新潟積成盆地に関する最近の地質学的諸問題*

茅 原 一 也**

Recent Geological Problems Concerning the Niigata Sedimentary Basin

By

Kazuya CHIHARA

Abstract: 1) In the Niigata Sedimentary Basin and the surrounding areas, the basement rocks of the Green Tuff formations belong to the Ashio and Jōetsu Belts in the northern part, and to the Maizuru Belt in the southern part. Recent paleontological researches indicate that the formations of the Ashio Belt are mostly of Triassic to middle Jurassic ages. The Jōetsu Belt is divisible into two zones: Tanigawadake and Katashina, the latter being correlatable to the Maizuru Zone.

2) The middle Miocene Jōnai Group and its correlatives distributing in the three areas (Jōnai, Yuzawa and Tanigawadake-Minakami) overlie the rocks of the Jōetsu Tectonic Belt. They were formed in the same sedimentary basin. Recently plant and foraminiferal fossils were discovered from them. The common characteristic volcanism was eruption of basaltic magma in a marine environment. The successive unique sedimentation of conglomerate was also a common event throughout the three areas during successive ages.

3) The reservoirs of the Kataikai gas-field are rhyolites of the Nanatani Green Tuff, which is composed of lavas and pyroclastics of basalt, andesite and rhyolite. Rhyolites are thickest and are petrographically classified into five types (A, B, C, D and E). Rhyolitic hyaloclastites are intercalated between rhyolitic lavas, and seem to develop especially on the rather steep slopes underlain by lavas. They represent possibly the submarine pyroclastic flow deposits.

Alteration (silicification, chloritization, albitization and sericitization) is mainly due to hydrothermal action, and partly to diagenesis. Carbonatization is conspicuous, and the paragenesis of the carbonate minerals (calcite, dolomite, siderite and ankerite) is peculiar in different horizons, and might have concerned genetically to the high content of CO_2 in gas phase and of HCO_3^- in formation water.

まえがき

最近における油・ガス田の深部探鉱により、新潟盆地の地下地質に関する情報は著しく増大した。

特に北蒲原地域では、山地よりの坑井はもちろん、平原中央部でもいくつかの坑井がグリーンタフ基盤に到達している(片平, 1969; 茅原, 1974)。また、吉井ガス田や東柏崎ガス田でも基盤岩に到達し、重要な情報が得られている(石和田ほか, 1971; 茅原, 1974)。さらに1974年の新潟焼山の水蒸気爆発の際に抛出された火山灰

の研究から、この地域すなわち難波山層の基盤岩に関する重要な情報が得られた(小松・茅原, 1974)。

新潟積成盆地周縁山地のグリーンタフ層基盤岩については、1981年以降、文部省科学研究費による総合研究「飛騨外縁帯の構造地質学的・岩石学的研究」(代表者茅原一也)が行われ、その結果として糸魚川―静岡線以西の姫川流域に関する地質構造が近代的観点から検討され多くの新知見が得られた。グリーンタフ盆地の西南縁の状況についても明かになった点が多い。

一方、新潟堆積盆地北東縁から広がる朝日山地、さらに盆地の東縁山地―越後山地・三国山脈―を構成する足尾帯・上越帯に関しては、1983年以降、総合研究「上越

* 昭和61年6月、第51回石油技術協会定時総会特別講演にて講演

**新潟大学理学部地質鉱物学教室

帯・足尾帯の構造地質学的・岩石学的研究」(代表者茅原一也)が実施され、コノドント化石や放散虫化石による生層序の研究の目ざましい発展と相まって、大部分の地層が中生層であることが明らかとなり多くの新知見が得られた。油・ガス田地域の既存データと併せて地下地質特にグリーンタフ基盤の全体像について新しい推測も可能となってきた。小論では、これらの問題について概観することにし度いと考える。

新潟盆地東縁に広く分布するグリーンタフ層は、いわゆる津川グリーンタフ層およびそれ以下の地層を主としているが、魚野川支流の破間川左岸地帯から魚野川上流域にわたっては、従来、城内層と呼ばれる津川グリーンタフ層と層相を全く異にするグリーンタフ層が分布しており、これらはさらに谷川連峰地域から水上地域まで不連続的ながら広く分布している。これらの城内層群は、上越帯を基盤岩としている点で他のグリーンタフ層と異なっている。これらはかつて同一堆積盆地内に形成されたものである。城内層群については、茅原(1974)がかつて総括的報告をしたが、最近の地質調査所5万分の1越後湯沢図幅(1981)および十日町図幅(1985)内の調査研究により新しい知見が得られ、さらに石油資源開発株式会社の調査により植物化石および有孔虫化石が発見され、堆積環境および時代論に関して一段と新しい知見が得られている。小論では、城内層群の概要を述べ、その西方への分布についても述べることにする。

近年開発の進んだ片貝ガス田の地下深部に発達するいわゆる七谷グリーンタフ層は、いわゆる火山岩油・ガス層として注目されており、日本独自のものである。この地方に連続的に発達するグリーンタフ層については、すでに島津(1982, 1984)、佐藤(1984)およびKOMATSU *et al.* (1984)の研究が公表されている。

筆者は、片貝ガス田の火山岩油・ガス層としての七谷グリーンタフ層に関する石油資源開発株式会社の調査研究に関して、これまで一部について協力してきたが、今回、その了解のもとに、火山岩層序、岩相、構造、変質などについて特徴を述べる。また、すでに公表されている南長岡ガス田の火山岩層との連続状態について述べることにしたい。

1. 新潟油・ガス田グリーンタフ層の基盤岩

1.1 足尾帯

足尾帯西部地帯は中・古生層からなり、北は日本国一三面線から以南に広く分布し、飯豊山塊・蒲原山塊・越後山地を構成している(図1)。

図1 足尾帯西部・上越帯地質略図(茅原, 1986)

1. 白亜紀～古第三紀花崗岩, 2. 朝日マイロナイト(片麻状・片状花崗岩類), 3. 朝日マイロナイト(ボーフィロイド様岩・ヘレフリンタ様岩), 4. 奥利根層(Tr), 岩室層(Ju), 5. 石灰岩, 6. 足尾帯(頁岩・砂岩・チャート), 7. 上越帯超塩基性岩(変ダナイト～ハルツパーチャイト・変ハンレイ岩・蛇紋岩)及び戸倉オフィオライト, 8. 川場緑色及び黒色片状岩(上越帯), 9. 足尾帯緑色岩, 10. 足尾帯変ハンレイ岩-緑色岩, 11. シリマナイト片麻岩(捕獲岩)。

足尾帯を構成する岩層は、主として頁岩・砂岩・チャートである。頁岩・砂岩は互層を形成することが多い。所によりオリストストローム相が発達している。

地域により、これらの古期岩層は早出川層群（蒲原山地）、上権現堂山層群（小出東方地域）、黒又川層群（黒又川流域）、末沢層群（末沢川流域）、などと一括命名されている。

蒲原山地およびそれ以南では、石灰岩のレンズ状岩体がしばしば夾有されており、一部のものは石炭紀～二畳紀のフズリナその他の化石を産する。しかし、これらの石灰岩体はすべてオリストリスとして介在するものである。チャートは2種の産状を示す。1つは延長性を示す層状チャート層であり、その発達の著しいのは上権現堂山層群下部層、黒又川層群上部層などである。他のチャートの産状は、連続性のないオリストリスと考えられるものである。しかし、これらの判別はしばしば困難のことも多い。

緑色岩は主として変玄武岩・同火砕岩からなり、一般にレンズ状岩体として介在しており異地性岩体と考えられる。緑色岩類は足尾帯の西部に偏在しており、蒲原山地、小出東方、黒又川流域、末沢川流域などに主として分布している。

上記の緑色岩とは別に、変ハンレイ岩や超苦鉄質岩の小岩体が、同様に、足尾帯西縁部のオリストストローム帯に介在しているのが注目される。

北蒲原平野の地下では、紫雲寺 SK-21 (3,405m)、住吉-1 (2,379m) などで基盤の砂岩ホルンフェルスや泥質ホルンフェルスに達している。これらは岩質や連続性からみて足尾帯西部の北方延長に相当する。また、神林 SK-1 (1,067m)、紫雲寺 SK-27 (3,201.5m)、大中島-1 (2,303m)、桃崎浜 NS-2 (2,490m) などで花こう岩に達している（茅原, 1974）。

最近において、総合研究の研究者により、足尾帯西部の各地から二畳～三畳紀のコノドント化石、および三畳紀～ジュラ紀中部までの放散虫化石が発見され、時代論も概ね確定してきた（総研「上越帯・足尾帯」研究報告、No. 1～No. 3 参照）。

従来、魚野川支流の水無川上流域から、北では佐梨川上流にわたって分布している変成岩は水無川変成岩として一括されてきた。この変成岩は全体として、千枚岩質～片状の岩石であって著しい変形小構造を示している。本岩類は元来、チャードラミナイト様岩を主とし、オリストストローム相の堆積相をもつ、緑色岩・変ハンレイ岩・超塩基性岩のほか、砂岩・チャートなどブロックを含んでいる。全体として花こう岩の影響を蒙りホルンフェルス化している。

この変成岩類は、これまで上越帯の構成員とされてきたが、周囲の足尾帯の諸累層、特に西側に分布する上権現堂山層の層相との比較や小構造の漸移性、などからみて、むしろ足尾帯の一部であって、特に変形の著しい深部層にあたることが明らかになった。（竹之内, 1985）。

1.2 上越帯

上越帯は越後三山地域から三国山脈にわたり広く分布している。足尾帯との現在みられる境界は、只見川上流の荒沢岳から至仏山東方にわたってNNW方向に走る景鶴山断層、群馬県側では片品川沿いに南北方向に走る上越帯東縁断層である。

上越帯は白亜紀～古第三紀の花こう岩類によって分断され、かつ、個々の構成要素の変位が著しいため、元来の構造の復元が難しいが、現在までに明らかになった地質および地質構造を要約すれば次のようである。

(1) 東部オフィオライト岩体：この岩体は、魚野川支流三国川上流地域に広く分布する中ノ岳変ハンレイ岩体と、群馬県片品川上流の戸倉オフィオライト岩体からなっている。中ノ岳岩体は全体として東方へ緩く傾く層状岩体であって、下位より、コートランダイト含有ハンレイ岩、片麻状角閃石変ハンレイ岩、変輝緑岩、玄武岩からなっている。戸倉オフィオライト岩体は、層状塩基性複合体、変ハンレイ岩体（優白質粗粒ハンレイ岩・優黒質中粒～細粒ハンレイ岩）、変玄武岩～輝緑岩、枕状玄武岩～ピロープレッチャ、チャート、オリストストローム層から構成されており、全体として逆転構造をなしている。東部オフィオライト岩体は、全体として、西日本の舞鶴帯に相当するものと考えている。

(2) 岩室層（下部ジュラ系）および戸倉沢層（下部白亜系）：岩室層は姫川以西の来馬層群に対比され、戸倉沢層は手取層群に対比されている。両層は上越帯を特徴づける重要な中生層の一員であり、戸倉オフィオライト岩体の西側に、ほぼ南北方向に細長く分布しており、古い向斜構造の残存体であると考えられる。

(3) 奥利根層（上部三畳系）：本層は上越帯に全く独特な地層であり、姫川以西にも分布しない。さらに本層は、層相、化石、堆積環境からみても、東方の足尾帯中の三畳系とは全く異質である。本層は中ノ岳オフィオライト岩体と戸倉オフィオライト岩体との間の向斜部に分布している。

(4) 至仏山～岩室超塩基性岩体：本超塩基性岩体は、分布の上からは武尊火山噴出物によって覆われるため中断しているが、本来一連のものである。いずれも変形の著しい川場片状岩（低度変成岩～千枚岩質）の中に割って入った産状を示し全体としてメランジを構成している。超塩基性岩体は、変ダナイト（一部ハルツバージャ

イト) および蛇紋岩からなり、変ハンレイ岩、単斜輝岩、角閃岩などのブロックを含んでいる。

(5) 失われた青色片岩—蛇紋岩メランジ岩体：水上東方の水上層群下部の栗沢層には、ランセン石片岩その他の千枚岩質岩石類の礫を含むことが知られている。この周辺には、花こう岩中の捕獲岩として蛇紋岩の大小の岩体が分布している。このようなことから、かつてランセン石片岩を、恐らく、ブロックとして含む蛇紋岩メランジ体の存在していたことが推定される。

一方、新潟堆積盆地内では、東山油帯や西山油帯の椎谷層砂岩の中にランセン石粒を含むことが知られている。このようなランセン石は、上越帯の椎谷期における急速な隆起と侵食に結びつけられる可能性がある。

(6) 谷川岳蛇紋岩メランジ岩体：本岩体は古第三紀花こう岩および中新世石英閃緑岩に貫入された大きな捕獲岩体として産する。これはまた、茂倉岳・谷川岳付近において中新統によって不整合に覆われている。谷川岳の超塩基性岩体は一般に蛇紋岩化しており、変ハンレイ岩および結晶片岩のブロックを含む。従来、中生層の砂岩とされたものは変質の強い玄武岩類であって、城内層に相当する可能性がある。

(7) 湯沢東方の蛇紋岩メランジ岩体：魚野川支流の登川右岸や魚野川上流域に蛇紋岩が分布し、一部は城内層と断層で接している。登川の蛇紋岩は千枚岩質岩をブロックとして含んでいる。

(4)~(7)の超塩基性岩や川場片状岩類を一括して、筆者は谷川岳帯と呼び、東部オフィオライト岩体(片品帯)と区別している。この谷川岳帯は、現在のところ一応、西日本の三郡帯に相当すると考えている。

1.3 足尾帯—上越帯の花こう岩類

図1に示したように、足尾帯および上越帯には、いわゆる“白亜紀型”花こう岩が広く分布している。北部には草永—小川型花こう岩類が主に分布している。一方、南方では、足尾帯中に只見花こう岩の巨大なバソリス様複合岩体があり、上越帯には、利根川源流地域の奥利根(須田貝)花こう岩類、湯沢東方の大源太花こう岩類などがある。さらに谷川岳地域には、中新世花こう閃緑岩類が貫入している。

北方の飯豊山塊の花こう岩その他の放射年代(K-Ar年代)は、92, 89, 87, 63, 60Ma(百万年)前を示し、一部に54Maの年代のものがある。

これに対し、南方では、特に上越帯中の花こう岩類は57~58Maであり、ごく一部に60Maを示すものがある。

このように、データの数はいくつか少ないが、上越帯中の花こう岩は古第三紀の貫入である点が注目される。

1.4 青海—蓮華帯

姫川以西の古期岩層は、約4億年前以降の古生代に形成された岩層や、下部ジュラ系(来馬層群)、蛇紋岩からなり、複雑な地質構造をなし、飛騨外縁帯の北東部を占めている。本帯は他の部分に比べ多様な岩石から構成され、その分布の幅も広い(CHIHARA *et al.*, 1979; 小松・茅原, 1982)。最も著しい特徴は全体として蛇紋岩メランジ帯を構成することである。

白亜紀層(手取層)、太見山層群以前の構成体は、4つのグループに分けられ、各々はNNW-SSE方向のトレンドをもち、東から西に各構成帯が蛇紋岩メランジを境界にして次々と積み重なるシュッペン構造をなす。

4つの構成体は

- (1) 外側堆積岩層
- (2) 青海石灰岩および周辺オリストストローム
- (3) 白馬岳オリストストローム
- (4) 蛇紋岩ナップと結晶片岩(400~300Ma)を含む

蛇紋岩メランジ

などである(小松ほか, 1985)(図2)。

1.4.1 外側堆積岩層および青海石灰岩と周辺オリストストローム

最近、宇次原(1985)はこれらの分布地域を調査し、重要な知見を得た。彼はこの帯を次の4亜帯に細分した。各亜帯はすべて断層で接する。すなわち、

①小滝オリストストローム、②青海石灰岩東側オリストストローム、③姫川層群、④虫川オリストストロームなどである。これらのうち、①および②は西日本の中国帯に含まれるものであろう。④は西日本の舞鶴帯に対比される。

1.4.2 蛇紋岩メランジ

青海—蓮華帯は図2に示すように、全体に一定方向の地層に沿って幅広く、あるいは狭く蛇紋岩が貫入している。この蛇紋岩は、青海結晶片岩のほかにも多種多様のブロックを多量に含んでいる。

1.4.3 白馬岳オリストストローム

白馬岳—天狗岳の稜線から西方に広く分布する。石灰岩ブロックから中期石炭紀のサンゴが報告されている。

1.4.4 青海—蓮華帯の新期被覆層

本帯の被覆層としては、手取層群に対比される尻高山砂岩礫岩層(赤禿山層)、親不知火山岩層、および石坂流紋岩がある。

このうち、石坂流紋岩層(54.7~74.8Ma)(石橋, 1986)は、糸魚川—静岡線の西側に沿って、東方へ凸になるような弧状配列をなし、最東側では東側の新第三系と断層で接する。このことから、石坂流紋岩層の一部は糸静線を越えて東側にも拡がり、新第三系の基盤岩とな

図 2 青海一蓮華帯地質図 (小松・宇治原・茅原, 1985)

T : 中新統, Qd・Ry : 石英斑岩, Pg : 太見山層, Cr : 手取層, Qv : 第四紀火山

っている可能性がある。

青海一蓮華帯の中に分布する新第三系として重要なものは、姫川河口地域でその左岸に分布するものである。この新第三系は全体として津川層に対比されるものであって2累層 (山本層・今井層) に区分されている (吉村・石橋, 1979)。本層の中～上部の部層はそれぞれ青海一蓮華帯北部の虫川オリストストローム層を不整合に覆っている。また、今井層の一部に海生貝化石を産し、明らかに海成層であり津川層に対比される。

これらのことから、本層は糸静線をこえて西南日本側までオーバーラップしていることになり、糸静線の東側の深部グリーンタフ層の解明にも有力な手掛りを与えるものである。

1.5 北部フォッサマグナ地域 (難波山堆積区) の基盤岩

北部フォッサマグナ地域は、「難波山堆積区」の各累

層や火山岩に広く覆われており、先第三系基盤岩の露出するところは全くない。しかし、第三紀層中の礫岩、火山噴出物中のゼノリス、ボーリング資料、更には間接的なものとして、重力異常分布、青海・蓮華帯と上越帯との大構造からみた関係、などから、基盤岩をある程度推定することができる。

1974年の新潟焼山火山の水蒸気爆発の際には、それに伴って放出された噴出物中に、細粒ではあるが、基盤岩に由来すると考えられる岩片が多量に含まれていた (小松・茅原, 1976)。これらのうち、主要なものは変塩基性岩 (変ハンレイ岩、変玄武岩) で、ほかに単斜輝岩、角閃岩、片岩類が含まれていた。爆発の規模は小さく、これらの岩片が深い所からもたらされたとは考えられないので、筆者らは焼山背斜の直下には、かなり浅い所に変塩基性岩類を含む基盤岩が存在すると予想した。

一方、相崎南東の茨目 R-1 号井では、3,268m 深度か

ら、蛇紋岩のほか単斜輝岩ないしウェルライトが存在する(石和田・猪木, 1971; 猪間, 1971; 茅原, 1974a)。この近くには、鮮新世米山火山岩層基底部に変ハンレイ岩礫を主体とする礫岩が報告されている(米山研究グループ, 1976)。礫の出所は必ずしも一義的には決められないが、ボーリング資料と合わせて考えると、かつてこの辺に変ハンレイ岩、超苦鉄質岩からなる地質体が露出していたことが十分に推測される。

以上述べたように、焼山の岩片、ボーリング資料、米山の礫など、いずれの変塩基性岩類、超苦鉄質岩、角閃岩の性質は、すでに述べた上越帯(片品帯)の岩石と同じである。これらのデータで見ると、糸魚川の東から相崎にかけて日本海側に沿って舞鶴帯に相当する地帯が先第三系基盤として伏在する可能性が高い。この地帯が正の重力異常帯(KONO *et al.*, 1982)であることは注目値する。

この正重力異常帯は相崎付近で南にずれる構造を示している。これより東側では正重力異常は上越帯に一致し、前者との間に大きなずれがある。重力図ではこのずれの位置に、負の重力異常帯があり、断層の存在が推定される。この断層は柏崎—銚子構造線にはほぼ一致する。この構造線の存在については種々に議論のあるところであるが、筆者らは舞鶴帯に対比される構造帯が、柏崎付近から上越帯にかけて折れる分布を示すことからみて、柏崎—銚子構造線に相当する右横ずれ断層が存在すると考えている(小松ほか, 1985)。

2. 城内層群について

筆者は1974年に、本誌において城内層群の概要について述べた(茅原, 1974)。その後、最近では地質調査所の5万分の1地質図幅「越後湯沢」(茅原ほか, 1981)および「十日町図幅」(柳沢ほか, 1985)、さらに「小千谷図幅」(柳沢ほか, 1986)が相ついで刊行され、その中の一環として筆者は城内層群について研究成果を公表してきた。小論では、さらにその後の検討結果を加えて城内層群の最新の知見を要約することにする。

小論では紙面の都合上、地質図を省略しているが、これらについては上記の文献を参照されたい。

2.1 分 布

北部フォッサマグナ地域において、その東縁部の上越帯からなる基盤岩の西側に分布する新第三系は、西縁部、すなわち糸魚川—静岡線に沿って分布する新第三系や、上越帯北方に分布する津川型グリーンタフ層とは、層相・火成活動・地質構造などに関して著しく異なる特徴を示している。東縁部の中部中新統を最も特徴づけるものは、糸魚川沿いに分布する城内層群である。本層群

は、北は破間川東側の松川地域まで分布している。その北方では、全く層相を異にする津川型グリーンタフ層がNW~SE方向の分布を示し、城内層群の北方延長を断ち切る形状の盆地構造を形成している。

一方、城内層群の南西延長は飯土火山の基盤として伏在し、越後湯沢の南方に連なる。本層群の南方延長は、中新世石英閃緑岩貫入体によって隔てられ、また、分布高度が著しく増大して、谷川連峰稜線地帯に分布し、その上位の地層群は南斜面を構成し、さらに群馬県側の水上町周辺地域に広く分布している。

このようにみると、新潟県側から群馬県側にわたって分布する新第三系(城内層群およびその直上の地層)は元来、上越帯基盤岩および古第三紀花こう岩を基盤として、連続した堆積盆を形成して堆積したものと考えられる。

本地域の新第三系の他の著しい分布上の特徴は、その高度である。谷川連峰稜線地帯に分布する果層にしても、越後三山の八海山稜線に分布する礫岩層にしても、いずれも1,800m~2,000mの高所に分布しており、丘陵地を構成する油田新第三系とは著しい対照を示している。このことは、これらの地帯が新第三系紀末以降の異常隆起帯であることと関係が深く、この隆起量は2,000mを超すものと推定される。

局所内にみると、糸魚川東側地帯では、城内層群の分布は断続的であり、各支川ごとに分布高度が異なっている。さらに、主分布地域のさらに東側にも、高度の異なる小分布が認められる。このことは、基盤を含むいくつかの断層によるブロック化と差別的隆起・沈降を物語っている。

2.2 層序と岩相

糸魚川東岸地域に分布する城内層群の層序および岩相を図3に示してある。詳細については、茅原ほか(1981)、柳沢ほか(1984)、茅原(1985)を参照されたい。

城内層群の各果層および各部層は、一般に西方で厚く東方で薄くなる傾向を示し、また、各層のいろいろな層準のものが基盤を覆うので、全体としても基盤岩にアバットしている関係になっている。しかし、最上部の礫岩層の一部はさらに広くオーバーラップして基盤岩を直接に覆っており、一部のものは侵食により分離した分布を示している。

下部層のうち、南部に分布するものは黒色頁岩をひんばんに挟み、一部にはスランブ構造を示し、また枕状構造を呈する玄武岩を伴うことから海成層と考えられる。

2.3 化 石

かつて八海山層の一部から保存不良の植物化石が報告されたことがある(池辺, 1953)。最近に至り、八海山

地質時代			地層名及び 岩石名		柱状図	層厚 (m)	岩 相	化石その他	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖 積 層				礫・砂・粘土		
			新期扇状地堆積物				礫・砂		
		更 新 世	崖錐堆積物 旧期扇状地堆積物				角礫・砂 礫		
			未区分段丘堆積物				礫・砂		
	新 第三 紀	中 新 世	八 海 山 層	金城山 火山円礫岩部層		250+	火山円礫岩・凝灰角礫岩 (黒色頁岩を挟む、流紋岩岩片多い)		
				坂戸山 砂岩頁岩部層	上部		200+	黒色頁岩・砂岩・礫岩	びん岩岩脈
					下部		150+	黒色頁岩・珪質頁岩・シルト岩・ 凝灰質砂岩	岩質物ラミナ多し 石英斑岩岩脈
				八海山 礫岩部層	上部		20-300	礫岩 砂岩 凝灰質頁岩砂岩互層	植物化石
			下部			30-150	礫岩・砂岩(頁岩及びシルト岩を挟む) 火山円礫岩		
			大 倉 山 層	大月凝灰岩 頁岩部層		150	凝灰角礫岩・凝灰質頁岩 凝灰岩(火山円礫岩を挟む)		
				大倉山 砂岩部層		100-450	安山岩質凝灰角礫岩 安山岩・玄武岩溶岩(枕状) 黒色硬質頁岩・凝灰質砂岩 黒色硬質頁岩	植物化石	
							安山岩質凝灰角礫岩 玄武岩溶岩	ドレライト岩脈	
					黒色頁岩・凝灰質砂岩 角礫岩・円礫岩 頁岩 不淘汰角礫岩		ドレライト岩脈		
古第三紀									
中 生 代	白 亜 紀	白亜紀花崗岩類				黒雲母花崗岩 黒雲母花崗閃緑岩	岩脈 石英斑岩 びん岩		
	ジュ ラ 紀	中ノ岳斑れい岩類				変輝緑岩及び閃緑岩 角閃石斑れい岩・閃緑岩 片麻状角閃石斑れい岩			
		超塩基性岩				蛇紋岩			
三 疊 紀	奥 利 根 層 群				黒色頁岩 砂岩頁岩互層				
	上権現堂山層群				千枚岩質粘板岩 珪質砂岩 チャート				
	古 生 代			水無川変成岩			片状チャートラミナイト 千枚岩(一部ホルンフェルス化)		

図 3 魚野川東方山地における総合地質柱状図(茅原ほか, 1985)

層の下部から台島型フローラが発見され、さらに近くの他の場所から砂質有孔虫が発見された(山田ほか, 1986, 石油技術協会講演)。これらの化石の発見は、城内層群の時代論に極めて重要な貢献であるのみならず、海成環境を指示するものとして重要である。

3. 湯沢地域の中新統

本地域については、堀川(1965)、西田ほか(1973)、茅原ほか(1977, 1982, 1985)、久保田(1979)などの研究がある。

3.1 分 布

本地域の新第三系はグリーンタフ層から西山層、時代的には中新世中期から鮮新世前期にわたっており、湯沢一石打地域、清津川下流地域、および清津川上流地域に

図 4 石打一湯沢—松川地域新第三系地質総合柱状図 (茅原ほか, 1981)

分布している。

すでに述べた塩沢南方地域の城内層群, および湯沢—石打地域の中部中新統は, 魚野川支流の登川と魚野川本流との間の山地を構成する古第三紀花こう岩体 (大源太花こう岩) を取り囲むように半円月状の分布を示し, 元来は一連のものであったと考えられる。さらに, 谷川連峰地域および清津川上流地域の中中部中新統も, 石英閃緑岩の貫入や隆起による侵食・削剝を考え, 元来の位置に復元した古地理を推定すると, 全体として一連の堆積区に属したもので, 大源太花こう岩体を取り囲んで堆積したものと考えられる。

本地域の北方に広く分布している油田第三系に対し, 本地域の中新統は南方に入りこんだ分布状態を示してい

る。その下限は南部において石英閃緑岩によって貫入されているため不明である。

3.2 層序・岩相

本地域の新第三系の層序・岩相 (茅原ほか, 1981) を図 4 に示してある。

3.3 化石

清津層からは, 上野鉾泉北方の大野川下流において, 芝原凝灰岩部層中の頁岩からニシン科の魚化石を産する。また, 堀川 (1964) は, 湯沢西方において, 芝原凝灰岩部層最上限の頁岩および八木沢凝灰岩部層の頁岩から, ニシン科・カサゴ科に属する魚化石の産出を報告した。

下位層の松川層および白板層からは, 従来, 化石が確

認められなかったが、ごく最近、山田・鳥越・平松(1986, 石油技術協会個人講演)により、砂質有孔虫が報告され、七谷一津川階にあたるものが明らかになった。しかし、浮遊性有孔虫は見出されず、また石灰質有孔虫も存しない。この事実は入り込んだ海盆状地域で陸の影響の強い堆積環境を示すものとされた。渡辺其久男(私信, 1986)によると、松川層はN8ぐらい、白板層はN9、清津層はN9~10に相当するといわれる。清津層(湯沢温泉および清津川流域)からは浮遊性有孔虫を産する。

松川層は岩質と連続状態からみて塩沢南方の城内層玄武岩に相当するものと考えられるが、ここでは玄武岩層の上位に礫岩層を欠いている。

4. 城内層群にまつわる堆積盆

(1) 上越帯基盤岩類を取り囲むように分布している城内層群を始めとする地層群は、中新世石英閃緑岩の貫入・隆起、また、上越帯基盤山地の著しい隆起以前には、同一堆積盆地において形成されるものである。城内層群の拡がりについてみても、主分布地域から分離した東側山地の高所に点在して分布していることから、この堆積盆の拡がりはかなり大きかったことが推定される。さらに魚野川以西についても深部において延びている可能性がある。

(2) 火山活動の共通性

城内層群下部層(大倉層)についてみると、北部では安山岩が優勢であるが、南部では玄武岩が優勢となり、一部に枕状溶岩を伴う。玄武岩は黒色頁岩と互層するのが注目され、海成層を強く示唆する。

南西の湯沢地域では、下部層(松川層および白板層)に玄武岩が優勢であり、ここでも黒色硬質頁岩を伴っている。また、一部に枕状構造が認められている。

谷川連峰地域でも同様であって、玄武岩が下部層(茂倉岳礫岩層・大障子ノ頭玄武岩層)で主体をなし、枕状溶岩も部分的に介在している。

水上東方地域の下部層(大倉層・湯原層)にも玄武岩類が優勢に存在している。

以上のように、中新世中期における塩基性マグマの優勢な活動は、フォッサマグナ北部地域東縁における顕著な特徴といえることができる。

(3) 礫岩相の発達

本地域の中部中新統の1つの特徴は、顕著な礫岩相の発達である。これは礫供給地である後背地の基盤岩山地との関連で重要である。

城内層群の上部層(八海山層)は厚い礫岩相によって特徴づけられている。この礫岩相の礫種は下位層に由来する安山岩が主であるが、ほかに上越帯基盤山地に由来

するものが含まれている。

谷川連峰の新第三系下部層にも礫岩の発達著しい。最も注目されるのは、水上東方に分布する栗沢層の礫岩である。この礫岩は極めて不淘汰な礫によって構成されており、しかもランセン石片岩など、現在、どこにも露出してない上越帯基盤岩礫を含む特徴がある。礫の形状からみて、ごく近くに存在した“失われたランセン石片岩—蛇紋岩メランジ体”から供給されたものである。油田地域の椎谷層砂岩中のランセン石粒の供給源も、前述したようにこの地帯であったと推定される。

(4) 油田新第三系への移行関係

魚野川東側の城内層が魚野川を越えて、すなわち、いわゆる新発田・小出線を越えて西方へどのように拡がるのかについて、最近掘削された六日町SK-1号井および古く掘られた五日町R-1号井での層序は重要な手掛りを与えている。六日町SK-1号井では、七谷硬質頁岩層の下位に厚い礫岩があり、この礫には多数の上越帯由来の塩基性岩類が含まれている。この礫岩は八海山層に相当すると思われるもので、おそらく西では尖滅するものであろう。さらに、西方では新水の坑井では最深部に変質安山岩〜玄武岩が存し、大倉層のものに類似している。この辺が城内層の西への拡がりの限界ではあるまいか。

一方、湯沢西方では、清津層の上位に、上野層の大野川硬質頁岩部層が累重するが、これは七谷硬質頁岩に相当している。

5. 片貝ガス田の七谷グリーンタフ

5.1 最近におけるグリーンタフ油・ガス層の探鉱

1977年以降、南長岡ガス田、片貝ガス田において七谷グリーンタフ層中の石油・ガスを対象として探鉱開発が進められ大きな成功を収めている(図5)。

これらの含油・ガスグリーンタフ層の拡がり、南北12km、幅3km、深度5,000mにわたって確認されている。南長岡ガス田のグリーンタフ層についての地質学的・岩石学的研究および集油・ガス機構に関しては、佐藤(1984)、島津(1982, 1984)、KOMATSU(1984)、藤田(1985)らによって詳細な研究が公表されている。

筆者は、石油資源開発株式会社による片貝ガス田のグリーンタフ層の調査研究の一端について、コア・カッティングスの岩石学的研究、X線分析、化学分析などについて協力してきた。ここでそのご厚意によりその一部をまとめて報告することにした。

5.2 七谷グリーンタフ層の構成

七谷硬質頁岩層の下位にある厚いグリーンタフ層は、各種の流紋岩溶岩類を主体とし、これに密接に同質のハイアロクラストイトを伴う。下位には安山岩類および玄

図 5 片貝ガス田坑井位置図

武岩類が存在する。少量の安山岩を除けば、全体として **bi-modal** な火成活動であるという特徴がある。七谷硬質頁岩層の比較的下位の層準やグリーンタフ層中～上位には一部にドレイトの貫入岩（おそらく層状侵入体）が存在するが量的には少ない。

5.2.1 流紋岩類

岩石学的性質特に組織および構造に基づいて、流紋岩類には A, B, C, D, E の 5 種が区別される。島津(1982)は A, B, B' および C の 4 種に区分したが、概ねこの分類と大同小異である。しかし、カッティングスの顕微鏡観察だけでは必ずしも明確に区別されない場合もあり困難を感ずることがある。また、その地層境界の設定もやや人為的であることもある。それぞれの流紋岩の性質は次のようである。

- 流紋岩 A 無斑晶質に近い過石基質のいわゆる斜長流紋岩、石基の組織は微トラキチック、一部のものは微球顆状である。
- 流紋岩 B 無斑晶質に近い斜長流紋岩、石基の組織は微トラキチック、一部にパーライト構造をもつ。また、粒状となることもある。
- 流紋岩 C 無斑晶質に近いパーライト構造をもつ斜長流紋岩、一部はモザイク粒状組織、マイクロボイキリチック組織をもつ。
- 流紋岩 D 微球顆状構造をもつ斜長流紋岩
- 流紋岩 E 細～粗粒な石基をもつ斜長流紋岩、変質の強

いための再結晶によるものと考えられる。

流紋岩には一般に微トラキチック、微ボイキリチック組織を示すものが特徴的であり、種々の段階の珪化作用を蒙っている（図 6）。

流紋岩の化学成分のうち、 SiO_2 含有量は 66.34% から 82.28% と変化するが、珪化作用の影響で多いものが認められる。また、深度別の微量成分、時に REE についてみるとほとんど変化がない (EBIHARA *et al.*, 1984)。

5.2.2 ハイアロクラスタイト

一般に流状構造の発達した流紋岩質破片の集合体からなる。流状構造を呈する各部分は微細な幅をもち、石英質細粒集合体、石英・アルバイト粒集合体、イライト（セリサイト）あるいはイライト・クロライト集合体よりなる方位性の著しいバンド、などが互層している。これらは、元来の成分の違いを反映しており、すべて再結晶の産物である。わずかながら斜長石の自形斑晶を有していることがある。元来、発泡の程度の低いパミス質岩片の集合体であったと思われるが、空隙はほとんどがつぶれており、充填鉱物も引きのばされている。

カッティングスでは、状態の異なる種々の岩片からなることで識別される。また、いくつかの方位の異なる岩片の集合が認められることもある。コアでも同様である。これに対し、流紋岩溶岩の場合では、カッティングスでも一様な岩片からなることで識別される。

5.2.3 安山岩

南長岡ガス田では北深沢 1 号井で、最下部の玄武岩の上に重なる緑黒色に密な岩石で、いわゆる粗面岩質安山岩の一種である（島津, 1982）。片貝ガス田では片貝 SK-16 号井で玄武岩層の上位の層準に介在し、西片貝 SK-1D 号井では玄武岩層の上に重なっている。細粒なトラキチック組織が顕著で、斜長石の粒間にはクロライトと不透明鉱物が多い。粗面岩質デイサイト～安山岩に属する。 SiO_2 含有量は 55% から 66% まで変化する。

5.2.4 玄武岩

玄武岩は、片貝 SK-16 号井および西片貝 SK-1D、さらに北小千谷 SK-1D 号井および桜町 SK-1D 号井の深部に存在している。片貝 SK-16 号井でみると、安山岩を挟んで上下 2 つの層準に存在する。上部のものはハイアロクラスタイトと少量の溶岩からなる。下部の玄武岩層は溶岩が多いようである。大部分は無斑晶質に近い玄武岩で、鏡下では拍子木状斜長石と微粒の不透明鉱物からなり、インターサータル組織をなすものが多く、上記の結晶粒間は緑泥石で充填されている。ハイアロクラスタイトを構成する岩片には杏仁状構造を示すものが多く、クロライト・炭酸塩鉱物・石英などで充填されている。 SiO_2 含有量は、変質の弱いものでは 51% から 55% 程度

図 6 ハイアロクラスタイト・流紋岩・玄武岩の顕微鏡写真(横3 mm)

- a: ハイアロクラスタイト岩片, b: ハイアロクラスタイト(Ca は方解石),
 c: 流紋岩(微トラキティック組織), d: 流紋岩(微ポイキリティック組織)(Pl は斜長石),
 e: 流紋岩(真珠岩組織), f: 玄武岩(杏仁状構造)

図 7 片貝ガス田、七谷グリーンタフ層の南北断面 (石油資源開発㈱, 茅原, 1986)

1: ドレライト, 2: ハイアロクラスライト, 3: 流紋岩, 4: 安山岩, 5: 玄武岩
chl: クロライト出現上限線

図 8 関原一片貝地区の模式層序断面図およびグリーンタフ上面の起伏変化

(石油資源開発 KK 及び茅原による, 1986; 南長岡ガス田は島津, 1982, による)

1: 玄武岩, 2: 安山岩, 3: 流紋岩 B', 4: 流紋岩 B, 5: 流紋岩 C, 6: 流紋岩 A,
7: ハイアロクラスライト, 8: 七谷層泥岩, 9: ドレライト.

鎖線 chl: クロライトの出現上限, l+p: 濁沸石-ブドウ石-パンペリー石組み合わせ出現線

である。

5.2.5 ドレライト

粗粒でサブオフィチック組織を呈し、拍子木状斜長石、単斜輝石、不透明鉱物およびそれらを充填するクロライトからなっている。ドレライトは北小千谷 SK-1D 号井で特に多くみられる。

5.3 グリーンタフ層の構造

片貝ガス田深部に発達する七谷硬質頁岩層以下のグリーンタフ層について、その南北方向の断面を図7に示し

である。各坑井の深度は海水準以下のマイナス深度で示し、坑井間の距離は実長ではない。また、南長岡ガス田を含めた南北断面を図8に示してある。

この断面図に示した坑井のうち、片貝SK-16、北小千谷SK-1Dの各坑井が西方への斜め掘りである。

図7および8で明らかのように、片貝ガス田深部のグリーンタフ層は全体として南方に緩い傾斜を示している。

最深部に存在する玄武岩層は、南長岡ガス田を含めて

表 1 片貝地域地層水の化学組成

坑井名	仕上げ層準	Data	SG	pH	TDS*	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺
西片貝 SK-1D	4,657.0/5,104.5	56. 4. 15	1.032	7.23	15,955	4806	240	410
				@18.5		212.2	6.1	20.5
		4.16	1.012	7.42	15,450	4738	260	600
				@18.5		206.9	6.6	30
		4.17	1.012	7.35	15,160	4840	290	290
				@18.5		211.4	7.4	14.5
		4.17	1.011	7.32	13,025	4150	250	420
				@18.5		181.2	6.4	21
桜町 SK-1D	4,958.0/5,035.5	58. 7. 25	1.0095		14,340	4770	52.0	39
						207.4	13.3	2.0

* TDS: 蒸発残留物 (=溶解性残留物), @: pH 測定時温度 (°C), 分析値の上段 ppm, 下段 epm.

みると、あるスパンをもって緩い高まりを示しながら分布している。しかも、全体として南北方向の背斜構造の軸に対して西寄りに位置していることが注目される。

安山岩層は玄武岩と密接に伴っており、一部にのみ存在している。

流紋岩溶岩流は、南方へ次々と重なり、溶岩流パイルが南方へ次第に進行する、というような累重関係を示している。ここで注目されるのはハイアロクラスタイトの累重関係である。これらは、前述したように、単に溶岩流のフットプレッチアとか、二次的崩壊物ではなく、恐らく海底火砕流のような産状を示すが、これらは下位の溶岩流の急斜している部分に流下・累重していることは重要なことと思われる。

グリーンタフ層上位の七谷硬質頁岩層基底をみると、わずかながら下位のグリーンタフ層の構造を切っている。このことは七谷頁岩層の基底を水平線として層序断面を復元すると(図省略)一層明瞭である。また、玄武岩より上のグリーンタフ層は、わずかながら玄武岩層に対してアバットしているように見える。

片貝 SK-16号井に見られるように、玄武岩層のさらに下位に流紋岩質グリーンタフ層の存在することは重要である。このグリーンタフには鉱化作用と鉱化変質(セリサイト・クロライト)の著しいことが注目される。

5.4 グリーンタフ層の変質—特に炭酸塩鉱物の分布について—

変質については、顕微鏡観察とX線分析を併用して検討した。また、EG 処理、HCl 処理を全試料について行って検討した。

片貝地区のグリーンタフの変質は、流紋岩溶岩、同質ハイアロクラスタイト、安山岩、玄武岩などの岩質と深度によって異なる。流紋岩には一般的に珪化、炭酸塩鉱物化、アルバイト化、セリサイト(9 Å粘土鉱物)がみ

られ、下位ではクロライト化が進行している。珪化作用は深度が増大するに強くなり、再結晶の程度が進むと粒状構造が著しくなる。

クロライトの出現する深度を図8および9に示している。南長岡ガス田では北部ではやや浅くなり、南で深くなっている(島津, 1982)が、片貝ガス田に入ると、再び浅くなり、約4,000から4,100m(マイナス深度)となっている。

安山岩・玄武岩の変質はクロライト・アルバイト・方解石化で特徴づけられている。

南長岡ガス田の北深沢1号井でみられる濁沸石—ペーリー石—ブドウ石—緑レン石の変質や、ブドウ石—アクチノ閃石の変質(島津, 1982)は片貝ガス田で筆者は確認していない。

片貝ガス田のグリーンタフの変質で注目されるのは炭酸塩物の普遍的な存在である。これには4種の炭酸塩鉱物(方解石・ドロマイト・シデライト・アンケライト)の組み合わせが識別できる。これらの鉱物は、鏡下では屈折率、複屈折率、色彩、結晶の自形度、などで区別される。また、粉末X線回折パターンでは、 $2\theta=30^\circ\sim31^\circ$ 前後の最強線の存在により区別される。HCl 処理では全部消失する。

鏡下でみると、プール状、脈状、他結晶の交代、杏仁充填などの産状が区別される。

これらの炭酸塩鉱物の組み合わせには、若干の特色があり、方解石のみの集合体、方解石—シデライト、アンケライト単独、シデライト—アンケライト、などの組み合わせが区別される。北片貝 SK-1 では、下部は方解石単独であるが、上部ではシデライト単独、シデライト—方解石の組み合わせが存する。片貝 SK-16D では、下部の玄武岩層では方解石が主で、わずかにシデライトやアンケライトを伴うところがある。最上部ではアンケライ

(石油資源開発KK, 社内資料, 1983)

Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	I ⁻	Br ⁻	HBO ₃ ²⁻	Fe	Mn	Hg
5.4	12	5893	1542	2281	0	3.2	5.3	224	9.5ppm		45.6ppb
0.45	0.7	19.6	32.1	37.4		0.025	0.066	5.1			
5	13	6056	1172	2379		5.3	5.4	205	12		12.8
0.41	0.7	170.6	24.4	3.9		0.042	0.068	4.7			
4.2	12	6333	1064	1625		4.8	5.1	260	20		3.2
0.35	0.7	178.4	22.2	26.7		0.037	0.064	5.2			
4.2	14	5538	876	1617		4.2	6.1	2.11	9.5		2.4
0.35	0.8	156	18.3	26.5		0.033	0.076	4.83			
0.66	36	5616	755	2242		0	114	3.10	3.6	19	0.0013
0.6	2	158.2	15.7	36.7			1.4	7.1

図 9 片貝ガス田のグリーントフ層中における炭酸塩鉱物の組み合わせとその垂直分布 (石油資源開発㈱, 茅原, 1986)

ト・シデライトが多くなっている。一方、南方の南片貝 SK-3 では、全体としてはシデライトーアンケライトの組み合わせで代表され、上部にのみ方解石が出現している。さらに南の片貝 SK-17D になると方解石は存在しない (図 9)。

以上の組み合わせについても、存在量 (変質の強弱) は不連続的であって変質バンドをなして繰り返して出現するという特性がある。また、ある場合にはクロライト変質の強いところに関連していることもある。

このような炭酸塩鉱物は熱水性の鉱化作用の結果と思われるが、熱水流体の移動やガスの移動がどのように結びつくかは今後の問題である。

片貝深部ガス層であるグリーントフ層のガスには約 7 % の炭酸ガスが含まれている。ここでは、かなりの量の地層水 (油・ガス田水) を産出した坑井は少なく、各ガス層の地層水の性状はまだ十分に分っていない。表 1 に比較的信頼できる地層水の分析値 (石油資源開発 KK 内部資料) を示した。グリーントフ中の地層水の特徴とし

て、特に炭酸塩鉱物の生成と関連して HCO_3^- の多いこと、また Mg^{2+} が極端に少ないことも特徴である、とされている。このような地層水の性状と炭酸塩鉱物の生成との関連は今後の問題としたい。

謝 辞 始めに、多くの資料の提供を賜わり、かつ本稿の発表を許可された石油資源開発株式会社に厚く感謝申し上げる。また、城内層群については、野外調査に協力され、さらに化石データに関してご教示をいただいた同社の関係各位にお礼申し上げたい。

城内層群の野外調査は地質調査所5万分の1地質図幅「越後湯沢」・「六日町」・「小千谷」の作製に関連して、その一部が実施された。ここに地質調査所の関係各位に厚くお礼申し上げる。

片貝ガス田の七谷グリーンタフ層にみられる変質、特に炭酸塩鉱物の分布については新潟大学卯田強博士からご教示やご協力をいただいた、同氏に厚く感謝する。

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, **21** (2), 1—6.
- 茅原一也, 1974 a: 新潟地区の火山層序について. 地調報告, 250号—1, 183—234.
- , 1974 b: 新潟積成盆地の新第三系火山層序—構造区と火山区—. 石油技誌, **39**, 201—215.
- , 1985: 北部フォッサ・マグナ地域東縁の中部中新統一火成活動と堆積作用—. 新潟大・理・地鉱研究報告, 第5号, 1—31.
- ・小松 正幸・島津 光夫・久保田喜裕・塩川 智,
1981: 越後湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 108p.
- ・周藤賢治・北脇裕士・鈴木雅彦 (1984): 難波山堆積・構造区における火成活動, 特に hypabyssal-extrusive association について. 地質学論集, 24号, 31—44.
- , 1986 a: 上越帯の構成. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告 no. 3, 9—15.
- , 1986 b: 足尾帯西部地域の地質. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 3, 16—19.
- EBIHARA, M., NAKAMURA, Y., WAKITA, H., KURASAWA, H. and KONDA, T. (1984): Trace element composition of Tertiary volcanic rocks of northeast Japan. *Geochem. Jour.*, vol. **18**, p. 287—295.
- 藤田嘉彦, 1985: 火山岩体石油鉱床の起源. 地学雑誌, **94**, (7), 32—39.
- 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, no. 3, 48—55.
- 池辺 穰, 1953: 最近の探鉱成果 (新潟・長野地方). 石油技誌, **18**, 25—157.
- 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. 地質雑, **77**, 757—763.
- ・赤堀芳雄, 1982: 片貝ガス田深層の探鉱. 石油技誌, **47**, 99—106.
- 石橋英一, 1986: 後期白亜紀—古第三紀火山岩類の層序およびフィッシュン・トラック年代. 地球科学, **40**, 1—17.
- 石和田靖章・猪木幸男, 1971: 新潟県柏崎市南方地域の試掘岩芯より発見された超苦鉄質岩の地質学的意義. 地質雑, **77**, 793—795.
- 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), 石油技誌, **34** (5), 35—42, (6), 26—31.
- KOMATSU, N., FUJITA, Y. and SATO, O. 1984: Cenozoic volcanic rocks as potential hydrocarbon reservoirs. *Proc. 11th World Pet. Congr.* (1983: London), John Wiley & Sons, 2, 411—420.
- 小松正幸・茅原一也, 1976: 1974年焼山火山噴出物中の基盤岩片について. 新潟大・理・地鉱研究報告, 4号 255—262.
- ・宇次原雅之・茅原一也, 1985: 北部フォッサ・マグナ周辺の基盤構造. 新潟大・理・地鉱研究報告, 第5号, 40—55.
- KONO, Y., HIBI, T., KUBO, M., MICHIGAMI, O., SHIBUYA, K., SUNAMI, M., SUZUKI, K. and FURUE, N. (1982): Gravity anomaly over the northern part of the Central Japan (1). *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **27**, 71—83.
- 小草欽治・菊池芳朗, 1982: 関原・越路原地域の深部の探鉱について. 石油技誌, **47**, 93—98.
- 佐藤 修, 1984: 火山岩貯留岩の岩相と孔隙—特に南長岡ガス田における流紋岩について—. 石油技誌, **49**, 11—19.
- 島津光夫, 1982: いわゆるグリーンタフ貯留岩の地質学的・岩石学的諸問題. 石油技誌, **47**, 277—287.
- SHIMAZU, M. 1984: Altered rhyolites as oil and gas reservoir in the Minaminagaoka gas field (Niigata Prefecture, Japan). *Chem. Geol.*, **49**, 363—370.
- 竹之内 耕, 1985: 新潟県水無川変成岩類における変形相系列. 構造地質 (構造地質研究会誌), **31**号, 9—16.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎

- ・加藤碩一, 1985: 十日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 104p.
- ・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一, 1986: 小千谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 177p.
- 吉村尚久・市橋紘一, 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・理・地鉱教室研究報告, no. 1, 97—104.
- 吉村尚久・石橋英一, 1979: 姫川河口地域の地質と糸静線. 総研「島弧変動」研究報告, no. 1, 21—23.