会津盆地南西部の第三系 ——中期中新世の造構史*——

八 幡 正 弘**

The Tertiary system in the southwestern district of the Aizu Basin,
Fukushima Prefecture, Japan

——with special reference to the geotectonic history in the Middle Miocene*——

Masahiro YAHATA**

Abstract The studied area is situated in the eastern part of the Tsugawa—Aizu Province (SHIMAZU, 1973). Geology of the area is characterized by predominant acidic volcanism of the Nishikurosawa stage.

Stratigraphic succession of the Miocene strata occupying the studied area is summarized as follows,

Miocene	Upper	Fujitoge Formation	150 m+
		unconformable	
		Shiotsubo Formation	160 m+
		—	—
		Futamatagawa Formation	340—570 m
	Middle	local unconformable	
		Ogino Formation	450—700 m
		Kan-non Formation	300—720 m
		unconformable	
	Lower	Makiba Formation	800 m+

The Makiba Formation, lower member of the Miocene System is composed of a thick pile made up from the fragments of dacitic and andesitic rocks with intercalated welded tuffs.

The Kan-non Formation unconformably covers the underlying Makiba Formation with a basal conglomerate member. The diameter of the basin of this period is estimated as 15—20 km. The Kan-non and the Ogino Formation are both composed of acidic volcanic rocks associated with basaltic hyaloclastite which deposited under submarine conditions.

The lower member of the Futamatagawa Formation can be correlated to the latest Nishikurosawa Stage. This formation is composed of sandstone with alternatively intercalated mudstone in which hard shale, white pumice tuff and partly andesitic tuff breccia are associated. Especially, alternation of sandstone and mudstone is frequently accompanied by calcareous sandstone which is traceable in the studied areas. This sedimentation came to be spread over most of the area. Thus it is considered that the extent of the sediments attained its maximum during the Nishikurosawa transgression period. Through this study present author clarified that the basin moved westwards in the following period. During this process, transgression might have been replaced by regression, and the upper member of the Futamatagawa Formation and the overlying Shiotsubo Formation consisting of the shale and mudstone were formed.

1981 年 7 月 14 日受理

* 日本地質学会 86 年年会(秋田)にて一部講演.

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, 060 Japan.
現 北海道立地下資源調査所. Geological Survey of Hokkaido, Sapporo, 060 Japan.

ま え が き

福島県会津地域から新潟県津川地域にかけては中期中新世の酸性火山岩類の発達著しく、堆積盆地の形成と火山活動の場は NW—SE 方向の構造規制を受けている。これを島津(1973)は“津川—会津区”と呼び、新旧2回の陥没による堆積盆地の発生・形成過程を提起した。津川—会津区は東北日本主部における NNE—SSW 方向の帯状構造に斜交し、中期中新世の酸性火山活動が卓越している。さらに、盆地の配列・火山活動の場の配列・黒鉱鉱床の分布にも NW—SE 方向の構造的特徴が見出される(島田ら, 1972)。これらの特徴は島弧における酸性火山活動の成因とその形成過程、そして、フォッサ・マグナ東縁の問題を考える上で重要である(生田ら, 1960)。

津川—会津区の中でも津川地域は層序・造構史に関する検討がなされ(藤田和夫, 1949; 吉村ら, 1972; 津川グリーンタフ団研, 1976, 1979), 津川グリーンタフ団研(1979)は津川盆地北東縁部の陥没構造を実証し、また、堆積盆地の移動についても論じた。一方、本論で述べる会津盆地南部には基盤花崗岩類から鮮新統まで一連の地質系統が連続して観察され、第三紀における層序・造構史を編むためには良好なフィールドである。

本地域の第三系の研究は鈴木(1951, 1952, 1964), 鈴木ら(1954)により進められ、鈴木ら(1972)はグリーンタフ層を下位より観音層・田中層・萩野層と区分し、会津盆地内での造構史に関する検討を加えている。しかし、津川—野沢—宮下一会津地域のグリーンタフ層を比較・検討した例は島田ら(1972)があるのみで数少ない。

筆者はグリーンタフ堆積盆地の形成史と火山活動史との相関性を解明することを目的として、会津盆地南西部において調査・研究を進めてきた。その結果、第三系最下位に陸域で堆積した火砕岩層(牧場層)があり、上位層と不整合をもって境されていることを見出した。また、上位の観音層・萩野層・漆窪層について層序を再編し、近隣地域との比較・検討を行ない、津川—会津区の造構史について考察した。

本報告は、新潟大学大学院修士課程で行なった研究を主体としたものである。

謝辞 研究を進めるにあたり、新潟大学理学部・吉村尚久教授には終始、親切な御指導をいただいた。新潟大学積雪地帯災害研究センター・藤田至則教授、北海道大学理学部・番場猛夫教授・雁沢好博氏には原稿を読んでもいただき、御教示・討論していただいた。さらに、

新潟大学理学部・島津光夫教授、津川グリーンタフ団研の方々には有益な御助言・御討論をしていただいた。現地では会津高田町・長嶺重治氏とその御家族にお世話になった。

以上の方々に厚く感謝の意を表します。

地 質 各 説

1. 基盤岩類

先第三系基盤岩類は後期白亜紀～古第三紀の宮川流紋岩とこれを貫く花崗岩類よりなる(八幡・吉村, 1980)。その分布は宮川上流・下谷ヶ地周辺地域に見られ、NE—SW 方向に伸びる 4×1.7 km の広がりを持つ。多くの場合、同方向の断層により第三系と接する。

宮川流紋岩は、花崗岩類の貫入により灰黒色塊状のホルンフェルスとなり、二次的な黒雲母が生じている。原岩は中性～酸性の熔結凝灰岩が主体である。花崗岩類は、黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩・花崗斑岩よりなる。

2. 第三系

第三系は下位より牧場層・観音層・萩野層・二岐川層・塩坪層・藤峠層・仏沢熔結凝灰岩層よりなる(Figs. 1, 2)。以下、下位より記載するが、藤峠層・仏沢熔結凝灰岩層は本論文の論旨と関係がないので説明を省略する。

なお、本地域の水系図、各個柱状対比図はそれぞれ Fig. 3, Fig. 4 に示した。

(1) 牧場層(新称) 本層は中性～酸性の火砕岩類よりなり、多数の熔結凝灰岩層を介在する。安山岩質火砕岩類は石英安山岩～流紋岩質火砕岩類よりも、相対的に上位に位置し、主に西部地域に分布する。

(命名) 本層は従来、鈴木ら(1972)により“観音層”として一括されてきた。しかし、鈴木らの観音層は岩相上明らかに二つの地層に区分され、両者の間に不整合が存在することから、本論では不整合より下位の地層を牧場層と命名し、観音層と区分することにした。

(模式地) 会津高田町宮川上流・宮川ダム上流域。

(層厚) 800 m+。

(分布) 石英安山岩質～流紋岩質火砕岩類は宮川以東の牧場・大平・東尾岐川上流・檜和田地域に分布する。安山岩質火砕岩類は松倉川中～上流域から桑沢川流域に分布する。

(下位との関係) 不整合である。基盤岩類とはほとんどの場合、断層関係で接しているが、宮川上流右岸・滝ノ沢川周辺においては主に花崗岩・花崗閃緑岩の円～亜円礫(礫径 5～30 cm)よりなる基底礫岩が分布する。その基質は凝灰質である。この礫岩は基盤花崗閃緑岩を不整

Geologic Time	Stratigraphy	Thickness	Lithofacies	
Pliocene	Hotokezawa Welded Tuff	150 + m		dacitic welded tuff, congl.
	Fujitoge F.	150 +		tuffaceous sand s.
Miocene	Upper	Shiotsubo F.		dacitic pumice tuff, congl.
		160 +		black mud s., silt s.
	Middle	Futamatagawa F.		dacitic pumice tuff
		340		hard shale, mud s.
		570		andesite lava, calcareous sand s.
				silt s., sand s. alt.
	Lower	Ogino F.		rhyolite lava, basalt lava
		450		pumice tuff, lappili tuff
		700		massive mud s.
		300		dacite lava, pumice tuff
Palaeogene	Cretaceous	Kan-non F.		lappili tuff, sand s., silt s., congl.
		720		andesite lava, tuff breccia
		800 +		welded tuff, spherulitic rhyolite lava
Cretaceous	Granites	Makiba F.		dacitic-rhyolitic welded tuff
		400 +		biotite granite, granodiorite, granoporphry

Fig. 1. Summary of stratigraphy of the southwestern district of the Aizu Basin.

合におお。なお、本層の火砕岩類中には多量の細粒花崗閃緑岩および灰黒色ホルンフェルスの礫（礫径 5~80 cm）が含まれる。

（岩相）石英安山岩質～流紋岩質火砕岩類は岩相変化に富み、暗灰色凝灰角礫岩・含軽石火山礫凝灰岩・熔結凝灰岩・細粒～粗粒凝灰岩からなる。一般に塊状を呈し、層理は不鮮明である。岩片には流紋岩・石英安山岩・安山岩が多く、花崗閃緑岩・熔結凝灰岩・頁岩なども含まれる。基盤岩分布域の周辺で特に礫を多数含有する。熔結凝灰岩層は宮川から源田沢・大平にかけて分布する。球顆流紋岩熔岩（層厚 30 m）は宮川流域左岸に分布する。

安山岩質火砕岩類は、主に緑色～白色軽石を多く含む凝灰角礫岩から構成されることが多い。松倉川流域では熔結凝灰岩・凝灰角礫岩がくりかえし分布し、斑状安山岩熔岩（層厚 35 m）を介在する。松倉川上流域では次第に軽石質火山礫凝灰岩が卓越する。この他、安山岩熔岩が松倉川上流・桑沢川・宮川ダム下流に分布する。

以上の火砕岩類は著しく変質作用を受け、主に緑泥石～絹雲母～曹長石～緑レン石が生成している。また、宮川ダム付近の安山岩中の斜長石には濁沸石が生成している部分がある。

（産出化石）未発見である。

（2）^{かんのん}観音層（再々定義）本層は石英安山岩熔岩およびこれと同質の火砕岩類（源田沢石英安山岩部層）が主体をなす。宮川以東の地域では最下位に中屋敷砂岩泥岩礫岩部層・茗荷谷凝灰岩部層が分布する。

（命名）鈴木ら（1954）により命名され、鈴木ら（1972）により再定義された観音層のうち、海老山川流紋岩と前述の牧場層を除外したものを観音層と再定義して用いる。

（下位層との関係）傾斜不整合である。下位の牧場層と不整合関係で接する露頭は、東尾岐川上流・中屋敷で観察される（Fig. 5）。本層基底には礫岩が卓越し、下位の牧場層起源の凝灰岩礫を多量に含有する（中屋敷砂岩泥岩礫岩部層）。本層は下位層と構造的にも斜交する。

④中屋敷砂岩泥岩礫岩部層（新称）

（命名）従来の報告では全く記載のない地層であり、観音層基底に位置する重要な岩相であるので、新称を用いる。

（模式地および分布）宮川以東に分布し、東尾岐川上流中屋敷～茗荷谷付近に最もよく発達する。

（層厚）0~200 m.

（岩相）砂岩・泥岩互層が主体であるが、径 2~5 cm の円礫が介在する場合がある。また、最下底では亜角～亜円礫が卓越し、礫径は 50~150 cm に達する。礫種は緑色凝灰岩・熔結凝灰岩・花崗岩・流紋岩が主体であ

Fig. 2

る。本部層分布域西限の宮川では礫径 10~100 cm の垂角~垂円礫よりなる不淘汰礫岩が分布する。

(産出化石) 植物片(鑑定不能)。

⑩茗荷谷凝灰岩部層(新称)

(命名) 従来の報告では全く記載のない地層であるが、

本地域では中屋敷砂岩泥岩礫岩部層を整合におおう特異な岩相であるので、新称を用いる。

(模式地および分布) 東尾岐川上流・茗荷谷からその東方のクラマ沢にかけて分布する。

(層厚) 0~40 m。

Fig. 3. Drainage system.

Numbers show the position of columns in Fig. 4. Az; Aizu-Takada, Da; Daijinzawa, Db; Dobashi, Eb; Ebiyama, Fu; Fujie, Ha; Hashimoto, Hi; Hiwada, Ja; Jabami, Ka; Kan-non, Kb; Kabuto, Kt; Kubota, M; Matsuzawa, My; Myogatani, Mk; Makiba, Mz; Mizusawa, Na; Nagaoka, Nk; Nakayashiki, Od; Oodaira, Om; Oomuro, Oy; Ooyaji, Os; Osozawa, Sb; Shobuzawa, Se; Sekine, Si; Shimoyagaji, Ta; Tatakaiba, Tk; Takamori, Uo; Uobuchi, Yo; Yotsuya, 6; Kuramazawa, 29; Kuwazawagawa, 31; Nishinosawa.

Fig. 2. Geological map of the southwestern district of the Aizu Basin.

1-33; Tertiary System.

1; Hotokezawa welded tuff Formation, 2; Fujitoge Formation, 3-4; Shiotsubo Formation, 3; Mudstone, 4; Tuff, 5-14; Futamatagawa Formation, 5; Nishinosawa mudstone Member, 6; Matsuzawa sandstone and mudstone Member, 7; Calcareous sandstone, 8; Andesite lava in the Myojingatake andesite Member, 9; Andesitic pyroclastic rocks in the upper of Myojingatake andesite Member, 10; Andesitic pyroclastic rocks in the middle of Myojingatake andesite Member, 11; Andesite auto-brecciated lava in the lower of Myojingatake andesite Member, 12; Tuff breccia, 13; Pumice tuff, 14; Rhyolite lava (12-14; Jabami green tuff Member), 15-20; Ogino Formation, 15; Dobashi mudstone Member, 16; Rhyolite lava, 17; Rhyolitic pumice tuff (16-17; Ebiyamagawa rhyolite Member), 18; Basalt lava, 19; Basaltic pyroclastic rocks, 20; Basaltic pyroclastic rocks containing dacite breccia (18-20; Tatakaiba basalt Member), 21-24, Kan-non Formation, 21; Dacite lava, 22; Dacitic and rhyolitic pyroclastic rocks (21-22; Gentazawa dacite Member), 23; Myogatani tuff Member, 24; Nakayashiki sandstone, mudstone and conglomerate Member, 25-28; Makiba Formation, 25; Spherulitic rhyolite lava, 26; Dacitic and rhyolitic pyroclastic rocks, 27; Andesite lava, 28; Andesitic pyroclastic rocks, 29-33; Dyke rocks, 29; Porphyry, 30; Quartz porphyry, 31; Rhyolite, 32; Dacite, 33; Andesite, 34-37; Basement, 34; Biotite granite, 35; Granodiorite, 36; Granoporphyry, 37; Miyagawa rhyolite, 38; Axis of syncline, 39; Axis of anticline, 40; Fault.

Ni; Niigata, Mk; Mikawa Basin, Ts; Tsugawa Basin, No; Nozawa Basin, Ms; Miyashita Basin, Az; Aizu Basin, L. I.; Lake Inawashiro, T. F. Z.; Tanakura Fracture Zone, S. K. L.; Shibata-Koide Tectonic Line, H; Hashimoto, Ja; Jabami, K; Kan-non, Kb; Kabuto, Ku; Kubota, M; Matsuzawa, Mg; Myogatani, Mo; Morinokoshi, My; Mt. Myojin, N; Nagaoka, O; Oodaira, Om; Mt. Oomukai, S; Shimoyagaji, Se; Sekine, T; Tatakaiba, Ta; Takamori, To; Mt. Takao-mine, Ts; Mt. Takinosawa, Tz; Mt. Tozawa, Y; Yotsuya.

Fig. 4. Columnar sections. Numbers are shown in Fig. 3.

A ; Dacitic and rhyolitic welded tuff, B ; Andesitic welded tuff, C ; Pumice tuff, D ; Tuff breccia, E ; Fine tuff, F ; Volcanic breccia, G ; Dacite, H ; Rhyolite, I ; Perlite, J ; Basalt, K ; Basaltic pyroclastic rocks, L ; Basaltic pyroclastic rocks containing dacite breccias, M ; Dolerite, N ; Andesite dyke, O ; Andesite, P ; Andesitic tuff breccia, Q ; Andesitic lapilli tuff, R ; Sandstone, S ; Calcareous sandstone, T ; Mudstone, U ; Alternation of sandstone and mudstone, V ; Alternation of sandstone, mudstone and tuff, W ; Conglomerate, X ; Granitic rocks, Y ; Miyagawa rhyolite.

(岩相) 黄灰色塊状凝灰岩～火山礫凝灰岩である。基質中に輝石・角閃石が含まれていることが一つの特徴である。火山礫は玄武岩が一般的であるが、石英安山岩が多く含有されることもある。礫径は0.3～2.0 cm である。基質は砂質凝灰岩と軽石より構成される。

◎源田沢石英安山岩部層(新称)

(命名) 前述の中屋敷砂岩泥岩礫岩部層・茗荷谷凝灰岩部層と区別し、新称を用いて記述する。

(模式地) 会津高田町宮川中流域・魚淵～観音地域の河床および源田沢流域。

(分布) 松倉川中～下流域, 宮川中流域, 源田沢, 東尾岐川中～上流域に分布する。宮川以西の地域では前述

の中屋敷砂岩泥岩礫岩部層・茗荷谷凝灰岩部層の両部層が欠如し、本部層が直接牧場層をおおっている。

(層厚) 300～500 m.

(岩相) 本層の主体を構成する火砕岩類は、塊状緑色軽石凝灰岩・細粒凝灰岩・含軽石火山礫凝灰岩からなり、上部で4枚の灰褐色含輝石石英安山岩熔岩を介在する。この熔岩は源田沢から東尾岐川にかけての地域で最も厚く発達する。下位より熔岩の層厚は各々 20 m, 20 m, 120 m, 70 m である。全体に塊状で灰褐色を呈するが、部分的に絹雲母・炭酸塩鉱物により著しく交代されているため、灰白色となる。自破碎状を呈する部分もある。

火砕岩類は塊状無層理のことが多いが、葉片状軽石や

Fig. 5. Geological sketch showing the unconformity between the Kan-non Formation and the underlying Makiba Formation in the Nakayashiki area.

A ; Mudstone, B ; Sandstone, C ; Conglomerate (A-C ; Kan-non Formation), D ; Dacitic pyroclastic rocks (Makiba Formation), N ; Nakayashiki.

火山礫の配列が観察されることがある。また、上部では級化成層を呈する凝灰岩や細～中粒凝灰岩の互層が挟在し、この火砕岩類が明らかに水中で堆積したことを示している。

西部では赤褐色流紋岩質火山角礫岩が広く発達し、礫径 5～100 cm の流紋岩角礫が全体の 90% を占めている。そして、この付近では $N10^{\circ}\sim 20^{\circ}W$ 方向の流紋岩貫入岩が分布し、その周辺では火砕岩類は絹雲母化・珪化が著しい。火砕岩類の層厚は西部で 300 m、東部で 500 m である。

なお、本層は全体にモンモリロナイト～絹雲母～曹長石により交代され、一部緑泥石を産する。その他、方解石・輝沸石・モルデン沸石を伴う。

(3) 荻野層(再定義) 本層は東部地域に分布する戦場玄武岩部層と西部地域に分布する海老山川流紋岩部層およびその上位に分布する土橋泥岩部層からなる。

(命名)本層は鈴木(1951)により高郷村荻野を模式地として命名され、その後、鈴木ら(1972)により本地域にも使用された。本論文では鈴木ら(1972)の荻野層から明神ヶ岳安山岩および蛇喰地域の緑色凝灰岩を除き、海老山

川流紋岩・田中層を加えた部分について再定義して、荻野層として用いる。この根拠として、鈴木ら(1972)による田中層中の戦場安山岩(筆者による戦場玄武岩部層)は胃地域の基性安山岩質火山礫凝灰岩層(層厚 15 m)に連続せず、橋本～大室地域で海老山川流紋岩部層に移化するか、一部その下位に位置するので、荻野層と同層準となり別の地層とする必要は認められないからである。

(下位層との関係) 整合である。

④戦場玄武岩部層(改名)

(命名)鈴木ら(1972)による戦場安山岩にほぼ相当するが、岩質が玄武岩質($SiO_2=51.6$ wt%, 八幡, 1980 MS)であるため名称を改めることにした。

(模式地) 会津高田町、戦場～水沢付近の東尾岐川河床。

(層厚) 0～450 m。

(分布) 東尾岐川流域の戦場～水沢～勝負沢地域から宮川流域の魚淵～橋本地域。

(岩相) 本層は東尾岐川大神沢付近に発達する緑色軽石凝灰岩層(層厚 60 m)を境に下部・上部に区分される。下部・上部とも暗青灰色塊状玄武岩質火山礫凝灰岩が主体を占め、一部凝灰角礫岩を伴う。これらは多くの場合、ハイアロクラスタイトである。玄武岩熔岩は下部に2枚(層厚 6 m と 4 m)介在し、いずれも塊状熔岩であ

Fig. 6. Geological sketch of the locality where the Futamatagawa Formation unconformably covers the underlying Formation in the Takamori area.

a ; Andesitic lapilli tuff, b ; pumice tuff, c ; Fine tuff, d ; Sandy tuff, e ; Conglomerate (a-e ; Futamatagawa Formation), f ; Pumice tuff, g ; Rhyolite breccia (f-g ; Ogino Formation).

り、縁辺部で自破碎状を呈する。また、下部および上部最下位には径 5~70 cm の石英安山岩礫を多く含有する。特に、下部において著しく卓越し、石英安山岩礫の占める割合が構成火山礫の 7 割を占め、層厚 40 m にわたって連続する。本層は全体にサポナイト化が進み、方解石の脈の発達も顕著である。

(産出化石) 戦場付近の玄武岩質砂質凝灰岩中より有孔虫化石が産するが、保存不良で鑑定できない。

なお、本地域東方の市野付近の凝灰質砂岩中より、次の化石の産出が報告されている(鈴木ら, 1972)。

Chlamys cf. *Kaneharai* (YOKOYAMA), *Makiyama chitani* (OTSUKA), *Placoptecten akihoensis* (MATSUMOTO)。

⑥海老山川流紋岩部層(新称)

(命名) 鈴木ら(1972)による“観音層”中の海老山川流紋岩は、戦場玄武岩部層と同時異相ないし、一部上位の関係にあるため、これを荻野層に含めた。

(模式地) 会津高田町海老山川流域。

(層厚) 100~650 m。

(分布) 海老山川から宮川流域の藤江付近にかけては流紋岩熔岩ドームが形成され、その東側には緑色凝灰岩層が分布し、遅沢付^{おそざわ}近まで連続する。また、この緑色凝灰岩層は西部の土橋から高森付近にも発達する。

(岩相) 海老山川流域には淡赤灰色流紋岩よりなる熔岩ドームが形成されており、主に流理構造の顕著な無斑晶質流紋岩および球顆流紋岩よりなる。ドーム中央部から東側では暗緑色~暗灰色真珠岩を介在する。岩体は縁辺部では自破碎状を呈し、緑色化、粘土化が著しい。東部では葉片状軽石凝灰岩が発達する。また、戦場玄武岩部層に移化する付近では多数の玄武岩礫を含有し、暗緑色含玄武岩礫軽石凝灰岩となる。土橋~高森地域では主に

塊状の緑色軽石凝灰岩から構成され、一部泥岩を介在する。熔岩ドーム中央部および西部域では絹雲母-石英による交代作用が著しく、原組織不明の場合がある。

(産出化石) 未発見である。

◎土橋泥岩部層

(命名) 鈴木ら(1972)による。

(模式地および分布) 魚溜川^{うおどめ}上流・土橋付近から高森地域に分布し、海老山川流紋岩熔岩の直上に薄く連続する。

(層厚) 0~70 m。

(岩相) 暗灰色塊状泥岩が主体である。一部軽石片や中粒砂を含み、淘汰が悪い。海老山地域や高森地域では白色~淡緑色軽石凝灰岩層を介在し、部分的に成層する。

(産出化石) 鈴木ら(1972)により土橋付近から次の化石の産出が報告されている。

Delectoptecten (*Palliolulum*) *peckhami*, 他に、ウニ、有孔虫化石。

(4) 二岐川層(新称) 本層は下位より蛇喰緑色凝灰岩部層・明神ヶ岳安山岩部層・松沢砂岩泥岩部層・西ノ沢泥岩部層よりなり、明神ヶ岳安山岩部層は松沢砂岩泥岩部層と指交関係にある。

(命名) 蛇喰緑色凝灰岩部層は、鈴木ら(1972)により荻野層最上部に位置するとされていたが、本部層が細粒凝灰岩層にはじまり、西部地域で下位層に対し、不整合関係であるため、鈴木ら(1972)の漆窪層とあわせて二岐川層として新称を用いた。

(下位層との関係) 魚溜川^{うおどめ}以東の地域では整合であるが、西部の東川流域で細粒凝灰岩層・軽石質火山礫凝灰岩層が下位の荻野層の緑色凝灰岩層を緩傾斜で不整合におおう。基底には径 5~30 cm 大の礫を含む礫岩層が分

Fig. 7. Column sections showing the relationship between the Ogino Formation and the Futamatagawa Formation. Column number are shown in Fig. 4.

a; Andesitic pyroclastic rocks, b; Andesite auto-brecciated lava, c; Andesite lava, d; Pumice tuff, e; Foliated pumice tuff, f; Fine tuff, g; Conglomerate, h; Sandy parts, i; Sandy mudstone, j; Mudstone, k; Rhyolite auto-brecciated lava, l; Rhyolite lava, m; Fault.

布する。礫種は主に緑色軽石凝灰岩・砂質凝灰岩・流紋岩である (Fig. 6)。削はく量は数 10 m と推定され、西方で増加すると考えられる。

④蛇喰緑色凝灰岩部層 (新称)

(命名) 本層は鈴木ら (1972) による荻野層の一部に含まれていたが、前述のとおり岩相の相違と一部下位層と不整合で接するため区分した。

(模式地および分布) 二岐川上流・蛇喰地域に広く分布する。また、海老山川下流や関根地域、魚溜川上流にも分布する。

(層厚) 6~170 m。

(岩相) 本層はガラス質の流紋岩質緑色~白色軽石凝灰岩・凝灰角礫岩が主体を占める。

本層基底の細粒凝灰岩層・軽石凝灰岩層はよく連続し、東部では関根地域・宮川下流胃地域に分布するが、西部地域の魚溜川以西では薄化する (Fig. 7)。関根地域には淡褐色流紋岩熔岩が介在する。本層は全体に変質し、粘土化が進んでいる。

なお、本層は長岡地域や海老山川下流などで安山岩質凝灰岩層を介在し、上部では明神ヶ岳安山岩部層と一部指交関係にある。

(産出化石) 未発見である。

⑤明神ヶ岳安山岩部層

詳細は別に報告するので、概略を記述するにとどめる。(命名) 鈴木ら (1972) による。

(模式地および分布) 会津柳津町四ツ谷・魚溜川流域、会津高田町明神ヶ岳・高尾峰・大谷地地域に広く分布する。また、東部の長岡・胃地域にも一部分布する。

(層厚) 0~500 m。

(岩相) 本層は下部・中部・上部に区分される。下部は灰黒色塊状複輝石安山岩熔岩 (層厚 4~25 m) および同質火山角礫岩よりなる。熔岩は自破砕状を呈することが多い。中部は暗灰色安山岩質凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩よりなり、一般に級化成層を呈する。熔岩 (4 m) は 3 枚介在し、下位から複輝石安山岩・含黒雲母複輝石安山岩・ガラス質安山岩である。上部は斑状複輝石安山岩~ガラス質安山岩質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩よりなる。一部軽石質凝灰岩を介在し、層理を示すが、全般に塊状である。上部は本部層中最も変質が著しく、方解石・石英び曹長石が生成している。

本層は、後述の松沢砂岩泥岩部層と指交関係にある。

(産出化石) 未発見である。

⑥松沢砂岩泥岩部層 (新称)

(命名) 鈴木ら (1972) による漆窪層下部に相当するが、岩相の特徴と連続性から新称を用いて区分した。

(模式地および分布) 会津高田町松沢によく露出し、

松沢林道から二岐川・大谷地地域にかけて分布する。また、東川流域にも一部連続する。

(層厚) 70~150 m.

(岩相) 松沢から二岐川地域では、層厚 2 m 内外の石灰質砂岩層を数枚介在する砂岩泥岩互層よりなる。石灰質砂岩は二岐川流域で安山岩質火山礫凝灰岩と互層状を呈する。一部に軽石質凝灰岩を介在する。東川地域では緑色凝灰岩・砂質凝灰岩・砂岩・泥岩の互層が発達し、凝灰岩中には輝石・角閃石が多く含有される。また、火山礫凝灰岩中の礫は径 0.5~3.0 cm の安山岩亜円〜亜角礫が主体である。

(産出化石) 鈴木ら(1972)により砂岩中の有孔虫化石の詳細な報告があり、以下に主なものについて記す。

Globigerina praebulloides BLOW, *G. woodi* JENKINS, *Globigerinoides immaturus* LeROY, *Globorotalia* (*Turborotalia*) *scitula praescitulla* BLOW, *Orbulina suturalis* BRONNIMANN.

④西ノ沢泥岩部層(新称)

(命名) 鈴木ら(1972)による漆窪層上部に相当するが、松沢砂岩泥岩部層中の泥岩と区別して、新称を用いる。

(模式地および分布) 会津高田町二岐川上流・西ノ沢上流および松沢西部に分布する。

(層厚) 30~70 m.

(岩相) 暗灰色硬質頁岩が主体を占め、一部黒色泥岩・砂質泥岩を挟在する。また、砂質部では細粒の軽石片を含む。本部層は前述の明神ヶ岳安山岩部層・松沢砂岩泥岩部層を整合におおう。

(産出化石) 未発見である。

(5) 塩坪層

(命名) 鈴木(1951)により高郷村塩坪を模式地として命名されたもので、本地域では鈴木ら(1972)・小室(1978)の区分に準ずる。

(分布) 会津高田町二岐川中流域および松沢西部。

(層厚) 160 m+.

(下位層との関係) 整合漸移である。

(岩相) 本層最下底には白色石英安山岩質軽石凝灰岩層(層厚 10 m)が分布し、その上位に主に黒色泥岩・頁岩・砂質泥岩が発達する。一般に塊状無理層である。

(産出化石) 未発見である。

地 質 構 造

本地域は南部に基盤岩類が露出し、北部に向かって順次上位の地層が分布する。第三紀層は松倉川断層(新称)東側では 10°~50° の北東傾斜であるが、西側では 10°

~30° の北西傾斜である。断層は松倉川断層・東尾岐川断層(新称)で見られるような N—S~N20°E 方向の断層と N30°~40°W 方向の断層が発達し、常に前者が後者を切っている。また、これらの断層に沿って撓曲帯が発達し、二岐川中流域や東川では特に顕著である。

貫入岩類は N10°~30°W の貫入方向を示す場合が多く、二岐川や久保田地域では主に安山岩からなる平行岩脈の発達が著しい(Fig. 8)。

Fig. 8 に示した白色変質帯は北部では NW—SE 方向に、松倉川断層に沿った地域では N—S 方向に発達し、これらの分布は宮下堆積盆地と会津堆積盆地の境界部にほぼ相当する。

グリーンタフ層の対比と時代

津川—会津地域に分布する第三系の対比をおこなうにあたって凝灰岩を中心とした岩相区分、5 万分の 1 の縮尺での編図を行なった。この際とくに、化石・不整合に留意した(Fig. 9, Table 1)。対比の中でグリーンタフ層とその上位の泥質岩層との境界に関しては特に検討した。以下、津川—野沢—宮下—会津の各地域について記述する。

津川堆積盆地では津川層の緑色凝灰岩層の上位に含海緑石砂岩泥岩互層(品沢川砂岩泥岩部層)・花立凝灰岩部層・野村泥岩部層が連続して重なる(津川グリーンタフ団研, 1979)。小坂(1978 MS)は津川地域花立ルート of 珪藻化石を検討し、野村泥岩部層上部から *Denticula husteditii*-*D. dimorpha*-*D. lauta* Zone を報告し、これより上位を新潟油田地域の寺泊層(女川階)に対比した。一方、島津(1973)は津川層〜栗瀬層(野村泥岩部層)に産する *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides* などに留意し、Blow N. 9~10 に対応するとし、西黒沢階に対比した。また、米谷(1978)は三川盆地において品沢川砂岩泥岩部層相当層の新谷層下底(米谷による津川層)の砂質泥岩から *Miogyopsina Kotoi*, *Operculina complanata japonica* を報告し、同層が *Globigerinoides sicanus*/*Praeorbulina glomerosa curva* Zone に相当する有孔虫化石を含むことから、新潟油田地域の七谷層下部(西黒沢階)に相当するとしている。

野沢堆積盆地では荻野層の上位に津川堆積盆地の花立凝灰岩に連続する戸中凝灰岩層が分布し、この直下に石灰質砂岩が介在する(深沢, 1977 MS)。宮下堆積盆地では荻野層下部相当層の宮下泥岩より *Globigerinatalla insuata*/*Globigerinoides bisphericus* Zone に相当する有孔虫化石が産する。これは Blow N. 8 に相当する

Fig. 8. Tectonic map of the southwestern district of the Aizu Basin.

1; Zone of the alteration which generally has caused the volcanic rocks to turn whitish, 2; Dyke rocks, 3; Basements, 4; Fault, 5; Flexure zone, To; Mt. Takamomine, Ku; Kubota, My; Mt. Myojin, Om; Mt. Oomukai, Ta; Takamori, M; Matsuzawa, Tz; Mt. Tozawa, Kb; Kabuto, Mo; Morinokoshi, Se; Sekine, N; Nagaoka, K; Kan-non, T; Takataiba, Mg; Myogadani, S; Shimoyagaji, Ts; Mt. Takinosawa.

Table 1. Correlation table in the Tsugawa-Aizu Province.

	Mikawa Tsugawa G.T. (1979)	Tsugawa Tsugawa G.T. (1979)	W. Nozawa Fukasawa (1977)	Nozawa- Yanaizu Ishiyama (1980)	Miyashita Nukazuka (1979) Yoshimura et.al (1981)	Aizu Yahata (1980)
Funakawa				Fujitoge F.	Sunagohara F.	Fujitoge F.
On-nagawa			Shiotsubo F.	Shiotsubo F.	Hibara F.	Shiotsubo F.
	Araya F.	Tenman F. Nomura Hanadate Shinazawa-gawa	Urushi-kubo F. Yuzuritoge Tonaka Shirasaka	Urushi-kubo F. Maki Tonaka Wakareno-chaya		Nishinosawa Matsuzawa
Nishikuro-sawa	Upper Lower	Fukutori Yagiyama	Ogino F. Yashiki Hokawa Aza Kagata F.	Ogino F. Nakano tsunazawa Kabutoishi Fudogawa Miyashita	Iriyamazawa F. Nishikata Miyashita Tamanashi F.	Futamata gawa F. Jabami Dobashi Ebiyama Tataka-iba Kan-non F.

Fig. 9. Simplified geological map of the district of the Nozawa-Miyashita-Aizu.

1; Hotokezawa welded tuff Formation, 2; Fujitoge Formation, 3-7; Shiotsubo Formation, 3; Mudstone, 4; Perlite, 5; Andesite, 6; Pumice tuff, 7; Fine tuff, 8-11; Futamatagawa Formation, 8; Mudstone, 9; Tonaka tuff, 10; Matsuzawa sandstone and mudstone Member, 11; Jabama green tuff Member, 12-14; Ogino Formation, 12; Miyashita mudstone, 12; Rhyolitic pyroclastic rocks, 14; Basaltic pyroclastic rocks, 15-16; Kannon Formation, 15; Dacitic pyroclastic rocks, 16; Conglomerate, 17; Makiba Formation, 18; Acidic and intermediate dyke rocks, 19; Andesite, 20; Basalt, 21; Granitic rocks, 22; Miyagawa rhyolite, 23; Axis of anticline, 24; Axis of syncline.

Fig. 10. Stratigraphic profile of the southwestern district of the Aizu Basin.

A ; Welded tuff, B ; Fine tuff and coarse tuff, C ; Pumice tuff, D ; Volcanic breccia, E ; Rhyolite, F ; Dacite, G ; Perlite, H ; Andesite, I ; Basalt, J ; Basaltic pyroclastic rocks, K ; Sandstone, L ; Calcareous sandstone, M ; Mudstone and shale, N ; Conglomerate, O ; Molluscs, P ; Foraminifera fossil, Q ; Plant fossil.

(北村ら, 1968).

会津堆積盆地では荻野層と二岐川層の境界は蛇喰緑色凝灰岩部層下限で区分され、西部地域から宮下堆積盆地にいたるところでは不整合関係になっている。二岐川層中の松沢砂岩泥岩部層からは Blow N 9 に相当する有孔虫化石が報告されている(鈴木ら, 1972)。また、津川～野沢地域の花立凝灰岩や戸中凝灰岩層に相当する凝灰岩層は本地域には分布しないが、松沢砂岩泥岩部層が柳津～野沢地域にも連続し、戸中凝灰岩層の直下であることから、津川堆積盆地の品沢川砂岩泥岩部層に相当する。なお、二岐川層中の蛇喰緑色凝灰岩部層は松沢砂岩泥岩部層の直下にあることから、野沢地域の荻野層最上部の中野凝灰岩部層(石山, 1980 MS)や宮下地域の入山沢凝灰岩層(糠塚, 1979 MS)に相当すると考えられる。従って、入山沢凝灰岩層基底の不整合は二岐川層基底の部分不整合に相当すると考えられる(Fig. 9, Table 1)。

以上、荻野層・津川層は、Blow N 8～9 に相当する

有孔虫化石を含み、その上位に発達する砂岩泥岩互層・白色軽石凝灰岩層はよく連続するとともに、石灰質砂岩を介在し、*Miogypsina-Operculina* を含む場合がある。従って、グリーンタフ層の上位の碎屑岩類は一部西黒沢階に含まれ、新潟油田地域の七谷層に相当する。

考 察

1. 会津堆積盆地～宮下堆積盆地の中期中新世における造構運動

以上の対比をもとに、会津堆積盆地から宮下堆積盆地の中期中新世における造構運動について、次の資料を含めて考察する。会津堆積盆地東部については鈴木ら(1972)、宮下堆積盆地については早川ら(1974)；鈴木ら(1968)；糠塚(1979 MS)。会津堆積盆地における層相断面図を Fig. 10 に示した。また、津川～会津区の主体を構成する観音層から塩坪層の各堆積時の構造発達史を模式断面図として書き、Fig. 11 に示した。ここで I

Fig. 11. Geologic profiles in the Aizu-Miyashita Basin.

Legends are shown in Fig. 2. A; Sandstone (Kan-non Formation), B; Miyashita mudstone, C; Alternation of sandstone, mudstone and tuff, D; Conglomerate, E; Uplifting.

・Ⅱステージはグリーンタフの活動，Ⅳ・Ⅴステージは碎屑岩類の堆積により特徴づけられ，Ⅲステージは両者の移行期である。以下，各期ごとの特徴を述べる。

〔Ⅰステージ〕…観音層堆積時—グリーンタフ盆地発生期—鈴木ら(1972)は会津堆積盆地東縁にあたる大戸岳北方にて観音層基底部における陥没構造を推定し，陥没による堆積盆地の発生のメカニズムを提起している。しかし，会津堆積盆地西縁にあたる本調査地域では現在の地表で大きな断裂が認められるような陥没構造は観察されない。盆地西縁部での観音層の特徴は，宮川付近を境に東西で層厚の差が著しいことである。東側では全層厚720 mに達し，下位層と不整合関係で基底部に中屋敷砂岩泥岩礫岩部層・茗荷谷凝灰岩部層が発達する。両部層は宮川付近で薄化・消滅し，宮川以西では直接源田沢石英安山岩部層が牧場層をおおい，その層厚は300 mである。中屋敷砂岩泥岩礫岩部層は宮川付近で不淘汰礫岩よりなる。以上の事実は宮川付近を境に，東西で明らかに沈降量の差が生じ，かつ急激に凹地が埋積されたことを示すと考えられる。盆地形成初期に正規堆積岩類が堆積したことは宮下堆積盆地でも確認されており，47 EAHA-1の坑井試料(早川ら，1974)はグリーンタフ層の下位に砂岩層が分布することを示している。しかし，宮川付近の観音層が下位層に対して高角不整合面をもってアバットする露頭は見い出されず，また，下位の牧場層中に古期断層系が見い出されないことなど，盆地縁辺部での構造が藤田ら(1974)に示されているような陥没構造とは異なっている。

下位の牧場層の削はく量は宮川以東で300 mであるが，Fig. 4に示されるように，牧場層上部の安山岩質火砕岩類は宮川以東で薄く，中屋敷砂岩泥岩礫岩部層中に礫として多数含まれることからしても相当量削はくされたと考えられる。

一方，観音層堆積時の火山活動の中心は盆地中央部と縁辺部に集中し，前者では4枚の熔岩が，後者では熔岩や貫入岩や火山角礫岩の発達著しく，マグマを通過させる地表付近での弱線帯が，盆地中央部と縁辺部にあったことが推定される。

以上の観察から観音層を堆積させた盆地はかつての最大隆起部が急激に沈降したことにより発生し，初期には火山活動はまだ活発でなく，沈降部に泥質岩類を堆積させたが，その直後に大量の酸性火砕岩類の噴出が行われたと推定される。

〔Ⅱステージ〕…荻野層堆積時—グリーンタフ盆地発展期—荻野層相当層は両盆地を通じて層厚の変化が比較的少なく，会津堆積盆地と宮下堆積盆地境界部で600 mであり，盆地中央部で800 m程度である。盆地中央部では下部に宮下泥岩(北村ら，1968)や沢川泥岩層(鈴木ら，1972)に示されるような塊状泥岩や砂岩が堆積し，多数の有孔虫化石や貝化石を産出する。また，火砕岩層が発達する地域でもその基底の砂質凝灰岩中に有孔虫化石を産出する場合がある。これらの泥質岩類の上位は火砕岩類により埋積されている。特に，酸性火砕岩類の場合，軽石凝灰岩が主体を占め火山角礫を有することは少なく，浅所における爆発的噴火が主要なものであったと

推定される。玄武岩類の場合はほとんどがハイアロクラスタイドよりなり、一般に塊状である。盆地縁辺部では泥質岩類の堆積はみられず、Ⅰ—ステージの場合と異なり、主に流紋岩熔岩がドームを形成する場合が多い。熔岩は周辺部で自破砕化し、火砕岩類へ移化する。

以上、Ⅱ—ステージは広範な盆地の沈降と盆地縁辺部における酸性火山岩の噴火により特徴づけられ、盆地中央部では一部玄武岩の活動があった。

〔Ⅲ—ステージ〕…二岐川層蛇喰緑色凝灰岩部層堆積時—盆地移行期— 二岐川層蛇喰緑色凝灰岩部層は Fig. 7 で示したように、会津堆積盆地西部で薄化し、宮下堆積盆地東部にあたる東川地域でほぼ消滅する。本部層は関根地域の流紋岩熔岩を除いてすべて酸性火砕岩類よりなり、細粒凝灰岩や軽石凝灰岩を主にしている。その分布は宮下堆積盆地以東の NW—SE 方向に発達する赤羽根—軽井沢隆起帯(島田ら, 1974)に沿っている。そして、その西限では下位層とは不整合関係である。一方、本部層相当層は前述のように宮下堆積盆地の入山沢凝灰岩層(糠塚, 1979 MS)と考えられる。入山沢凝灰岩層は熔結凝灰岩を含む陸上で堆積した火砕岩類よりなり、下位の西方凝灰岩層・宮下泥岩層を不整合におおう。従って、蛇喰緑色凝灰岩部層堆積時には宮下堆積盆地は陸化し、酸性火山活動が行なわれていたと考えられる。

しかし、水中での堆積物である蛇喰緑色凝灰岩部層と陸上での堆積物である入山沢凝灰岩層は対比の項で述べたような根拠から対比されるわけであるが、両者の連続については新期の堆積物におおわれて不明であり、詳細な検討は今後の調査・解析に待たれる。

〔Ⅳ—ステージ〕…蛇喰凝灰岩部層を除く二岐川層堆積時—海域の拡大期— Ⅳ—ステージは再び海域の堆積物が各地を広くおおる期である。特に、松沢砂岩泥岩部層は石灰質砂岩を介在する特徴を有し、柳津—野沢地域に至るまで連続している。また、酸性凝灰岩の介在も多く、宮下堆積盆地では石灰質砂岩を介在しないが、砂岩・泥岩および凝灰岩の互層が厚く(300 m)堆積している。その上位は硬質頁岩を主とした西ノ沢泥岩部層によりおおわれており、両部層の分布は広く海域が拡大したことを示している。火山活動の特徴として、両盆地境界部に明神ヶ岳安山岩部層に代表される安山岩の活動がみられ、これは津川—会津区では特異なものとなっている。

〔Ⅴ—ステージ〕…塩坪層堆積時—海退期— Ⅴ—ステージは海棲の貝化石を含む泥質岩類が主体を占めるが、層厚は西部に厚く、全体として盆地の沈降の中心部は西

方へ移動している。特に、野沢堆積盆地でその傾向が顕著である。宮下堆積盆地では一部時代未詳の火砕岩類が分布し、吉村ら(1981)はこれを塩坪層相当層とし下位層と不整合関係であることを示しているが、詳細は今後の調査に待たれる。一方、会津堆積盆地東部では高川陥没盆地(鈴木ら, 1972)が形成され、淡水化へむかい、内陸盆地化のあらわれと考えられる。

2. 西黒沢期における地質学的意義

津川—会津区での西黒沢期は対比・時代の項で述べたように、観音層・荻野層と二岐川層の松沢砂岩泥岩部層までをいう。この期には次の二つの重要な内容が含まれている。

第1は、観音層・荻野層でのブロック化した一連のグリーンタフ堆積盆地が二岐川層を堆積させた、より広域的な堆積盆地の形成へと変化し、盆地が西方へ移動したことである。この変化はⅡ期からⅣ期への変換点にあたり、対比の項で述べたように新潟積成盆地で七谷層・寺泊層が堆積した時期と一致する。また、Ⅰ期からすでに海進が認められるものの、Ⅳ期に至って石灰質砂岩層が広く堆積し、かつ直後に頁岩層が堆積していることから、このⅣ期に西黒沢期の海域が最も広がったと推定される。従って、Ⅳ期はグリーンタフ堆積盆地が日本海側での地向斜化へと発展した時期にあたり、同時に西黒沢海進がその頂点に達した時期にあたる。この重複性は西黒沢海進のメカニズムを解析する上で極めて重要である。

第2に、観音層・荻野層およびその相当層は膨大な酸性火山岩類によって特徴づけられ、NW—SE 方向の構造に規制されている。これは津川—会津区全体を通じての特徴である。西黒沢期の酸性火山岩が卓越する地域は島津(1973)により津川—会津区、北秋田地域が指摘されている。津川—会津区での火山噴出物の量は約 3,000 km³(島津, 1973)と算出され、東北日本主部の西男鹿期・台島期の火山噴出物の量 6,000~3,500 km³—うち酸性火山岩は 1,650~1,070 km³—(大沢, 1963)に比較しても膨大である。さらに、陸羽区(生出・大沼, 1960)を加えた以上の3地域は中期中新世・鮮新世~第四紀に顕著な酸性火山活動の場であったことで特徴づけられる。しかも、東北日本の基本構造である NNE—SSW 方向(生出・大沼, 1960)に対し、斜交した NW—SE 方向により活動の場が規制されている。

以上の諸点から、前期中新世のグリーンタフの活動は NNE—SSW という島孤方向に規制された活動であったのに対し、それに斜交する NW—SE 方向の地質区が中期中新世(西黒沢期)に初めて形成され、それ以後大量

の酸性火山岩の活動場となった。

従って、中期中新世は新生代の島弧の火山岩の成因と海進・地向斜の発生機構を解明する上で極めて重要な時期である。特に酸性火山活動が盆地形成に重要な役割をはたし、中新世以降の島弧の地質構造と密接に関係していることは、酸性火山岩の成因を論ずるための重要な指標となろう。

文 献

- 深沢 光, 1977 MS: 福島県西会津町の新第三系, 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文。
- 藤田至則・萩原 茂・鈴木敬治・八島隆一・真鍋健一, 1974: 新生代後期の造構力場の復元. 海洋科学, **6**, 24—29.
- 早川典久・他 21 名, 1974: 昭和 48 年度広域調査報告書, 東会津地域. 通産省, 1—40.
- 藤田和夫, 1949: 新潟県津川盆地の第三系. 地質雑, **55**, 199—204.
- 石山一義, 1980 MS: 西会津地域の第三系. 新潟大学理学部地質鉱物学教室卒論。
- 北村 信・菅原祐輔・鈴木義身・藤井敬之・伊藤 修・高橋清治, 1968: 福島県地質調査報告「宮下地域の地質」. 1—21, 福島県。
- 小室裕明, 1978: 会津柳津地方における後期中新世陥没盆地の形成について. 地球科学, **32—2**, 68—82.
- 小坂秀王, 1978 MS: 新潟県新第三系の珪藻化石群集. 新潟大学理学研究科修士論文。
- 米谷盛寿郎, 1978: 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), 35—60.
- 糠塚昌文, 1979 MS: 会津盆地西縁の新第三系の地質. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文。
- 生出慶司・大沼晃助, 1960: 東北日本を中心としたグリーンタフ時代の火成活動. 地球科学, **50—51**, 36—55.
- 大沢 穠, 1963: 東北地方中部における新第三紀造山運動・火成活動および鉱化作用. 岩鉱, **50**, 167—184.
- 島田昱郎・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭, 1974: 福島県地質調査報告「小林地域の地質」. 1—29, 福島県。
- 島津光夫, 1973: 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, no. 9, 25—38.
- 鈴木敬治, 1951: 会津盆地西縁地域の地質(I 中央地区). 地質雑, **57**, 449—456.
- , 1952: 野沢盆地の新生界. 新生代の研究, **14**, 249—255.
- , 1964: 福島県五万分の一地質図幅「会津地方」, 同説明書. 1—57, 福島県。
- ・吉田 義, 1954: 会津盆地西南縁地域の第三系・第四系について. 地質雑, **62**, 161—176.
- ・八島隆一・西村新六・真鍋健一・小林昭二, 1968: 福島県地質調査報告「野沢地域の地質」. 1—33, 福島県。
- ・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤賢治・角田史雄, 1972: 福島県地質調査報告「若松地域の地質」. 1—62, 福島県。
- 津川グリーンタフ団体研究グループ, 1976: 新潟県三川地域の第三系. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, **4** (西田彰一教授退官記念論文集), 105—110.
- ・1979: 新潟県三川—津川地域におけるグリーンタフ盆地発生期の造構運動. 地質学論集, no. 16, 1—22.
- 八幡正弘, 1980 MS: 会津盆地南西部に分布する第三紀火山岩の岩石学的研究. 新潟大学理学研究科修士論文。
- ・吉村尚久, 1980: 会津盆地南西部より発見された後期中生代火山碎屑岩類—宮川流紋岩—. 地質雑, **86**, 203—205.
- 吉村尚久・若林茂敬・高浜信行・小沼静代・滝沢洋雄, 1974: 新潟県三川盆地および津川盆地北縁の新第三系. 地調報告, **250—1**, 5—23.
- ・八幡正弘・石山一義・糠塚昌文, 1981: 西会津の中新統にみられる不整合. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨。