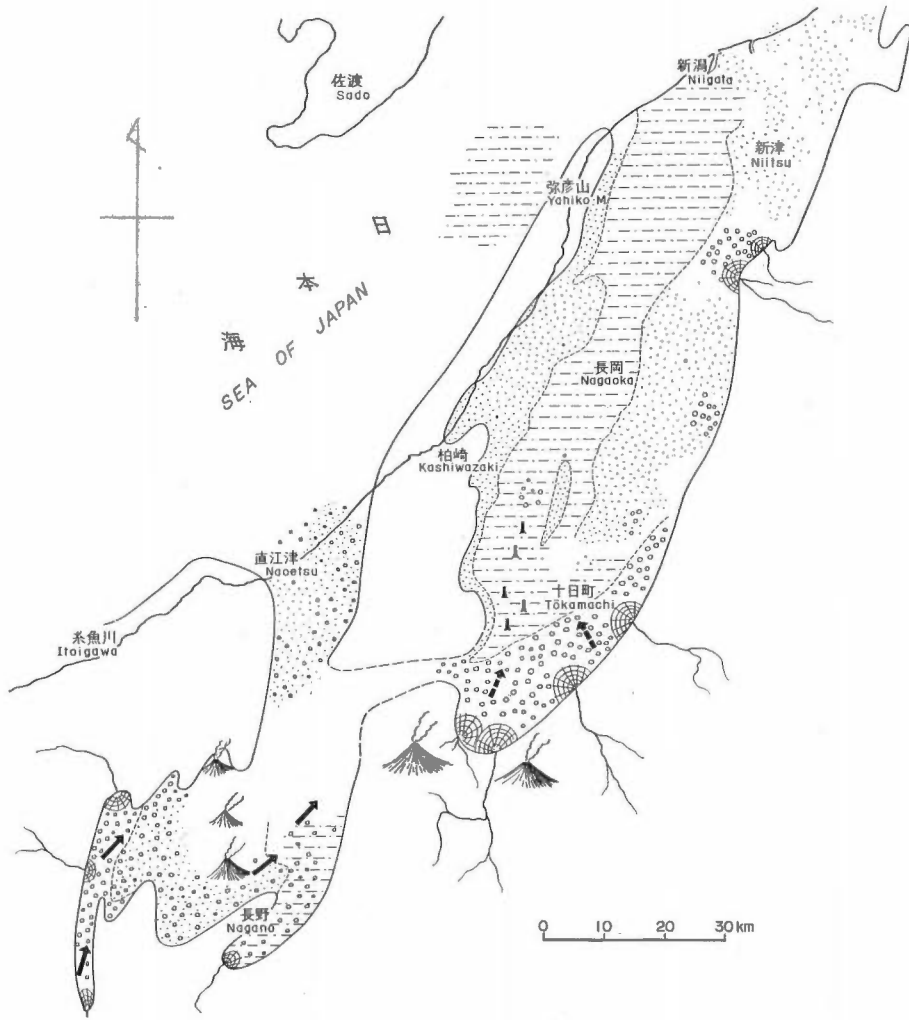
長野地区の柵層は、下部の安山岩質の凝灰角礫岩層で特徴づけられるが、この期の堆積物は砂質泥岩が主で、新潟のそれらと同様の環境で堆積したものであろう。なおこの地区では、前期からの火山活動が続いていた。

なお、佐渡についての 2, 3 の資料について付記する。佐渡の沢根町付近に沢根層が分布し、灰爪層に対比されている。広義の沢根層の上半部 (質場層) は砂泥互層であるが、その砂岩層は塊状級化部または平行ラミナ部の組織をもつものが卓越するが、まれに塊状級化部と平行ラミナ部がかさなる組織も認められる。上部の砂岩を削って泥層の上面にあらわれるソールマーキングは、ほとんどロード・カーストであり、他の流痕も荷重変形をうけている。方向は N40~70W と判読でき、砂粒を運搬した流れの方向は判定できないが、W→E 方向であろう。この下位の河内層中にも、N20E 方向の荷重変形した流痕が存在するが、これは SW→NE 方向と推定される。

魚沼期

この時期になると、後背地は急激に隆起を開始し、堆積盆地へ礫岩などの粗粒堆積物が多量に供給さ

注2) 現在の日本海の有孔虫の生態を地層中のそれに直接当てはめることには問題がある (内尾, 1974) けれども、一応そのまま引用しておくことにする。



第 9 図 魚沼期の古地理図
Paleogeography of Uonuma stage

れた。

長野堆積盆地のこの期の堆積物である猿丸累層は、その大半が砂岩・礫岩で構成されている。それらは古期堆積岩類・花崗岩・石英斑岩・片麻岩類および石英閃緑岩・玢岩・古期安山岩・変質頁岩などが混合しているが、これらの礫岩の種類は、この地方の西側地域には飛騨山塊のもの、東側地域には河東隆起帯のものが多い(八木・八木, 1958; 平林, 1966; Hirabayashi, 1970)。

長野の中条一七二会堆積盆をみると、五十里砂岩層から城下砂岩礫岩層へと粒度を増し、亜炭層を多く含むようになり、浅海～汽水性を示す。魚沼層は、砂岩・泥岩・礫岩などから構成されるが、盆地東部の越後山脈に接した部分に特に粗い。そこでは、古期岩類や花崗岩や結晶片岩などの巨礫岩を主体

IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)

とする岩石から構成されている。この地域から西方に、次第に構成岩は細粒になる。北西側の西山、中央油帯の西部地域では、下部はほとんど砂岩から構成される。小国付近から十日町南西方にかけて、この魚沼層を堆積した盆地の西縁部には、魚沼層下部に亜炭を産し一時稼行されたことがある。

魚沼層の中部は比較的細粒になり、小国付近では砂岩・泥岩との細かい互層よりなる。そして、上部に再び礫岩の卓越した層準がくる。したがって、後背地の隆起運動も、中期には比較的ゆるやかになった時期をはさむものと考ええる。

この時期の化石動物群は、柵下部層は下楡木化石動物群によって特徴づけられ、*Anadara amicola*, *Glycymeris yamasakii*, *Patinopecten yamasakii* その他で寒流系である (八木・八木, 1958)。この累層上部の猿丸化石動物群は *Ostrea gigas* の化石層が発達し、*Trapezium japonica*, *Cyclina orientalis* のような、汽水性のものが多くなっている。

豊野累層は、飯縄凝灰角礫岩層・豊野砂岩泥岩層・飯縄火山灰層等からなる。豊野砂岩泥岩層からは、*Corbicula atrata*, *Cristaria cf. plicata* 等の汽水性貝類が採集されている。岩相は静水に近い湖沼性であるが、一部は崖錐層の周縁相を示しているところもある (八木・八木, 1958)。飯縄火山灰層中の泥炭層中からは、*Menyanthes trifoliata* の産出が報告されている。このように豊野堆積盆は、湖沼性をおびたものであることは、貝化石、珪藻類、岩相等から確かめられている (富沢, 1954; 斉藤, 1955)。

魚沼層は、一般に汽水ないし淡水に堆積したものと考えられ、カキ殻の密集帯が挟まる所がある。したがって、魚沼層を堆積した水域は北北東に開いた内湾性の環境で、北西の縁辺部は停滞した環境だったのであろう。そして東方には、かなりの高い険しい山地が迫っていたであろう。なお、この南東には、安山岩質火山岩を噴出した火山があって、南部の魚沼層に同質の凝灰角礫岩を供給したものと考えられる。

あ と が き

この報告は、第三系堆積盆地の形成機構の研究の一環として行なわれたものである。したがって、構造地質学的な要素が主となる。しかしすべての構造運動は、大なり小なり地形変化の要因であることは当然であるが、さらに、堆積物の供給および沈積と岩相をも支配するものであるから、地質構造の考察により、重要な暗示を得られる場合がある。また、堆積岩中に、直接地理学的情報が記録されていることが多い。

なお古地理図には、堆積盆地の汀線の位置を明らかにすることは、もちろん大事なことであるが、さらに理想的なものを描けば、陸域の地形 (起伏)、河川分布、湖沼、海底地形 (起伏、水深)、海流、波浪、海水成分、気候、当時の火山活動などの他に、堆積物の供給地域の構成岩石などの復元も重要である。

以上のような理想的なものからは未だ遠いが、予察的な段階の図を作製してみたというのが実情である (昭和47年2月25日脱稿)。

参 考 文 献

BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam.

- 平林 照雄 (1966) : 松本盆地周辺の第三系の頸岩についての地質学的研究. 地質学雑誌, vol. 72, p. 191-203.
- HIRABAYASHI, T.(1970): Neogene conglomerates and cenozoic geohistory of the northern Fossa Magna in central Japan (part 1・2) *Chikyūkagaku*, vol. 24, no. 3, p. 79-92; p. 115-128.
- 本間不二男 (1931) : 信濃中部地質誌. 古今書院.
- 木座 栄一 (1965) : 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期一西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察 (その 1・2). 石油技術協会誌, vol. 30, p. 86-93; p. 123-129.
- 池辺 展生 (1940 a) : 魚沼統の貝化石群. 地質調査所輯報, no. 1, p. 6-12.
- (1940 b) : 新潟県各油田の地層の対比. 石油技術協会誌, vol. 8, p. 363-372.
- 猪間明俊・城戸秀夫・藤岡展介・笹川清一・森田謙宏 (1969) : 中越における椎谷層一西山層の古流系の研究 (演旨). 石油技術協会誌, vol. 34, p. 172.
- ・小林正直 (1969) : 坑井における古流系の研究. 石油技術協会誌, vol. 34, p. 303-313.
- 影山邦夫・鈴木尉元 (1971) : 信越地向斜の古地理と古流系. 日本地質学会, 1971年学術大会演旨集.
- ・————・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. 地質調査所月報, vol. 22, p. 53-60.
- 金原 均二 (1950) : 新潟油田の地質. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 19-32; p. 62-83.
- 兼子 勝 (1944) : 新潟県郷津油田地質図及同説明書. 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地質構造発達史. 地団研松本支部.
- 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.
- 長野県地質図, 1/20万 : 内外地図.
- 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一いわゆる難波山層に関する研究一 (その 1). 新潟大学理学部地質教室研究報告, no. 1, p. 1-14.
- ・————・長谷川美行・永田聡・篠原興弥 (1966) : いわゆる難波山層の堆積構造一いわゆる難波山層に関する研究一 (その 2). 新潟大学理学部地質教室研究報告, no. 1, p. 15-20.
- 佐々木清隆・牛島信義 (1966) : 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する級化砂岩の堆積学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 289-304.
- ・———— (1968) : 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層の砂岩の重鉱物組成. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 59, no. 9, p. 84-90.
- 篠原 興弥 (1967) : 新潟県東頸城地方の上部中新統にみられる Current direction について (演旨). 地質学雑誌, vol. 73, p. 103.
- 鈴木 達夫 (1938) : 長野県長野油田図. 地質調査所.
- 鈴木尉元・影山邦夫 (1965) : 新潟県加茂市付近の地質構造とその発達段階について (演旨). 石油

IV.1 信越地向斜の古流系と古地理について (影山・鈴木)

技術協会誌, vol. 30, p. 206-207.

津田 禾粒 (1956) : 古地理よりみた佐渡の地史—いわゆる Green tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究. 地質学雑誌, vol. 62, p. 550-558.

———・永田 聡 (1969) : 新潟県下の新生界中に発達するフレッシュ型互層に関する諸問題—いわゆる難波山層に関する研究 (その4)—. 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. 275-282.

内尾 高保 (1974) : 新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 255-277.

八木貞助・八木健三 (1945) : 上水内郡地質誌. 古今書院.

The Paleogeographic Reconstruction of Northern Fossa Magna Region

Kunio KAGEYAMA and Yasumoto SUZUKI

Based on the data of lithology, fossils and paleocurrents, the present authors tried to reconstruct the paleogeography of so-called northern Fossa Magna region since middle Miocene. The paleocurrents data are summarized in Figs. 2, 3, 5 and 7 which are collected by many authors. The paleogeographic maps at each stage are shown in Figs. 4, 6, 8 and 9.

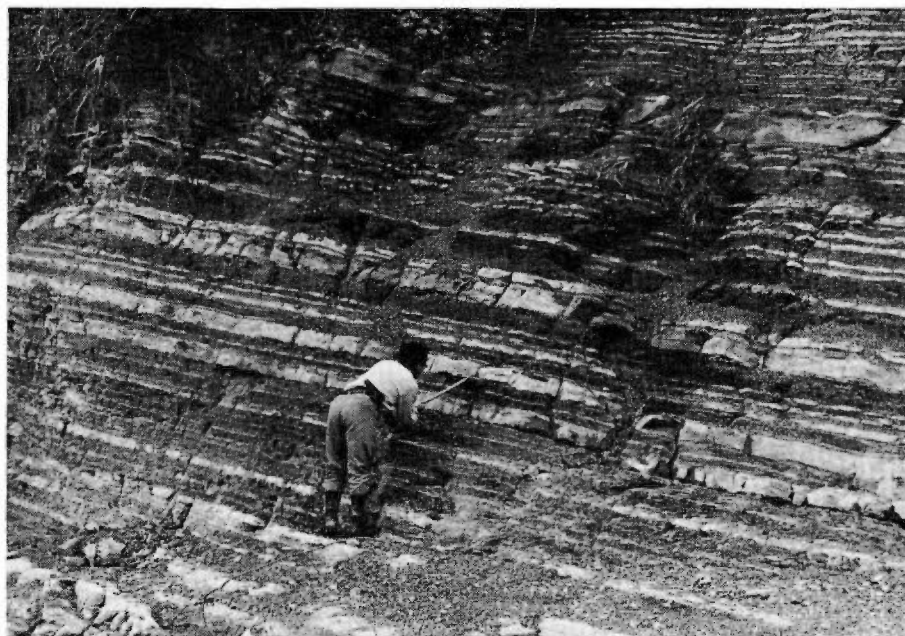
At early stage of the basin, the provenance from which the sediments are supplied is relatively low in height and so the sediments are very fine.

At late Miocene, the tectonic activity is activated and such coarse sediments as sand and pebbles are supplied into the basin. Not only faulting but andesitic volcanic activity in the basin is also very active at this stage.

At Pliocene, tectonic and volcanic activities are weakened in the basin as well as in the provenance. At Pleistocene the height of the provenance becomes higher and higher and the basin is narrower and such coarse sediments as sand, pebbles and cobbles are distributed around the provenance.



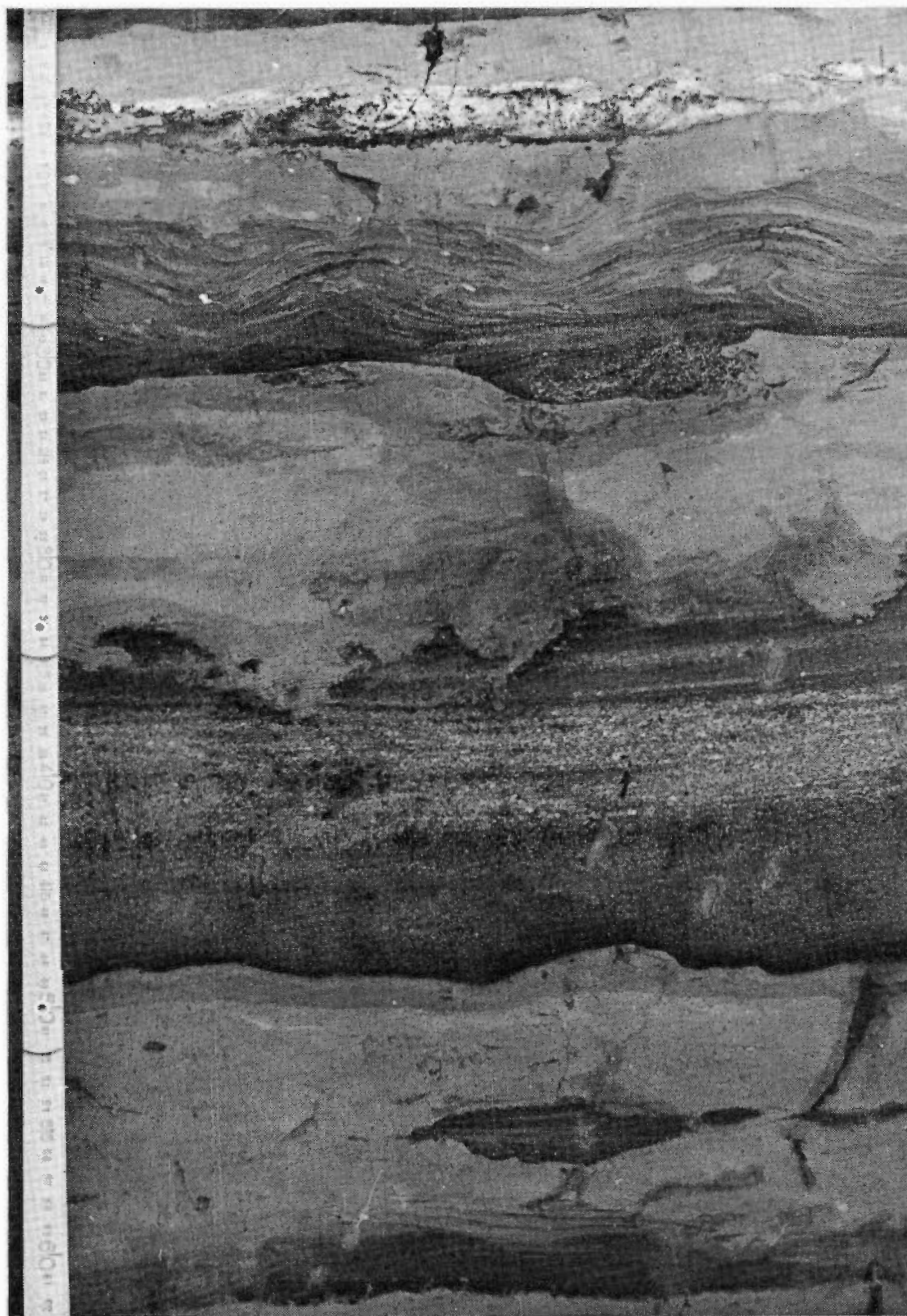
1. 火打山層上部のフレッシュ型砂泥互層（新潟県名立町難波山林道）



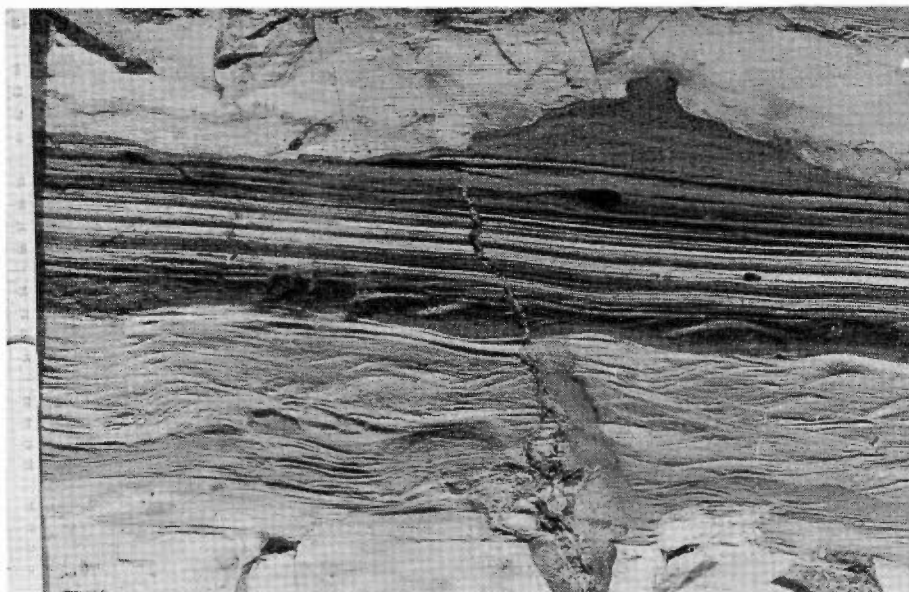
2. 寺泊層のフレッシュ型砂泥互層（新潟県寺泊町大河津分水—寺泊層模式地）



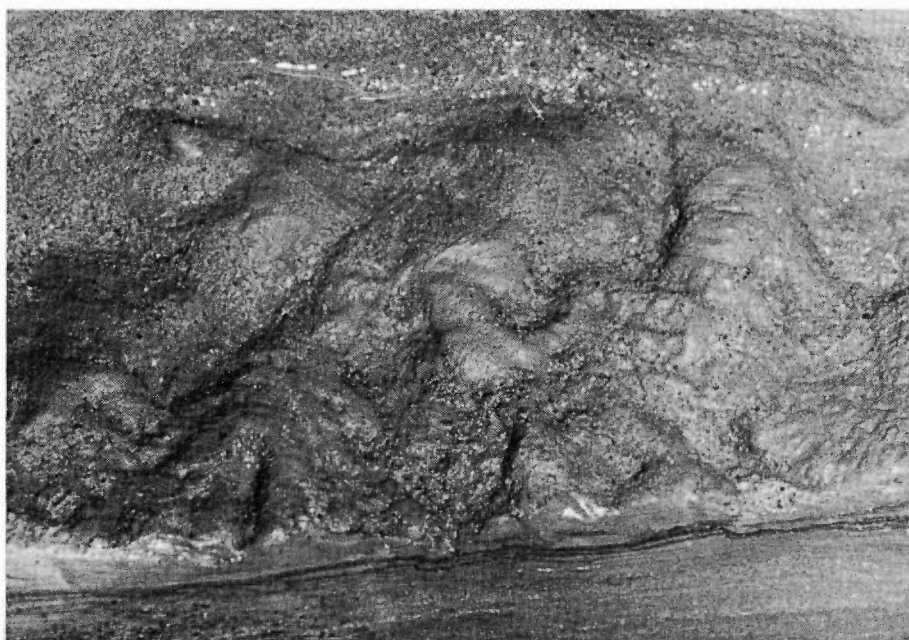
1. 浜忠層中の比較的厚い砂岩層の組織（新潟県寺泊町山田）



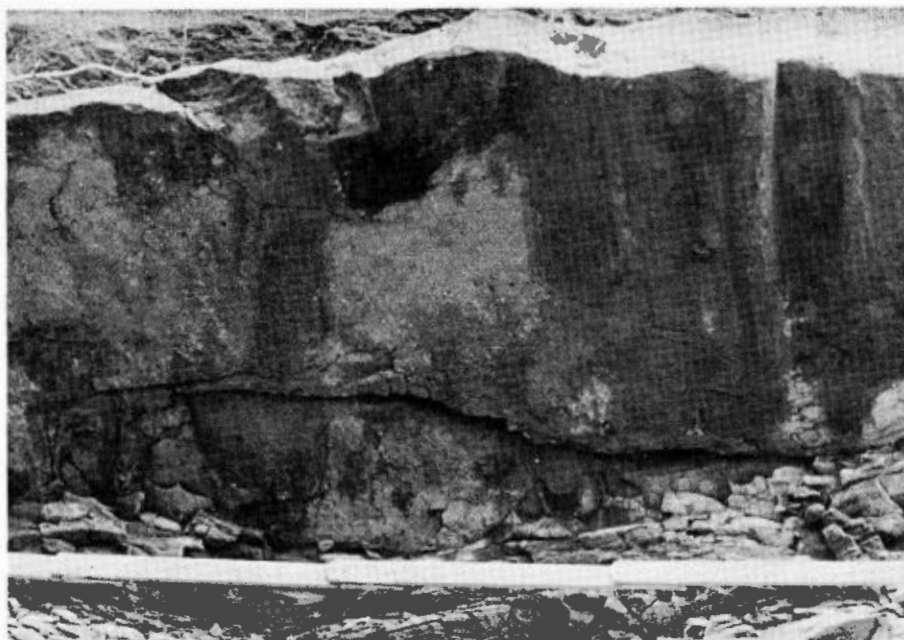
1. 浜忠層中の砂岩層の組織，砂岩層や泥岩層が底棲動物により乱されている
(新潟県寺泊町山田)



1. 浜忠層の比較的厚い砂層のラミナの様式と基底の形態（新潟県寺泊町山田）



2. 浜忠層の泥岩層上面のフルート・ロードカースト（新潟県寺泊町山田）



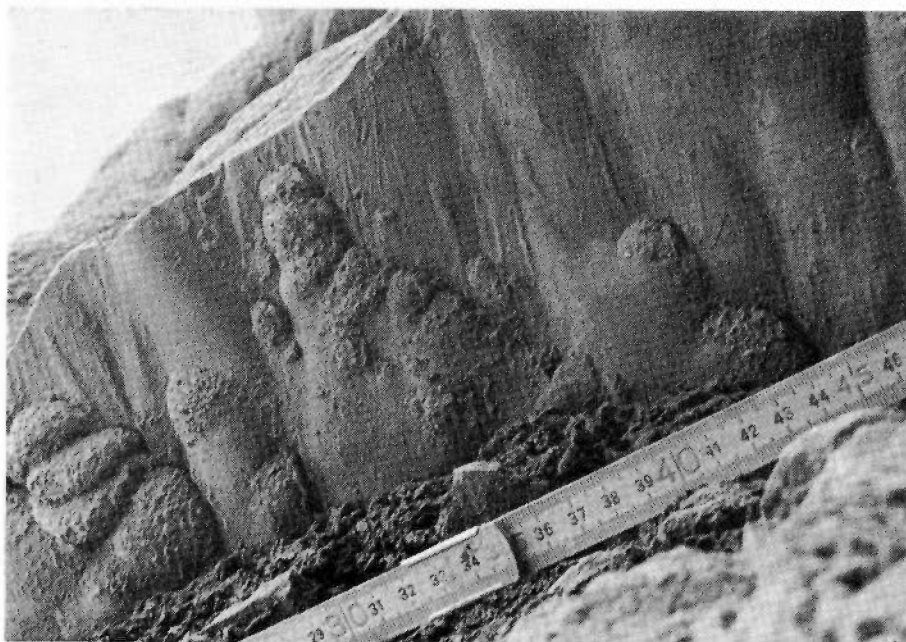
1. 寺泊層の砂岩層下面のグループ・カースト（新潟県寺泊町大河津分水—寺泊層模式地）



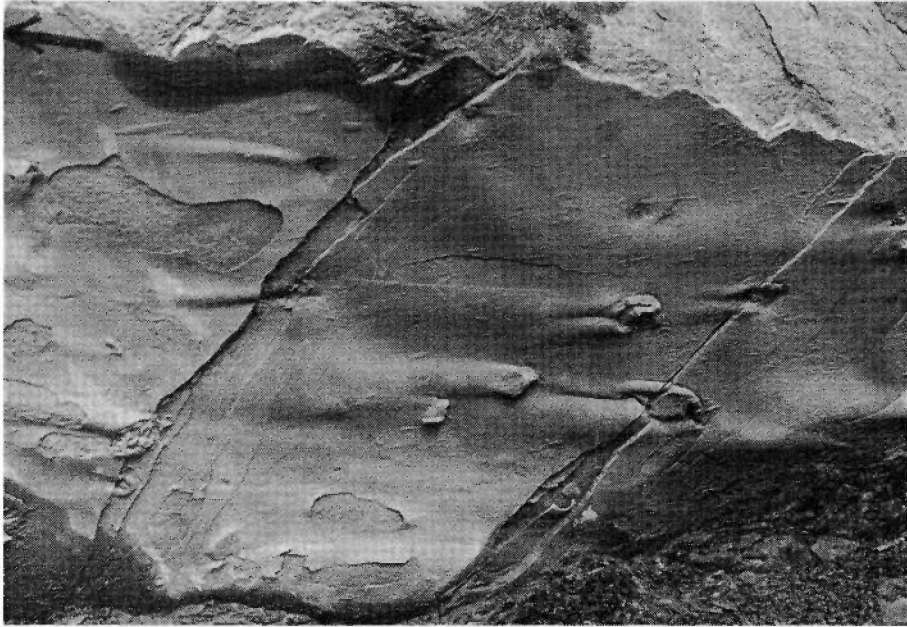
2. 西飛山層の砂岩層下面にみられる流痕（新潟県新井市難波山林道）



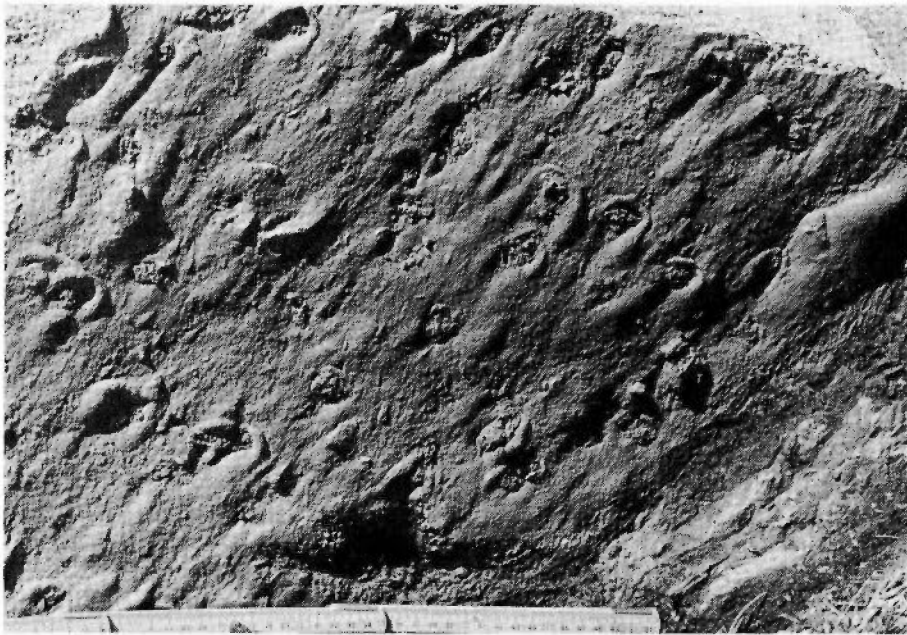
1. 西飛山層の砂岩層下面のフルート・カースト，流向は右下から左上
(新潟県新井市難波山林道)



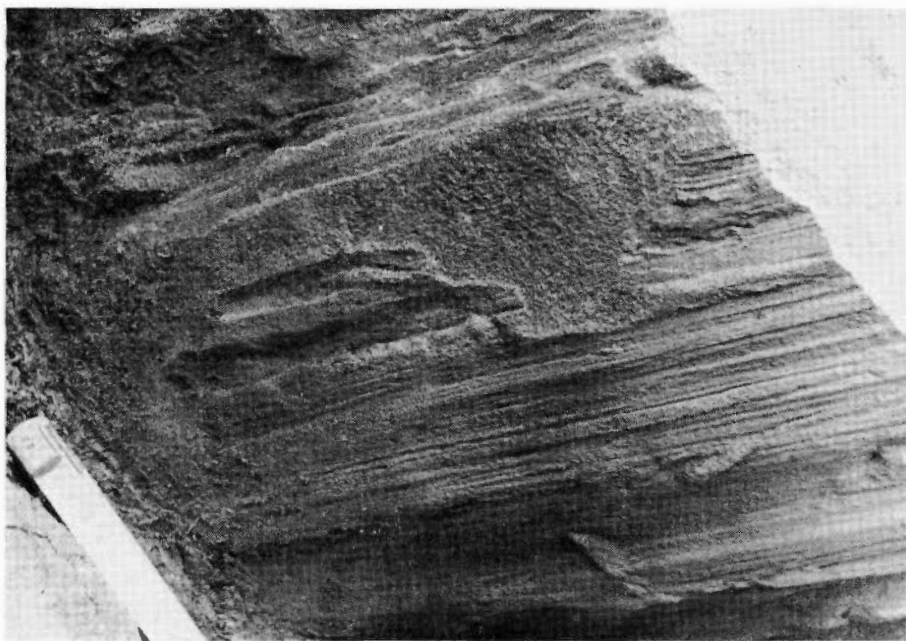
2. 西飛山層の砂岩層下面の上流側がねじれたフルート・カースト
流向は上から下 (新潟県新井市難波山林道)



1. 西飛山層の砂岩層下面のクレスセント・カースト。流向は右から左
(新潟県新井市難波山林道)



2. 西飛山層の砂岩層下面のクレスセント・カースト。流向は右上から左下
(新潟県新井市難波山林道)



I. 西飛山層の砂岩層下面にみられるグループ・カースト（新潟県新井市難波山林道）



1. 西飛山層の砂岩層下面のバウンス・カースト（新潟県新井市灘波山林道）



1. 西飛山層の砂岩層上面にみられる非対称のリップルマーク
(新潟県新井市難波山林道)

IV.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立

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

新潟第三系堆積盆地は、いわゆるグリーンタフ地向斜中に位置している。この地向斜は、前期中新世に新潟堆積盆地の東方での隆起に伴う高角度の断層の発生、酸性火山岩の噴出に始まる。次いで、この地域は隆起帯に転化し、その側方に沈降盆が形成される。ここに、暗灰色泥岩によって特徴づけられる中期中新世の七谷層と寺泊層が、堆積した。

後期中新世の椎谷層は、砂岩・泥岩互層や火山岩・火山砕屑岩から構成される。この期の堆積の中心は、前期よりも西に移動した。堆積盆地内の差別的な昇降運動は激しく、断層や褶曲構造も成長した。後背地も隆起した。

鮮新世の西山層や灰爪層は、泥岩や砂質泥岩など細粒岩によって特徴づけられる。火山岩は少ない。造構運動や火山活動が衰え、後背地の隆起運動も弱まったことを示している。堆積の中心は、前期よりも更に西に移動した。

更新世の魚沼層は、礫岩・砂岩や泥岩からなる。堆積盆地南東部の越後山脈に接した地域には、厚い礫岩が発達していて、この期に同山脈が激しく隆起したことを示している。盆地内の褶曲も成長した。なお、盆地の南方では、安山岩の火山活動が行われた。

魚沼層堆積後の激しい褶曲運動によって、堆積盆地内の褶曲は完成した。なお、現在も褶曲運動の進行していることは、段丘面の変形や一等水準点の資料からわかるが、それらは、第三系の構造と必ずしも平行していない。

新潟堆積盆地内には、多くの石油や天然ガス鉱床が胚胎している。それらは、第三系中に発生し、造構運動にともなって移動し、最終的に鉱床の場へ集積する。石油母層と考えられている七谷層・寺泊層などの堆積の中心は、堆積の単元の東部に位置し、重要な貯溜岩層である椎谷層の堆積の中心は、それよりも西に移動していることは、さきにのべた。新津・東山や西山油田など第1級の石油鉱床は、これらの堆積の中心に近接した位置に形成されている。

ま え が き

わが国においては、石油・天然ガス鉱床の大部分は、第三系堆積盆地に胚胎している。それらは、第三紀堆積岩中に発生し、その中を移動しその組成を変化させながら最終的に鉱床として集積した、と考えられている。石油の発生は一般に母層の堆積後すぐを開始される、と考えられている。それは、堆積盆地の変遷にしたがって、周辺の地層や岩石と化学的に反応しながら、最終的な鉱床の場へと移動し集

* 燃料部

積する。したがって、石油や天然ガス鉱床は、堆積盆地の構造発達過程と密接な関係をもって形成される。

このような観点から、この論文集の各論文を参照しながら、新潟堆積盆地の構造発達史をまとめ、石油・天然ガス鉱床の形成される場の条件を考えてみよう。まず前半において、この堆積盆地の発達の概要をたどってみる。次にそのような発達過程をふまえて、石油鉱床の形成される条件を考えてみることにしよう。

1. 新潟堆積盆地の構造発達史

筆者らは、新潟堆積盆地を構成する新第三系、第四系を各時期の構造運動の性格によって次のように区分するのが適当であると考える。

- 1) 相川～津川期
- 2) 七谷～寺泊期
- 3) 椎谷期
- 4) 西山～灰爪期
- 5) 魚沼期
- 6) 後魚沼期

これらの一括された各時期の構造運動は、それらの前後の時期とは異なった、固有の運動によって特徴づけられる。それらは、後に述べることにする。なお、これは従来の区分とは多少異なっている。従来の区分には、最近の地質学的研究からみて適当でない点があるからである。それを次にのべる。

大村 (1930) は、新潟堆積盆地の地層を釜鏝蛮岩、高柳凝灰岩すなわちグリーンタフ層準から寺泊層までを一括して頸城統とし、椎谷層から白岩層 (灰爪層) までを中越統、魚沼統、准第三系と 4 区分した。鯨岡 (1962) や望月 (1962) も同様に、津川層から椎谷層までを一括して頸城層群としている。高柳凝灰岩や津川層は、堆積盆地発生の段階の地層であって、主として凝灰岩や凝灰角礫岩によって構成されている。その上に重なる地層は、陸源の碎屑岩を主とし、性質を全く異にしている。また、後に指摘するように、構造運動の性格も非常に異なっている。したがって、これらを一括するのは適当ではない、と考えられる。

石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会 (1969) においては、従来の灰爪層と魚沼層下部の塚山層によって代表される堆積期を一括して、灰爪・塚山期として取扱っている。後にのべるように、魚沼層は、堆積盆地の周辺では下位層と不整合関係にあることに加え、魚沼層とそれ以前の西山・灰爪層では、構成層の性質も全く異なるし、構造運動の様式も全く異なっている。したがって、これらを一括するのは正しくない、と考える。

相川～津川期

この時期は、新潟堆積盆地の発生する段階である。この時期には、激しい火山活動をともなう断層運動によって、各所に陥没盆地を生じ、厚い火山岩や火山碎屑岩が堆積した。すなわち、いわゆるグリーンタフが大量に噴き出したことによって特徴づけられる時期である。このグリーンタフの活動の場は、新潟堆積盆地東方の朝日・飯豊山地や、越後・三国山脈を結ぶほぼ北北東-南南西方向で基盤岩類の分

Ⅳ.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立 (鈴木・三梨・影山・宮下・島田・小玉)

布する複背斜地域で、堆積盆地内にはあまり活発でなかった、と考えられる。第三系の下位層の露出する北蒲原地域において、津川期のグリーンタフは東部の複背斜地域に主として発達し、複背斜内に位置する楕形山脈周辺では、同期の堆積物はアルコーズ砂岩を主としていることは、このことを裏付ける事実である。

グリーンタフ下位層の相川層は、新潟堆積盆地の周辺地域についてみると、越後山脈の西縁部に南北方向にのびた地域に主として分布し、安山岩質火山碎屑岩や火山礫岩を主とする地層である。おそらく、基盤の陥没した部分に堆積したもので、周辺の基盤岩とは断層ないしアバット関係で接する。

グリーンタフ上位層の津川層は、中条東方地域や栃尾東方地域にみられるように、北西—南東方向に基盤に挟まれて分布している。主として、流紋岩ないし石英安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩からなっている。この津川層のグリーンタフは、その個々の発生機構は±10 km 単位の陥没構造を示すであろうが(藤田, 1969)、全体としては、前述の大複背斜地域を胴切りにするような、北西—南東方向で地溝状に基盤に割って入ったもの、と考えられる。同層が周辺の基盤岩にアバット関係で接することの多い事実は、このことによって説明することができる。

これに対して、次の七谷・寺泊層は、この大複背斜の側面に急激な沈降運動ともなって形成されたのであって、一連の運動とはいえ、その発達の場が異なっている、といえよう。

なお、津川期のグリーンタフの分布を規制する北西—南東方向の断層の複背斜部への延長については、北蒲原の坑井による地質断面図(片平, 1969)によると、北西—南東方向の断層はあるが、落差は複背斜部に比べて著しく小さい。この胴切り状断層は、複背斜部を中心に発達したものであろう。

七谷・寺泊期

七谷層は、黒色硬質頁岩によって特徴づけられる。七谷層は、津川期までの北西—南東方向の構造規制の影響が認められ、栃尾東方地域、津川北部や中条東方地域などにみられるような、西に開いた半盆状構造を呈する。すなわち、北西—南東方向の基盤の沈降部に厚く堆積し、北方および南方の基盤岩に一部アバットしながら、急激に薄くなるような堆積様式を示している。

なお、栃尾東方の半盆状構造についてみると、このような盆状の中心部に向って、七谷層の下部層準は、酸性凝灰岩の優勢な岩相に移化する。このような半盆状構造の周辺部には、構造にほぼ平行して半円形に流紋岩ないし石英安山岩などの酸性岩や玄武岩が貫入している。また、いわゆる新発田—小出線(山下, 1970)の南部に沿って、南北方向に直線状に流紋岩の活動が行われた。

寺泊層は、黒色頁岩によって特徴づけられる地層である。この時期には、火山活動は衰えた。

上にのべたように七谷層は、前記の半盆状構造部では、その中央部に最も厚く、側方に急激に薄くなる。下位層の露出する楕形山脈周辺では、この薄化した部分と同程度の層厚である。他の東部の第1級の背斜についても、同様の傾向を示すであろう。したがって、新潟堆積盆地の東部では、七谷層の最大層厚部は、半盆状構造の中央部付近にあると考えられる。次の寺泊期には、盆地北部の北蒲原地域では、その最大層厚部は海岸付近に移動することが確かめられている(片平, 1969)。中越地区においては、七谷層の模式地付近で約 1,500m(三梨・宮下, 1972)、見附 SK4 では 350mと報告されている(望月, 1962)。東山南部の荒谷に掘られた坑井では、非常に厚く、寺泊・七谷層合わせて約 4,000mある。このことから、寺泊層の最大層厚部は、七谷層の層準よりも西に移動し、現在の新潟平野の東方に

あったと考えられる注1)。

次に、新潟堆積盆地の西部についてみてみよう。海岸付近の尼瀬背斜に掘られた坑井の資料によると、寺泊層下部から掘られたが、約 1,800m でグリーンタフに入ると報告されている。小木城背斜南部の吉井では、椎谷層の層準から掘られ、2,800m で基盤に達している (白石ほか, 1969)。新潟平野内の升潟基礎試錐の資料によると、寺泊・七谷層の碎屑岩はほとんど発達していない (PEAC, 1968)。したがって、この層準の層厚は、日本海岸の方向に厚く、東方の現在の新潟平野の方向に薄くなる。

したがって、七谷・寺泊期の最大層厚部は、東西 2 つのゾーンにあったと考えられる。

なお、楯形山脈周辺での観察結果によると、七谷・寺泊層はこの背斜付近で層厚はあまり変化していない。したがって、この時期には背斜の成長はほとんど行われなかった、と考えられる。

七谷・寺泊期の堆積物は底棲生物群によりあまり乱されていない。これは、嫌気性の環境下に堆積したために、底棲動物群集のうちで巣穴にもぐって生活するような種類は、棲息しえなかったのであろう。なお、この時期の底棲有孔虫群集は、非常に深い環境に棲息する性格のもので、この堆積盆地の最も深くなった時期、と考えられている。

椎谷期

椎谷層は、下位の寺泊層、上位の西山・灰爪層が細粒の碎屑岩を主とするのに対して、全般に砂岩の卓越すること、地層の層厚変化が著しいこと、によって特徴づけられる。しかも、堆積盆地の拡がり相対的に狭くなった時期であり、一部の地域で、次の西山期の堆積物が寺泊層を不整合に覆っている。楯形山脈東方、新津東方や三条一栃尾東方など、筆者らの第 1 級背斜の東方に、しばしばこの現象はみられる。

この椎谷期に、堆積盆地内の火山活動が非常に活発化した。盆地の東縁部では、八木鼻から北方へ伸びている地域や、小出から南北にのびている地域に火山活動が行われた。盆地東部では、新津・東山などの第 1 級背斜や猿毛岳を通る背斜に沿った地域に、中部では長岡から真人背斜にかけて、西部では、小木城背斜の東の脚部にあたる藤川から南北にのびる地域や八石背斜にみられる。米山地域の火山活動も、本期に最も活発であった。このような状態を反映して、椎谷層の砂岩は、非常に凝灰質である。

この期の火山活動は、一般に安山岩質の火山角礫岩によって特徴づけられるが、周辺の東山の荷傾背斜では石英安山岩ないし流紋岩、八木鼻北方にのびる地域は石英安山岩、新津付近では玄武岩・石英安山岩・流紋岩、楯形山脈では石英安山岩などの酸性岩の火山活動が行われた。この活動をもたらした断裂の方向は、一般に構造に平行する北北東-南南西方向が主であるが、楯形山脈にみられたような、それに直交する方向にも行われた。

このように前期が比較的層厚変化が少なかったのに対し、この期になるとそれが著しくなり、しかも火山活動も活発になったことは、上にのべた。このことは、この時期になって、堆積盆地内に大規模な断裂が発生したことを示している、と考える。

椎谷層の層厚は、西部では日本海沿岸から中央油帯に次第に薄化し、その東の鳥越油田ではさらに薄

注1) 新潟堆積盆地内においては、一般走向に平行する方向での層厚や岩相の変化は、これに直交する方向のそれに比して小さいことが、経験的に知られている。現在までのところ第三系の下位層については層厚の変化を面的に描く程の資料はえられていない。したがって、上の規則性と堆積運動に関する地層の將棋倒し構造運動を適用して、下位層の層厚の分布を推定することにする。

IV.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立 (鈴木・三梨・影山・宮下・島田・小玉)

なることが確かめられている。東部では、盆地の東縁から西に次第に厚くなり、東山背斜西翼から北に最大層厚部があり、ここから西に再び薄化するのであろう。すなわち、この期の堆積の中心も、東と西に2列あった、と考えられる。そして、前記の寺泊期よりもさらに西方に、堆積の中心は移動した、と考えられる。

以上を要約すると、この期は、後背地が隆起したために、堆積盆地内の堆積物は粗粒なものが卓越し、盆地もわずかに狭小になった。同時に、堆積盆地内でも差別的な昇降運動が激しくなると同時に、断裂が発生し、そこに活発な火山活動が行われた。このような構造条件を反映して、椎谷層中には、深層地送り型、表層地送り型など、各種の層間異常が発達している。すなわち、差別的な地殻の昇降運動が激しくなるとともに、地表にもそれが反映し、海底地送りを生ずるような傾斜面が形成された。この地送りの運動方向は、この沈降運動の中心に向っていることが、確かめられている(小玉・樋口・三梨, 1971)。

なお、七谷・寺泊期の堆積物が、底棲動物群によってほとんど乱されていないのに対して、この期以後の堆積物は、内部構造が非常に乱されていて、部分によっては、もとの構造がわからない程である。

西山・灰爪期

西山層は、帯緑灰色泥岩、灰爪層は砂質泥岩を主とする地層である。このように、この期の堆積物は、比較的細粒の碎屑岩によって特徴づけられる。火山活動は、前期に活発に行われた米山地域や東山背斜西翼などで、小規模に行われただけで、全般に火山活動は極めて不活発であった。

西山期には、新津背斜の南部にあたる大沢周辺地域では、大沢石と呼ばれる石灰質の介殻や有孔虫殻を豊富に含む細粒砂岩が発達した。この地層は、東方に砂泥互層ないし泥岩に移化するが、この中には、新津背斜上に椎谷期に行われた火山碎屑岩が礫岩として入り込んでいる。したがって、この時期には、新津背斜は浅くなり浸食される様な環境になったことを示している。おそらく堆のような古地理的条件が考えられる。

椎谷期の項でものべたように、楕円山脈の東方、新津背斜東方や東山背斜の北東方など東縁の第1級背斜の東方では、西山層が寺泊層上に不整合に重なる。これは、東方の複背斜地域に比して背斜の隆起運動が活発に行われたことにより、堆積の中心が東方にずれた結果と考えられる。

灰爪期には、西山周辺地域に夏川石と呼ばれる大沢石と同様の地層が発達する。これは寺泊町久田付近から南方に、尼瀬背斜と小木城背斜に挟まれた部分に、湾入した形で分布している。

この時期の堆積物の最大層厚部は、弥彦から中央油帯にのびる地域の東方に位置していて、前期の椎谷期よりも更に西に移動していることがわかる。北蒲原郡の沖合の坑井柱状の結果によると、ここでは、西山層が基盤岩に直接することが知られている。すなわち、場合によると、最大層厚部の移動の結果、西方で基盤岩に直接することが分かる。なお、この期に隆起運動の活発化した新津背斜の東方地域においても、この期の堆積量は大きかった。すなわち、新津から三条の東方にかけて、1,000m以上の地層が堆積している地域が、带状にのびる。ただし、その量は前記の最大層厚部よりも小さい。

上にものべたように、この期の堆積物は、一般に非常に細粒である。このことから、この時期には、後背地は平坦化され、現在みられる山頂の平坦面などの一部はこの時期に形成されたものと考えられる。

魚沼期

この時期になると、堆積盆地は極めて狭くなる。ただしそこでの堆積量や堆積速度はきわめて大きかった。しかも、淡水性や汽水性の堆積物が多くなる(新潟平野団研グループ, 1969)。十日町付近から小国・三条・新潟など、新潟平野の中心部が、この期の堆積の中心で、1,500m以上の堆積物が堆積した。弥彦から米山をぬけて、東頸城山地にかけた地域に向かって、堆積物は急激に薄化する。おそらく、一部は海面上に顔を出していたもの、と考えられる。これはすでに大村(1930)によって予想されていたが、宮下ほか(1970)によって実証された。

この期の堆積物は、盆地の東縁部の十日町南方から小出付近にかけて特に粗粒で、巨礫岩を主体とした岩相である。一般に下位の地層に整合に重なるが、小出付近など堆積盆地周辺や津川ないし七谷層準のグリーンタフに不整合に重なる。この地域から西に次第に細粒になるが、全体的に砂岩や礫岩などの粗粒碎屑岩が卓越することで特徴づけられる。この西方の小国から松代にかけた地域には、この魚沼層の下位層準に亜炭を挟在し、一部稼行していたことがある。また、*Ostrea*の密集帯がみられるなど、半鹹半淡ないし淡水性の環境を指示する化石を多く産することが、報告されている(池辺, 1942)。また、有孔虫は少なく、珪藻の分析などによって、同様の環境を指示する結果が得られている(新潟平野団研グループ, 1969)。

この時期には、堆積盆地が狭くなり堆積層が厚く堆積すると同時に、現在みられる背斜がかなり成長した、と予想される。片貝・真人背斜の頂部に掘られたボーリングの結果が、このことを示している(宮下ほか, 1970)。

この魚沼層の堆積の中心は、時代とともに北部に移動していく。したがって、最大層厚部を合計すると、3,000m以上に達する厚層である。現在、魚沼層分布地域南部にあたる十日町周辺の地域では、深い谷になって魚沼層がさくはくされているのに対して、北部の新潟周辺地域では、その露出がほとんどみられない事実は、同様の運動が現在も継続していることを暗示している。

魚沼期には、堆積盆地の南縁に近い十日町南方で、安山岩質凝灰岩礫岩が多く挟まれ、安山岩の活動が活発に行われたことを示している。

以上をまとめると、この魚沼期は、新潟第三系の堆積盆地が狭くなり、南東部から次第に隆起帯に転化して行く、盆地の消滅する時期と考えられる。同時に、後背地の隆起も激しくなり、非常に粗粒な堆積物によって特徴づけられる。この時期には、堆積の中心が構造を斜めに横切り北北西方向に移動し、前期までの西への移動と多少様式を異にした運動が行われた。

後魚沼期

魚沼層堆積後、比較的短期間に激しい褶曲運動が行われ褶曲は完成した。この構造時相は、魚沼層とその上位のいわゆる矢代田層間の傾斜不整合として、表現されている。極端な場合には、下位の魚沼層最上部が逆転するような構造をもち、その上にほとんど水平に、いわゆる矢代田層が重なる。この運動は、中越地区では現在も進行しているものと考えられる。小千谷周辺地域では、段丘が魚沼層の構造と同方向に傾斜していること(新潟平野団研グループ, 1967; 中村・太田, 1968)、水準点が、褶曲構造と同方向に変位していることなどは、そのことを暗示している(池辺, 1942; 大塚, 1941, 1942; 中村・太田, 1968)。ただし、このような現在の運動様式は、中越地区に特有なもので、西頸城地区では、その

IV.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立
(鈴木・三梨・影山・宮下・島田・小玉)

ような相関は認められない(小玉ほか, 1974)。この地域に支配的な運動は、隆起傾動運動である。このような運動様式は、中越地区でも認められる。出雲崎背斜や寺泊背斜に沿う一等水準点の変位は、現在の背斜構造と完全に平行関係にあるわけではない。たとえば、尼瀬背斜についてみると、椎谷から北へのベンチマークのいくつかは、構造と平行ではない。寺泊背斜においても、ベンチマークの最も隆起する部分は、背斜軸部と完全には一致しない。西頸城におけると同様に、ある程度現在の地形との関係がうかがえる。すなわち、海岸へ突き出した方向に向っては隆起し、引っ込んだ方向には沈降するという傾向が認められるからである。

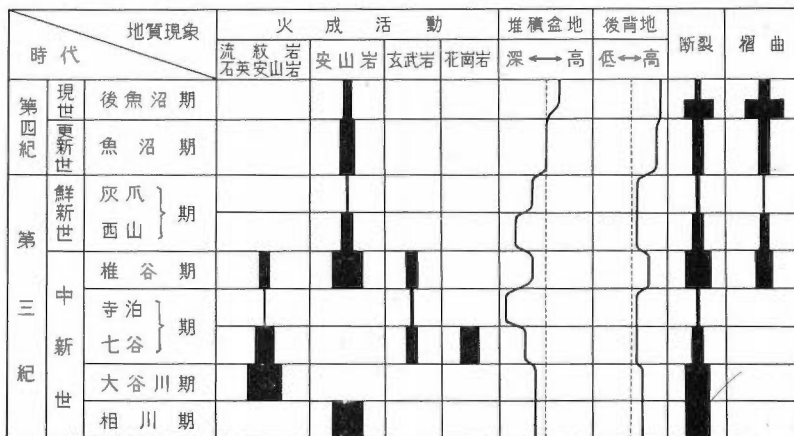
このように、現在の構造運動は、必ずしも第三系の構造を形成する運動と同じではない。それは、西頸城地区にみられる上記の現象の他に、現在の海岸線が、第三系の構造と平行ではなくて、それらを切って発達していることから予想されることである。

新潟第三系堆積盆地の形成は、魚沼層堆積期において一応終り、その後、全般的な隆起の段階に入ったと考えられる。魚沼層自体もすでに削剝されている。一方、海域では魚沼層堆積の場が更に深く沈降している。佐渡と新潟間に発達する佐渡海盆はその一例である。

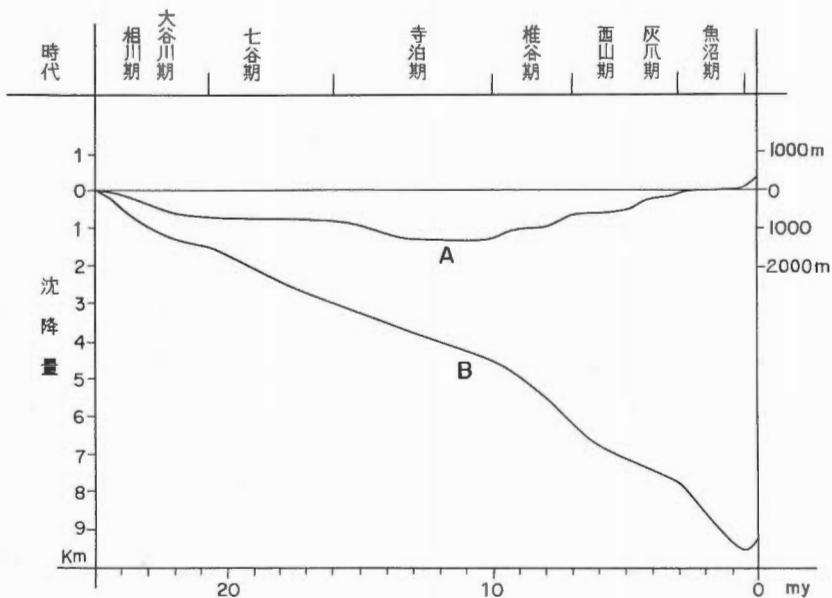
筆者らは、現在の構造運動は、陸域の隆起と海域の沈降を基本にしており、その性格は地塊運動的なものと考えている。しかも、それらは第三紀～第四紀の運動とは異質のものと考えなければならない。ただし、地塊は、古いグリーンタフ期までさかのぼる断裂を一部利用しているもの、と考えられる。

この時期には、後背地に火山活動が活発化し、守門岳・苗場山などの諸火山が、活動を開始した。

このような各期の構造運動の様式や火成活動を第1図に、造構運動を地史的姿態曲線として、第2図に示した。なお、地域別に火成活動と造構運動を示したのが第1表である。



第1図 新潟堆積盆地とその周辺地域の火成活動と造構運動の変遷



第 2 図 新潟堆積盆地の地史学的姿態曲線

A : 堆積面の深度

B : 地殻の沈降水量

第 1 表 地域別の火成活動と造構運動の変遷

	佐渡海盆	新潟堆積盆地	飯豊越後山脈復背斜
相川-津川期			断 裂 ・ 陷 没 火 山 岩 噴 出
七 谷-寺泊期		全 般 的 な 沈 降 塩 基 性 岩 貫 入	隆 起 花 崗 岩 貫 入
椎 谷 期		断 裂、火 山 岩 噴 出 差 別 的 昇 降 運 動	急 激 な 隆 起
西 山-灰爪期	沈 降	沈 降	隆 起
魚 沼 期	沈 降	盆 地 の 狭 小 化 〈 褶 曲 運 動 〉	急 激 な 隆 起 火 山 活 動
現 世	全 般 的 な 沈 降	全 般 的 な 隆 起	火 山 活 動

2. 油田成立の条件

油田第三系の基盤岩は、中生代の花崗岩あるいは古生層からなっている。古生層は先新第三紀に褶曲や断層などの構造運動を受け、完全に固化・石化してしまい、石油の発生とは、ほとんど関係がない。したがって、本地域の石油鉱床を形成した石油は、新第三系自体の中に発生したものと考えられる。

石油は、生物それも主として海棲生物ないしは、その生産した有機物に由来した、と考えられている(三土, 1965)。そのうちで最も重要なものは、浮遊性生物とくに植物浮遊性生物である。これらの有

Ⅳ.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立 (鈴木・三梨・影山・宮下・島田・小玉)

機物が、碎屑物に混って堆積する際に、海底水が停滞していて嫌氣的な環境下にある場では、有機物が分解されることが少なく、有機物に富んだ泥質な堆積物が沈積する。このような堆積物が、有力な石油根源岩になりえたであろう。

この石油に転換した有機物は、全有機物の一部で、相当部分は、有機炭質物として、堆積物中に残留しているに違いない。したがって、石油根源岩としては、瀝青質物に富む泥岩がそれにあたるであろう注2)。それらの岩石は、瀝青質物ないし炭質物の存在と、沈積当時の嫌氣性環境における硫酸還元バクテリアの作用によって、岩石中に微粒として沈殿し、含まれている硫化物のために多く暗色を呈する(三土, 1960)。

石油根源岩の堆積した嫌氣性環境下では、底棲動物は生息していなかったであろう。したがって、化石はまれであり、特に貝類などの大型の化石にはきわめて乏しい。これに反し、浮遊性生物の化石はきわめて普通であり、遊泳性生物の化石もしばしばみだされる。

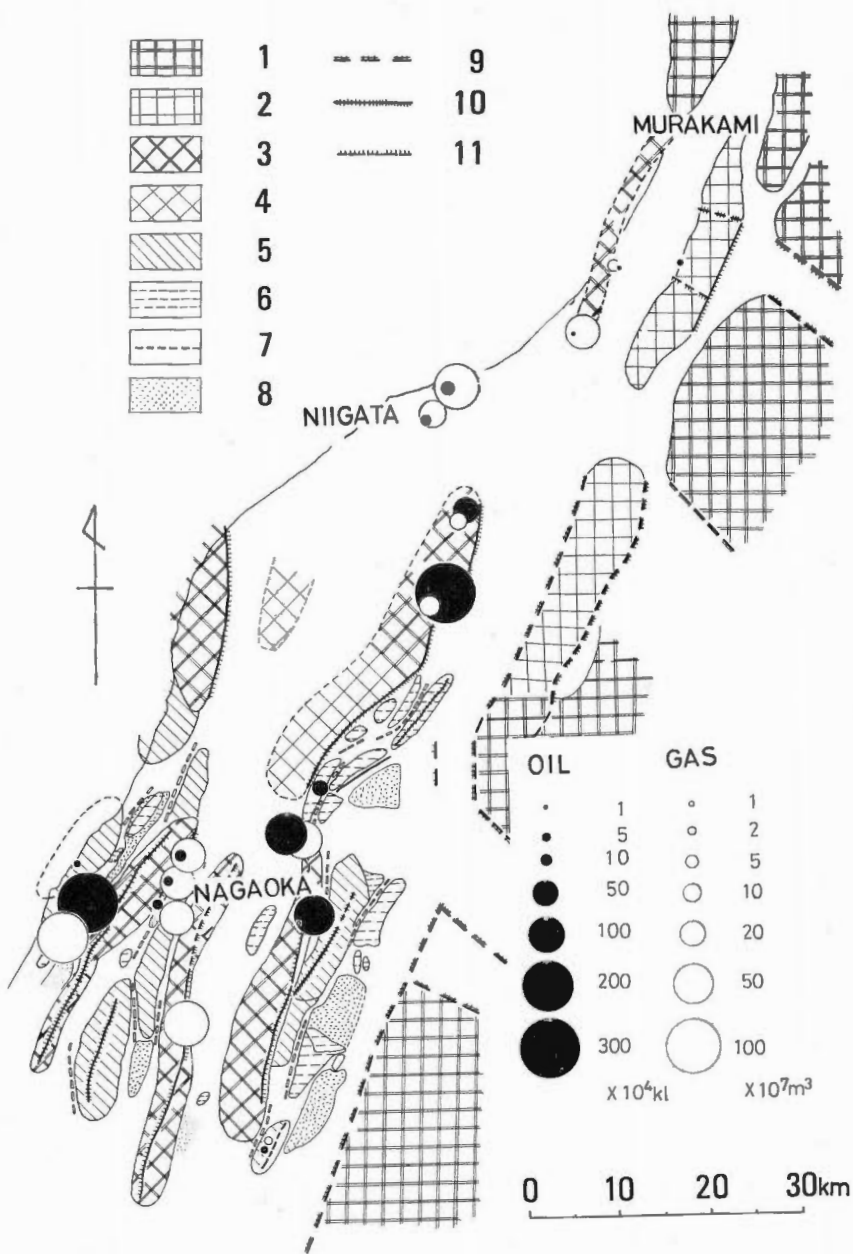
さきにもべたように、七谷・寺泊層はいわゆる硬質頁岩や黒色頁岩からなるが、それらは、組織が底棲動物群によってほとんど全く乱されていない。この上の椎谷層以上の地層になると、それらによって組織が乱されており、それ程の嫌氣的な環境でなくなってきたことを示している。したがって、この堆積盆地の石油根源岩は、七谷・寺泊層であったと考えられる。なお、新潟堆積盆地の大多数の石油鉱床の油槽岩は、硬質頁岩中の凝灰岩、時に火山岩と、黒色頁岩中の砂岩・凝灰岩および時に火山岩と、それらの上部に直接する椎谷層(一部は浜忠層)の砂岩泥岩互層中の砂岩とのいずれかである(第2表)。それらは、硫化鉄の微粒と有機物の散点によって灰色を呈する。また珪藻、海綿骨針、放散虫および有孔虫の遺骸を包有し、瀝青物を含んでいる。このような石油鉱床の層位的位置もまた、黒色頁岩および硬質頁岩が石油根源岩であることを推察させる(三土, 1965)。これらの七谷・寺泊層は、さきにもべたように、東山背斜付近と西山油帯を北北東—南南西に走る地帯に、最大層厚部があったと考えられる。したがって石油はその付近で最も多く発生したに違いない。

次の期の椎谷層は、砂泥互層でその砂層は一般に貯溜岩として適しており、大きな石油鉱床を胚胎している(第2表)。

椎谷層の堆積の中心は、七谷・寺泊層の堆積の中心から西に移動している。そして発生した石油は、この砂層中に主としてトラップされたであろう。石油の移動および集積の最後の段階において、石油はある十分な大きさの相を形成しており、それが水に対する浮力によって水を排除しつつ上昇し、油層岩の形成する地質構造上の高まりに集積するに至る、と考えられる(三土, 1965)。そして堆積運動に従って、二次移動をくり返したのである。

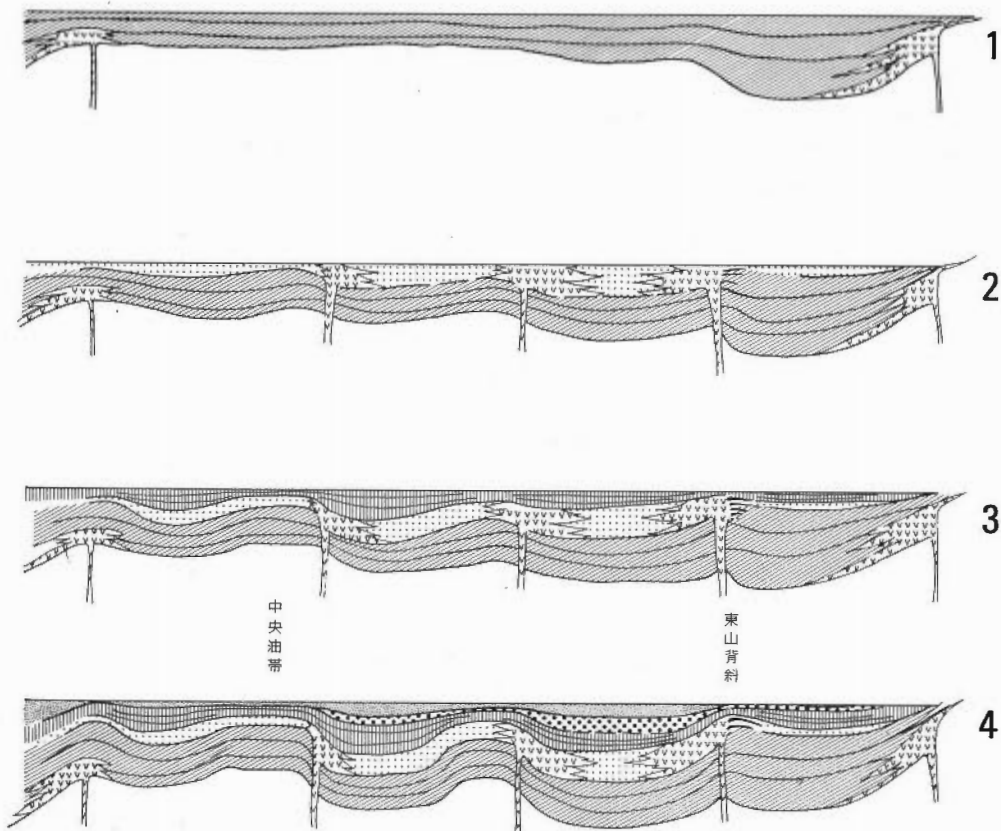
なお、新潟堆積盆地には多くの油田があるが、第1級の油田は、盆地東部の新津油田と東山油田、西部の西山油田で、他の産出量を断然ひきはなしている(第2表, 第3図)。これらの油田地域は、石油根源岩である七谷・寺泊層の堆積の中心と、貯溜岩である椎谷層の堆積の中心とはさまれて位置していることがわかる。その後の構造運動の様式は、各油田で異なり、その構造形態も各々異なっている。このようなことから、第1級の油田成立の条件は、根源岩がまず厚く発達する地域に近接した場所である

注2) なお中国の諸油田のように陸成層中にも石油鉱床は成立することが知られているが、新潟の油田を構成する地層はほとんど海成層で、陸成ないし汽水成層は石油とは関係がない。



第3図 新潟堆積盆地の地質構造と石油・天然ガス累計産出量との関係を示す図

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° 以下の地域, 9. 主として大谷川期以後に活動した断裂, 10. 主として推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. 石油, 天然ガスの累計産出量は, PEAC (1969) と地質調査所 (1957) による。



第4図 新潟堆積盆地における七谷層以降の累積堆積断面図

1：七谷・寺泊層の堆積期，2：椎谷層の堆積期，3：西山・灰爪層の堆積期，4：魚沼層の堆積期
たてのスケールは横の2倍

油田名		産油層	産油量
新津油田		西山層	2.7×10^6 kl
		椎谷層	
		寺泊層	
大面油田		椎谷層	2.2×10^5 kl
		寺泊層	
東山油田		椎谷層	1.1×10^6 kl
		寺泊層	
		(七谷層)	
西山油田	別山油田	椎谷層	7.8×10^4 kl
		寺泊層	
	長嶺油田	椎谷層	
高町油田	椎谷層		
		寺泊層	5.2×10^5 kl
石地・尼瀬油田		寺泊層	
鳥越油田		西山層	8.5×10^4 kl
		椎谷層	

第2表 新潟堆積盆地の主要油田の累計産出量

□ 主要油層
() ほとんど産油せず

ことと同時に、貯溜岩の厚く発達する地域に近接していることが必要条件であるように、思われる。油田自体に、貯溜岩が厚く発達する必要は必ずしもないようである。最終的には、油田は背斜の頂部に位置するが、そのような場に厚い貯溜岩地域から二次的に移動してきて、大鉱床を形成するのであろう。

参 考 文 献

- 藤田 至則 (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.
- 池辺 展生 (1942) : 魚沼統の貝化石群, 地質調査所輯報, no. 1, p. 6-12.
- (1942) : 越後油田褶曲運動の現在まで行はれてゐることに就いて(雑録), 石油技術協会誌, vol. 10, p. 184-185.
- 池辺 稯 (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.
- 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.
- 小玉喜三郎・樋口茂生・三梨 昂 (1971) : 新潟県三島郡中永峠に発達す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.
- ・鈴木尉元・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の相関, 地質調査所報告, no. 250-2, p. 37-51.
- 鯨岡 明 (1962) : 荒谷相の意味するもの (新潟盆地における油田および構造性ガス田の生成条件に対する一考察), 石油技術協会誌, vol. 27, p. 519-556.
- 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.
- 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.
- (1964) : 石油・天然ガス鉱床の生成時期究明の意義とその方法, 石油技術協会誌, vol. 29, p. 294-297.
- (1965) : 石油の起源について, 石油学会誌, vol. 8, p. 2-14.
- 三梨 昂・宮下美智夫 (1972) : 大谷川・七谷地区の地質, 地質調査所報告, no. 250-1, p. 23-48.
- 望月 央 (1962) : 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察——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.
- 中村一明・太田陽子 (1968) : 活褶曲——研究史と問題点一, 第四紀研究, vol. 7, p. 200-211.
- 新潟平野団体研究グループ (1967) : 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.
- (1969) : 小國盆地の魚沼層, 地質学会見学案内書.
- 大村 一蔵 (1930) : 越後油田の地質及び鉱床, 地質学雑誌, vol. 37, p. 775-792.
- OTSUKA, Y. (1941) : Active rock folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, vol. 17, p. 518-522.
- 大塚弥之助 (1942) : 活動している褶曲構造, 地震, vol. 14, p. 46-63.

Ⅳ.2 新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立
(鈴木・三梨・影山・宮下・島田・小玉)

石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会 (PEAC) (1969) : わが国の石油・天然ガス資源—技術報告書一, 283 p.

白石辰巳・西島 進・市村隆三・猪間明俊 (1969) : 新潟の油田—西山・中央油帯の地質, 日本地質学会地質見学案内書, p. 1-22.

高浜信行・吉村尚久 (1969) : 新潟県北部のグリンタフ(予報), 日本地質学会総合討論会資料・グリンタフに関する諸問題, p. 105-115.

山下 昇 (1960) : 柏崎—銚子線の提唱, 島弧と海洋(星野・青木編), p. 179-191, 東海大出版会.

**Brief Note on the Geologic Development and Formation of
Oil Fields in Niigata Tertiary Basin**

Yasumoto SUZUKI, Takashi MITSUNASHI, Kunio KAGEYAMA, Michio MIYASHITA,
Tadao SHIMADA and Kisaburō KODAMA

The Niigata Tertiary basin is situated in the so-called green tuff region of Northeast Japan. It begins with collapse subsidence to the east of the basin at lower Miocene which is followed by the acidic volcanic activity of large quantities. Following the intense volcanism, the place turns to the upheaval region and the relatively stable subsiding place is formed next to the region. At the Nanatani stage of middle Miocene, the place is controlled by the NW-SE direction which is parallel to the deep faults breaking the basement complex. The Nanatani and Teradomari stages are characterized by muddy facies, the thickness of which is not so much related to each fold.

At the Shiiya stage of upper Miocene, the basin is in the stage of active faulting and andesitic volcanism. Moreover, the background of the basin upheaves very actively and supplies such coarse sediments as sandstone in enormous volume. The anticlines in the basin grow very rapidly at this stage, as is ascertained by the thickness variation of the formation.

The crustal movements and volcanic activities at the Nishiyama and Haizume stages of Pliocene are subdued. These formations are distinguished by such fine sediments as mudstone or sandy mudstone.

At the Uonuma stage of Pleistocene, the basin becomes narrower and shallower than at those stages and backgrounds from which the sediments are supplied grow up very rapidly. So the formation is characterized by such coarse sediments as conglomerates and sandstone, especially around the Echigo mountain. The centers of subsidence change intermittently from south to north. Following the sedimentation the intense folding occurs, and anticlines and synclines are formed.

As many authors pointed out already, the folding movements are now in progress at the Chū-Etsu district. It is ascertained by the 1st levelling surveys along or across those folds. But the recent crustal deformation is not always the repetition of the old ones, as the analyses of the 1st class levelling data show that the tiltings are superposed on the folding movements, the axes of which are parallel to the topography.

The oil that was generated in the Tertiary basin itself flows to and fro in it, during the process of geologic developments and the oil reservoirs come into existence. Such the 1st class oil fields as Niitsu, Higashiyama and Nishiyama might be formed near the deposition center of Nanatani and Teradomari Formations which are often called hard and black shales and regarded as the mother rocks of oil. Those oil fields correspond with the deposition center of Shiiya Formation of sandstone and mudstone alternations which is the most important oil reservoirs, though the center moves a little westward, as compared with that of Teradomari and Nanatani Formations.

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
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- 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
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- 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, 1973

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, 1973 (in English)

No. 249

OZAKI, T.: Observation records of ground water level, 1973 (in Japanese with English abstract)

新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系

吉村尚久・若林茂敬・高浜信行・小沼静代・滝沢洋雄

地質調査所報告, no. 250-1, p. 5~23, 1974

5 illus., 2 tab.

標題の地域に分布する新第三系, とくにグリーンタフ層についての野外調査の結果の報告である。新第三系最下位の三川層は3部層に分けられ, 模式地では, 下部は安山岩質溶岩・同質火砕岩, 中部は酸性火砕岩, 上部は砂岩・泥岩より構成されている。上部層から産する植物化石および貝化石は台階を示すものである。三川層上位の津川層はNW-SE方向の断裂によって生じた陥没性沈降帯にその主体が分布しており, 陥没域では火山活動も活発である。沈降部には最下部に巨礫岩があり, 基盤にアバットしている。上部は酸性火砕岩からなるグリーンタフであるが, 砕屑岩を主とするはさみ(部層)によって2分される

551.782(521.41):552:56

YOSHIMURA, T.

WAKABAYASHI, S.

TAKAHAMA, N.

ONUMA, S.

TAKIZAWA, H.

七谷・大谷川流域地区の層序および構造

三梨 昂・宮下美智夫

地質調査所報告, no. 250-1, p. 25~50, 1974

4 illus., 1 pl., 4 tab.

本地区には, 新潟地区油田新第三系の標準層序である七谷層の模式地があり, またその下位の大谷川層(緑色凝灰岩)の露出も良く, 新潟地区下部新第三系の模式的なルートである。また構造的には, 大複背斜と大複向斜がNNE方向に分布し, 両者の境は, “新発田一小出線”(山下)なる構造線が想定されている。また大複背斜を中心とし大複向斜にまたがるNW方向の半盆状構造が発達する。

ここでは層序・構造を記載し, その構造発達史を論じたが, 結論的には, 津川期グリーンタフを含め, NNEとNW方向の断裂によって区分される基盤の地塊運動が堆積作用および褶曲構造を規制している。

551.782(521.41):552:551.24

MITSunASHI, T.

MIYASHITA, M.

寺泊地区の地質層序について

宮下美智夫・三梨 昂

地質調査所報告, no. 250-1, p. 51~66, 1974

6 illus., 2 tab.

本調査は, 模式地の寺泊層の層序を細かく記載し, 七谷層との対比を試みるために行なわれた。調査地域は, 新潟県三島郡寺泊町地内と出雲崎町地内の一部である。調査の結果次の事実が明らかになった。

- 1) 寺泊層は岩相から下部と上部とに2分される。
- 2) 寺泊層は, 本地区ではフリッシュ型の砂泥互層となっているが, 新潟堆積盆の東縁部では, 一般に塊状の黒色泥岩からなる。
- 3) 大河津分水における寺泊層上部は, 岩相および有孔虫資料から, 七谷地域における三梨・宮下(1970, 1973)の七谷層上部(灰色泥岩, Na₃)に対比され, 寺泊層下部は同地域の七谷層下部(暗灰色硬質頁岩, Na₂)に対比される。

551.782(521.41):552

MIYASHITA, M.

MITSunASHI, T.

新潟県西山・中央油帯の地質

鈴木尉元・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・島田忠夫

地質調査所報告, no. 250-1, p. 67~95, 1974

17 illus., 2 pl., 2 tab.

新潟堆積盆地の中・西部に位置する西山・中央油帯地域には, 中新世後期から鮮新世にわたる寺泊・椎谷・浜忠・西山・灰爪層の模式地がある。これら各層の岩相を記載し, それらの層序関係を検討した。特に対比の一つの基準とした火砕岩層について, くわしくのべた。

また, 上記各層の岩相と層厚分布を記載した。更新世の魚沼層とそれに傾斜不整合に重なる安田層について, 岩相の記載と, 前者については, 模式地の地層との対比を論じた。本地区には, 第一級の油田があるが, それを胚胎する地質構造の記載とその発達過程についても論じた。

551.782(521.41):552:553.982

SUZUKI, Y.

MITSunASHI, T.

MIYASHITA, M.

KAGEYAMA, K.

SHIMADA, T.

魚沼層の層序と堆積運動

三梨 昂・宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫
地質調査所報告, no. 250-1, p. 97~111, 1974
6 illus.

MITSUNASHI, T.
MIYASHITA, M.
SUZUKI, Y.
SHIMADA, T.
KAGEYAMA, K.

筆者らは、新潟県魚沼地方に発達する魚沼層の地質について、調査研究を行なった。その結果、次の成果が得られた。

1) 魚沼層中には、不整合現象が認められないから、堆積の発達形態の差異を示す層準付近（最大沈降部の変移する付近の層準）を境として、構造的に下位を塚山層、上位を小国層とした。2) 魚沼層の基底は、下位層と不整合関係を示す。その形態は、東縁部では著しい不整合を呈し、盆地中心部では、下位の灰爪層（和南津層）と構造上調和的に分布し、西縁部では、同じく調和的であるが、魚沼層の最上部だけが直接灰爪層を不整合に被う。

551.782(521.41)

東山背斜の層序と地質構造

島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元
地質調査所報告, no. 250-1, p. 113~127, 1974
9 illus.

SHIMADA, T.
MITSUNASHI, T.
KAGEYAMA, K.
MIYASHITA, M.
SUZUKI, Y.

軸長 30 km をもつ典型的片面箱型背斜である東山背斜の層序・構造を研究した。背斜の軸部には寺泊層が分布し、順次椎谷層・西山層・灰爪層・魚沼層が累重する。椎谷層の火山碎屑岩は層相変化に富み、層厚も西翼は東翼の 3~5 倍となる。これらはまとめて堆積断面図に示した。椎谷層の火砕岩類が急傾斜翼部に沿って、厚く直線的に分布することと岩相から、これらに沿う基盤断裂を想定した。本背斜はまわりの構造から全く独立した直接的分布を示すので、断裂で境された上昇地塊を推定し、褶曲は、差別的な縦方向の基盤ブロックの運動により形成され、前矢代田期に完成したと考えた。

551.782(521.41) : 552 : 551.24

新潟県加茂市付近の地質

鈴木尉元・影山邦夫・島田忠夫
地質調査所報告, no. 250-1, p. 129~143, 1974
8 illus.

SUZUKI, Y.
KAGEYAMA, K.
SHIMADA, T.

中新世後期の椎谷期には、新津南方から加茂付近にかけて玄武岩・石英安山岩・流紋岩、猿毛岳付近に安山岩の活動が行なわれた。鮮新世の西山期には、これらの周辺地域に泥岩優勢互層や泥岩が厚く堆積した。加茂北方には、石灰質砂岩の大沢石が堆積した。この時期以後、前記の火山活動の場は隆起帯に転化した。大沢石は、このような構造条件を反映したものである。鮮新世の灰爪期には砂質泥岩、第四紀の魚沼期には砂・礫・粘土が堆積した。第四紀には、加茂東方の西山・灰爪期の堆積中心は隆起帯に転化した。新津一加茂東方地域では、沈降の中心が東方に移った。褶曲は、このような運動と密接な関係で、形成された。

551.782(521.41) : 552 : 551.24

新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について

井島 信五郎
地質調査所報告, no. 250-1, p. 145~154, 1974
4 illus.

IJIMA, S.

地域内に見られる中新世中期の不整合は、花崗岩・いわゆる古生層、および中新世中期以前の第三紀層からなる岩体を基盤とし、これを取りまくかたちの新第三系が40度以上の傾斜で接しているアパット不整合である。不整合線近傍の基盤岩体は一般に破碎をうけており、特に長島部落南部の花崗岩中に見られる破碎帯はN40Eの明瞭な方向性を示している。この明瞭な方向性を持った破碎帯の存在は、その西側に分布する新第三系の下位に、しかもそう遠く離れないところを、大規模な同様方向の構造線が走っていることを想定させる。

551.782(521.41) : 552 : 551.24

フォッサマグナ最北部の新第三系（その1）—いわゆる難波山層に関する研究—

西田彰一・津田采粒・市村隆三

地質調査所報告, no. 250-1, p. 155~168, 1974

4 illus., 1 tab.

本地域は、厚い新第三系とそれに伴う貫入岩や火山岩から構成されるが、それらの下部層は、従来難波層山として知られる厚い砂泥互層からなっている。筆者らは、それを下部の硬質黒色頁岩、砂岩・泥岩互層や火山礫岩からなる火打山層と、上部の砂岩・泥岩互層からなる西飛山層に区分した。層厚は、両層とも1400m以上におよぶ。新潟の標準層序の七谷層ないしそれ以下の地層に対比される。これらの上に、寺泊層から灰爪層に対比される能生谷層・川詰層・名立層・谷浜層が重なる。それらの岩相・層序関係や地質構造について記載した。

551.782(521.41) : 552 : 551.24

NISHIDA, S.

TSUDA, K.

ICHIMURA, R.

フォッサマグナ最北部の新第三系（その2）—柏崎～銚子線の意義—

西田彰一

地質調査所報告, no. 250-1, p. 169~182, 1974

4 illus., 4 tab.

信越一房豆帯北西部の北部フォッサマグナ地域には、特異な中・下部中新統のいわゆる難波山層が分布する。近年行なわれた新潟堆積盆地内での深部試錐の結果、同層が、信越・房豆帯を特徴づける地層であって、西は糸魚川—静岡線に、東は柏崎—銚子線に限られる地域に分布することが明らかになった。また、柏崎・銚子線は超塩基性岩などの分布によって跡づけられ、同線を境に、古地理・構造運動、特に褶曲運動の性質が異なることが、明らかになった。

551.782(521.41) : 552 : 551.24 : 551.8

NISHIDA, S.

新潟地区の火山層序について

茅原一也

地質調査所報告, no. 250-1, p. 183~234, 1974

14 illus., 29 tab.

新潟地区の第三紀火山層序を、地表および多くの坑井資料に基づいて、総合的に検討した。火山岩類を時間的および地域的に位置づけ、それぞれ火山岩区を設定した。この火山岩区を地質構造区に対応させてそれぞれの特徴を明らかにした。平野下の坑井および丘陵下の坑井については、火山層序の対比を試みたほかに、各層準の火山岩の岩質を列記し、時間・空間的に火山活動の特徴を明らかにした。最後に七谷～寺泊階の玄武岩～ドレライトおよび中新世後期の酸性火山岩類の岩石学的特徴を述べた。

551.782(521.42) : 552

CHIHARA, K.

Tertiary Nannoplankton Stratigraphy of Sado Island, Niigata Prefecture, and a Proposal of the *Braarudosphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone for the Pliocene of Japanese Oil Fields of Japan Sea Side

Takayasu UCHIO

地質調査所報告, no. 250-1, p. 235~254, 1974

4 illus., 10 pl., 1 tab.

No nannoplankton are found from the Tsurushi and the lowest Nakayama Formations. The Nakayama and Sawane Formations can be subdivided by frequency changes and combinations of silicoflagellates species. Based upon the *Dictyochoa*/*Distephanus*-ratio, chronological changes of the surface water temperature of the two formations are inferred. Coccolithophorids are abundant in the Sawane Formation. The *Braarudo-sphaera bigelowi-Coccolithus pelagicus* Zone is proposed for the Pliocene of Japanese oil fields of Japan Sea side. Five new species of Silicoflagellata are described.

551.782(521.41) : 552

UCHIO, T.

新潟油田の微化石層序 (I) 批判的展望

内尾高保

地質調査所報告, no. 250-1, p. 255~277, 1974

2 illus.

新潟油田の微化石層序研究の背景として、戦後から現在までの日本の石油地質学研究は実学的研究が盛んで、基礎的研究が著しくおこなわれている。例えば、標準地層でさえもその上限・下限が明確に定義づけられていない。したがって諸地層間の関係・微化石層序がはっきりしていない。岩相層序単位・化石層序単位の使いかたが正しくないものがあり、広域・複雑な地質現象の解釈に将来混乱を生じる可能性がある。有孔虫の示準化石とされている種を検討したが、不正確なものが多い。有孔虫の古生態学的研究を紹介し、その層序学への応用法、Cyclamina の謎を述べ、最後に商業的微小生物研究につき意見を述べた。

551. 782(521.42) : 56

古生態学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要

大山 桂・石山尚珍

地質調査所報告, no. 250-1, p. 279~283, 1974

1 illus.

新潟油田の第三系の貝化石は下部では乏しく、上部では場所により豊富で、特に灰爪層に著しい。椎谷層と西山層の貝化石は深海相を示すが、西山層には“大沢石”という深海区下部の例外がある。灰爪層は深海でも外洋種で、魚沼層群の沿岸水要素との相異は著しい。

551. 782(521.41) : 56

信越地向斜の古流系と古地理について

影山邦夫・鈴木尉元

地質調査所報告, no. 250-1, p. 285~305, 1974

9 illus., 10 pl., 1 tab.

新潟県・長野県に発達する新第三系堆積盆に分布する、七谷層・寺泊層・西山層・灰爪層・魚沼層、および、これに対比させる長野地区の、別所層・青木層・小川層・高府層・棚層・猿丸層・豊野層を対象として、ゾールマーキングや堆積構造による古流系・岩相・化石内容から信越地向斜の古地理を論述した。

551. 782(521.41) : 552 : 56 : 551. 8

新潟堆積盆地の構造発達史の概要と石油・天然ガス鉱床の成立

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. 250-1, p. 307~319, 1974

4 illus., 2 tab.

中新世初期ないし中期に発生した断裂、それに伴う陥没、火山活動で第三系堆積盆地は始まる。次いで、その側方に形成された場に、海成の陸源碎屑物が堆積した。堆積の中心は、初期には盆地東部と中央部にあり、時代とともにそれぞれ西へ移動した。中新世中期は背稜地城の造山期で堆積盆地内の差別昇降運動と火山活動が激化し、堆積物は粗粒なものによって特徴づけられる。更新世には後背地の隆起運動が激化し、堆積盆地は狭小化し、淡水ないし半鹹半淡の粗粒堆積物が堆積した。第1級の石油鉱床は、初期の石油母層の厚く堆積し、それに近接して貯溜岩層のある程度発達した場に形成された。

551. 782(521.41) : 551. 24 : 553. 981 : 553. 982

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 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

第 17 卷

REPORT No. 250

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

STRATIGRAPHY AND TECTONICS OF
NIIGATA TERTIARY BASIN

Vol. 1 STRATIGRAPHY

By

Tertiary Sedimentary Basins Research Group

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

1974

地質圖報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 250-1, 1974