山形県小国町付近の地質 —東北本州弧前期中新世ハーフ・グラバーンの例—*

幡谷 竜太**・大槻憲四郎***

Geology of the Oguni-machi area, Yamagata Prefecture : An example of
Early Miocene half-grabens in Northeast Honshu Arc*

Ryuta Hataya** and Kenshiro Otsuki***

Abstract Three half-grabens, which are genetically related with the Japan Sea opening, are found in the Oguni-machi area, Yamagata Prefecture. One of them is 10 km in width, and other two are 5 km wide. They all are oriented N-S, and tilted to the west. The half-grabens became active after the deposition of the earliest Miocene rhyolitic welded tuff (Kitaoguni Formation : 22-23 Ma). They were filled up at first by very thick debris-flow-type conglomerate (Oguni Formation), the middle part of which yields the Aniai-Daijima mixed type flora (older than 17.5 Ma). Basaltic and andesitic volcanic activities occurred during the growth of the grabens. The half-grabens were continuously developed during the deposition of the shallow marine sandstone (Myozawabashi Formation) which yields the Kadonosawa Fauna. As the regional marine transgression continued, mudstone (Numazawa Formation) which contains the planktonic foraminifera bio-zone N 10 was deposited at the bathyal zone, and the activity of the half-grabens gradually declined.

Key words : stratigraphy, Yamagata Prefecture, Early Miocene, half-graben, Northeast Honshu Arc

はじめに

東北本州弧において、前期中新世-中期中新世初頭はグリーン・タフ堆積盆地の発生期にあたる。近年、この問題に関しては、プレートテクトニクスに基づく新しい成果が得られつつある。第1に、15 Ma かそれよりやや古い時期に、日本列島の折れ曲がりとともに日本海での背弧拡大が起こった (Otofuji & Matsuda, 1984; Otofuji *et al.*, 1985; Tosha & Hamano, 1988 など)。第

2に、ほぼ同時期に日本海側で背弧海盆玄武岩が大量に噴出した (土谷, 1986)。第3に、前期中新世~中期中新世においては引張応力場であつたらしく (竹内, 1981; 佐藤ほか, 1982)、ハーフ・グラバーン群が形成された (山路, 1989; Yamaji, 1990)。これらのことから、グリーン・タフ堆積盆地の発生は、日本海拡大直前から拡大中にかけて起こった背弧リフティングによるものであり、特にその初期においては引張応力場のもとでハーフ・グラバーン群が形成されたと考えられた。そして、第4に、これらの引張テクトニクスはユーラシア・プレートに対するフィリピン海プレートの遅い収れん速度と関連づけられたのである (Otsuki, 1990)。

朝日山地周辺は基盤が浅く、中・下部中新統が広く分布するため、グリーン・タフ初期テクトニクスを研究す

1991年4月18日受付。1991年6月17日受理。

** 1989年日本地質学会東北支部学術講演会で一部講演。

** (財)電力中央研究所。Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko, Chiba 270-11, Japan.

*** 東北大学理学部地質学古生物学教室。Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai 980, Japan.

Fig. 1. Location of the study area: Eastern part of the Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Northeast Japan.

る上では最適の地域である。本研究の調査地域の山形県西置賜郡小国町付近は朝日山地南麓にあって (Fig. 1), 典型的なハーフ・グラーベンを観察できる。

小国町付近を含む米沢盆地西縁部に分布する新第三系の層位学・古生物学的な研究を総合的に行ったのは、皆川 (1959 a, b, 1971) で、これにより、この地域の層序はほぼ確立された。

本研究の目的は、小国町付近のハーフ・グラーベン群を層位学的に検討し、その形成開始時期、発達過程、活動終了時期を明らかにすることである。

地 質 概 説

本研究の調査地域を含むやや広い地域での地質構造略図を Fig. 2 に示す。なお、本論文では、本地域の新第三系の最下部を占める下部中新統の北小国層 (後述) を基盤岩類に含めて議論する。

北東部の基盤岩類は主に花崗岩類からなる朝日山塊の南麓にあたる。中央部の基盤岩類は花崗岩類と砂岩・泥岩よりなる箱ノ口層群 (森田, 1930 MS; 皆川, 1959 a) および流紋岩質溶結凝灰岩類よりなる北小国層である。西縁部 (荒川の西) の基盤岩類は、より西方に広く分布する花崗岩類の一部と北小国層である。これらを覆って北小国層より上位の中・下部中新統が広く分布する。その分布形態は南北方向の断層群によって規制されているのが明瞭である。これらの断層のうち、主要なものは東部の野川-手ノ子断層 (皆川, 1965; 皆川ほか, 1967), 中央部の高坂断層群 (後述), そして西部の小国断層 (島津ほか, 1972) である。野川-手ノ子断層は棚倉破碎帯の延長候補とされ、高坂断層群もまた棚倉破碎帯の延長候

Table 1. Historical review of the stratigraphy of the Oguni-machi area.

Minagawa (1959 a)	Shimazu et al. (1986)	This study
Numazawa F.	Numazawa F.	Numazawa F.
		(1)
Myozawabashi F.	Myozawabashi F.	Myozawabashi F.
	acidic tuff	(2)
Oguni F.	Oguni F.	Bentozawabashi F.
	andesite	
	sandstone & conglomerate	Oguni F.
Meganebashi F.	Meganebashi F.	Meganebashi Conglomerate M.
Kitaoguni F.	Kitaoguni F.	Kitaoguni F.
basement	basement	basement

(1): Sakuragawa Tuff Member

(2): Myozawagawa Tuff Member

補とされる日本国-三面-北小国構造線の南方延長部にあたる。これら 3 本の断層はいずれも東落ちで、西側の基盤岩類の分布は常に南方に張り出し、東側の中新統は北方にくさび状に入り込んで分布している。すなわち、断層に挟まれた地塊は西方に傾いてハーフ・グラーベンを形成している。特に、高坂断層群と小国断層群の東側のハーフ・グラーベンは朝日山地西麓に奥深く入り込んだ顕著なものであり、本論文の主要研究対象である。

高坂断層群を境とした北小国層より上位の中新統の層厚変化はたいへん著しく、その東側の地域では、全層厚が約 3000 m に達する。以下にここを沼沢地域 (Fig. 2 の III) と呼ぶことにする。高坂断層群の西側の地域は、その中央部の小基盤岩露出地域によって、東部の朝篠地域 (Fig. 2 の II) と西部の小国地域 (Fig. 2 の I) とに分けられる。朝篠地域の中新統の層厚は最大 900 m 程度、小国地域の層厚は最大 1100 m 程度にすぎない。このような層厚変化があるにもかかわらず、各地域で岩相・層序に共通性が認められ、下位より、小国層、弁当沢橋層、明沢橋層、沼沢層に区分される。従来の層序との比較を Table 1 に、模式柱状図を Fig. 3 に示す。

北小国層を不整合に覆う小国層は大量の礫岩により特徴づけられ、砂岩・礫岩互層、玄武岩質凝灰岩を伴う。本層上部からは海成層となる。その上位の弁当沢橋層は

Fig. 2. Geological sketch map of the study area. A : basement rocks and Kitaoguni Formation, B : Neogene (except Kitaoguni Formation).

I : Oguni area, II : Asahino area, III : Numazawa area; 1 : Sakura Syncline, 2 : Meganebashi Anticline, 3 : Myozawa Syncline, 4 : Shirakozawa Fold System; OGF : Oguni Fault, TKFS : Takasaka Fault System, MYF : Myozawagawa Fault, MSF : Masegawa Fault, NTF : Nogawa-Tenoko Fault.

	FORMATION	THICKNESS (m)	COLUMN	LITHOLOGY	FOSSILS and ISOTOPE AGE
MIOCENE	Numazawa Formation	S.T.M.		green tuff	<i>C.floridanus</i> <i>D.deflandrei</i> <i>S.heteromorphus</i>
				mudstone	
	Myozawabashi Formation	0-400		sandstone	Arcid-Potamid fauna ¹⁾
		M.T.M.		green tuff	
	Bentozawabashi Formation	0-400+		andesite	
EARLY	Oguni Formation	0-1200+		alternation of m st., s st., & M-type cgl.	<i>M.occidentalis</i> <i>B.cf. hommashinichii</i> <i>A.aequalifolium</i> <i>C.miomollissima</i>
				andesitic tuff basaltic tuff M-type cgl.	
TERTIARY	Kitaoguni Formation	0-500+		G-type cgl.	
	basement			rhyolite rhyolitic tuff & tuff breccia	22.4±0.6Ma (FT) ²⁾ 23Ma (K-Ar) ³⁾
PRE-TERTIARY				mudstone sandstone hornfels	grano-diorite

S.T.M.: Sakuragawa Tuff Member

M.T.M.: Myozawagawa Tuff Member

Fig. 3. Schematic geologic column. 1) Sato *et al.* (1989), 2) Ganzawa (1987), 3) Ueda *et al.* (1973)

主に安山岩溶岩よりなる。明沢橋層は凝灰質砂岩を主体とし、珪長質凝灰岩、礫岩、亜炭層を挟む。基盤隆起帯付近では、下位層を整合、不整合に覆うことがある。この上位の沼沢層は、海進が著しく進んだときの堆積物で、灰白色泥岩を主体とし、砂岩や珪長質凝灰岩を挟む。

これらの諸層には褶曲や断層が発達しているが、高坂断層群の東側と西側とでは対照的な地質構造をなしている。東側の沼沢地域では北北西-南南東方向で南に軸傾斜する褶曲が発達していて、高坂断層群近接部では特に構造が複雑であるのに対し、西側の朝籐・小国地域では西に緩く傾斜する同斜構造をなし、単純である。沼沢層

以上の地層が褶曲に参加していることから、褶曲は沼沢層堆積以後に形成されたものである。他方、中・下部中新統の著しい層厚変化は、これらの地層の堆積中に西に傾動するハーフ・グラベンが形成されたことを示すものである。

新第三系の層序

地質図および地質断面図を Fig. 4 に、柱状図とその作成ルートを Figs. 5, 6 に示す。

1. 北小国層(Kitaoguni Formation)

無層理、均質で、1~3 mm 大の石英粒を含む赤紫色黒雲母流紋岩質溶結凝灰岩が大部分を占め、流紋岩溶岩および同質角礫岩を伴う。植生に乏しい急崖をつくって露出し、最大層厚は 500 m に達する。箱ノ口南西方約 1 km の横川沿いでは、基底部に約 8 m の白色黒雲母流紋岩質溶結凝灰岩を伴って基盤の箱ノ口層群を不整合で覆っている。小国駅東方大沢川では、赤紫色黒雲母流紋岩質溶結凝灰岩の上に白色黒雲母流紋岩が重なっている。桜北方では、基盤岩類由来の泥質岩や花崗閃緑岩の異質岩片を含む凝灰角礫岩が見られるが、流紋岩や溶結凝灰岩との層位関係は不明である。

2. 小国層(Oguni Formation)・眼鏡橋礫岩部層(Meganebashi Conglomerate Member)

本論文では、皆川(1959 a)の小国層から最上部の安山岩層を除いたものと眼鏡橋層を一括して小国層として再定義する。従来の眼鏡橋層は、本層最下部を占める部層とした。

本層は礫岩、礫岩・砂岩・泥岩互層などからなり、上方に向かって細粒化する。また、本層には玄武岩質凝灰角礫岩、安山岩質凝灰岩が挟まれることがある。一般に、岩相・層厚の変化が著しく、最大層厚は 1200 m 以上に達する。沼沢地域で最も厚く、500 m~1200 m、朝篠地域では 0~400 m、小国地域では最も薄く 0~200 m である。

礫岩は岩相から、花崗閃緑岩礫を主体とした不淘汰角礫岩(以下、G 型礫岩と呼ぶ)と、基盤堆積岩類由来の泥質岩礫を主体とした円礫岩(以下、M 型礫岩と呼ぶ)との 2 種類に分けられる。前者は局地的に発達するのみで、後者が大部分を占める。

小国層の最下部を占める眼鏡橋礫岩部層は、G 型礫岩よりなる。アルコース質砂岩を基質とし、拳大から最大 2 m に達する花崗閃緑岩の亜円~角礫が礫のほとんどを構成する不淘汰角礫岩である。少量ではあるが、基盤岩由来の泥質岩、北小国層由来の流紋岩質岩も礫として含まれている。層理は認められず、clast supported の

形態をとる。まれに薄いアルコース質砂岩層を挟むことがある。本部層は主に沼沢地域に発達し、金目川の upstream では約 400 m に達するが、その他の地域では 100 m 以下である。

小国層主部の過半も礫岩によって占められるが、それは M 型礫岩である。これは、アルコース質砂岩を基質とし、長径 10~20 cm 程度の基盤泥質岩由来の円礫、長径 60 cm 前後の花崗閃緑岩の亜円~角礫、および長径 10 cm 以下の北小国層由来の流紋岩質凝灰岩の円礫よりなる。礫種構成は場所により異なるが、常に泥質岩が優勢で半分以上を占め、流紋岩質凝灰岩は極めて少ない。成層していることはまれで、matrix supported の形態をとっている。

小国層主部の礫岩・砂岩・泥岩互層は M 型礫岩・アルコース質砂岩・黒色薄葉理泥岩の互層で、下位ほど礫岩・砂岩が、上位ほど泥岩が卓越する。この互層中には、しばしば厚いアルコース質砂岩(1~3 m)とその上位の薄葉理泥岩層(50 cm 以下)からなるユニットが見られる。砂岩層は下位層を削り込み、下部に礫を含むことがあり、上方に向かって細粒化する。薄葉理泥岩には平行葉理が発達し、これは単層上部ほど強い。これらの特徴は、このユニットが不完全なブーマ・シークエンス(Bouma, 1962)であり、タービダイトであることを示す。

明沢川中・上流をはじめとする沼沢地域では、最下部を眼鏡橋礫岩部層が占め、炭質物を含む黒色薄葉理泥岩層とアルコース質砂岩層を介して、その上位に厚い M 型礫岩が重なる。M 型礫岩層上部には泥岩層・砂岩層が挟まれるようになり、次第に M 型礫岩・アルコース質砂岩・黒色薄葉理泥岩の互層へと漸移する。互層の中・上部に、かんらん石玄武岩質火山礫凝灰岩が、上部に安山岩質凝灰岩が挟まれる。朝篠地域では、最下部に G 型礫岩の眼鏡橋礫岩部層をわずかに伴うことがあるものの、ほとんどが M 型礫岩からなり、一部に砂岩・泥岩を挟む。小国地域では北縁の若山付近に眼鏡橋礫岩部層と砂岩・泥岩互層が薄く発達しているにすぎない。

本層は北小国層とは不整合関係にあるといえる。なぜならば、両者の境界には著しい凹凸があって、本層中にわずかながら北小国層由来の流紋岩質岩礫が認められる上、朝篠地域の西縁では、両者の分布が著しく不調和で、小国層が下位層に対して、高角でアバットしているからである。

本層最上部からは軟体動物化石が報告されている(皆川, 1959 a)。

3. 弁当沢橋層(Bentozawabashi Formation)

皆川(1959 a)の小国層最上部の安山岩層を弁当沢橋

Fig. 4. Geologic map and geologic profiles of the Oguni-machi area.

Fig. 5. Geologic columnar sections. MC : Meganebashi Conglomerate Member. MT : Myozawagawa Tuff Member, ST : Sakuragawa Tuff Member. Sampling numbers of fossils and their stratigraphic horizons are attached on the right side of the columns.

層として新たに定義する。模式地は国道 113 号線弁当沢トンネル東側入口近くの弁当沢橋付近である。

安山岩溶岩, 同火山角礫岩よりなる。一部に水中自破砕溶岩が見られる。明沢川, 横川沿いのものは柱状節理のよく発達した塊状溶岩である。沼沢地域では最大層厚が 400 m に達するが, 朝篠地域では薄くなり, 小国地域にはまったく認められない。

明沢川中流, 市野々付近では, 小国層の中・上部に安山岩溶岩が挟在しており, 小国層とは一部指交関係にある。

4. 明沢橋層 (Myozawabashi Formation)・明沢川凝灰岩部層 (Myozawagawa Tuff Member)

皆川(1959 a)により, 明沢橋層の上部とされた泥岩層は, 沼沢層の大部分を占めている泥岩と同質なので, これを除いたものを明沢橋層として再定義する。島津ほか(1986)は本層最下部を占める凝灰岩層を小国層に含めたが, この凝灰岩層と下位層とは部分不整合であるため, 本層の下限をこの凝灰岩層の下底におく。なお, 本層最下部の凝灰岩層を明沢川凝灰岩部層として, 主部とは区別した。JR 米坂線羽前沼沢駅北西方の明沢橋付近を模式地とする。

明沢川凝灰岩部層は最大層厚 100 m の淡緑色軽石質凝灰石である。粗粒で多孔質の軽石は変質して緑色になり, グリーン・パッチ状を呈する。基盤岩由来の泥質岩, 花崗閃緑岩, 安山岩の 5~10 cm 大の円礫が混在する。礫は下部ほど多く含まれ, 明沢川中流, 間瀬川中流などでは基底部がほとんど礫密集層となっている。明沢川凝灰岩部層は中央の基盤岩分布地域のユーオン峰付近や小国地域北部の若山付近まで断続的に追跡することができ, 良好な鍵層である。

明沢橋層主部の大部分を占めるのは, 層理の発達が悪い塊状粗~中粒凝灰質砂岩である。模式地付近をはじめとする沼沢地域や桜北方などでは, しばしば長径 5 cm 以下の弁当沢橋層以下の下位層由来の円礫を含み, 灰色無層理泥岩, 乳白色細粒凝灰岩, 灰色軽石質凝灰岩, 亜炭などを挟んでいる。また, 凝灰質砂岩中には砂管がたくさん見られる。これに対し, 小国地域における本層は沼沢地域のそれに比べて著しく固結度の低い無層理中粒砂岩である。本研究では *Clementia papyracea* (Gray) を 1 個体採集したのみであるが, 皆川(1959 a), Sato *et al.* (1989)らにより, 多数の貝化石が報告されている。その群集組成と岩相は本層が浅海で堆積したことを示す。

明沢橋層は層厚変化が著しく, 沼沢地域では 0~400 m と厚いのに対し, 朝篠・小国地域では 0~250 m と薄い。沼沢地域の明沢向斜で最も厚く, 400 m に達す

るが, 向斜西翼で尖滅する。小国地域の若山付近および朝篠地域の市野々北方では, 下位層の構造とは明らかに不調和に分布し, 50°~60° 急傾斜した小国層・弁当沢橋層に対して, 0°~20° 程度の緩傾斜で重なっている。また, 伊佐領北方のユーオン峰付近では, 明沢川凝灰岩部層が小国層・弁当沢橋層を欠いて, 北小国層の上に直接重なっている。さらに, 小国地域では, ほぼ水平な本層が基盤の花崗閃緑岩を約 20° ほど西方に傾斜した不整合面で覆っている。以上のことから, 本層が厚く発達する沼沢地域では下位層と整合であるが, 薄い朝篠・小国地域では, 部分不整合関係にあるといえる。

5. 沼沢層 (Numazawa Formation)・桜川凝灰岩部層 (Sakuragawa Tuff Member)

本層中部には良い鍵層となる軽石質凝灰岩層があり, これを桜川凝灰岩部層とする。

本層は主に層理の発達した灰色泥岩よりなり, きわめて岩相変化に乏しい。砂岩・軽石質凝灰岩・細粒凝灰岩などを挟む。明沢橋層と同様に沼沢地域で厚く, 本層下部と桜川凝灰岩部層だけでおおよそ 500 m, 上部も含めると 800 m 以上である。小国地域では約 200 m と薄く, 本層基底に厚さ 50 cm の海緑石砂岩層を伴う。

桜川凝灰岩部層は淡緑色, 一部灰色の軽石質凝灰岩からなる。層厚は 100 m 以下で沼沢地域にのみ分布する。軽石のグリーン・パッチを含み, 沼沢層下部に由来する著しく珪化した泥岩角礫を取り込んでいるのが特徴的である。礫の長径は最大 50 cm 程度で, 長径の方向は層理面に対してほぼ平行に揃っている。明沢東方で柱状節理が良く発達したデイサイト溶岩を伴っている。

下位の明沢橋層とは整合関係である。しかし, 沼沢地域南部では明沢橋層が尖滅するため, 弁当沢橋層を直接覆い, 小国地域の一部では, 下位の新第三系を欠いて直接基盤の花崗閃緑岩に重なっている。

本層からは, 有孔虫化石, 石灰質ナノ化石が産出する。岩相は海進が進んだことを示し, 長谷川ほか(1989)の古水深指標に従えば, 本層から産出する底棲有孔虫化石群(Table. 2)の生息深度は上部~中部漸深海帯となる。

新第三系の地質年代

以下に述べる微化石層序およびそれと絶対年代の対応は尾田(1986)に従う。化石採集地点を Figs. 6, 7 に, それらの層準を Fig. 5 に示した。

【北小国層】 23Ma の K-Ar 年代値(植田ほか, 1973), および 22.4 ± 0.6 Ma の FT 年代値(雁沢, 1987)が得られている。

Table 2. Foraminifera fossils from the Numazawa Formation. The sample locality (MY-4) is shown in Fig. 7.

BENTHIC FORAMINIFERA	
agglutinated :	
<i>Discamina</i> sp.	R
<i>Haplophragmoides</i> spp.	C
calcareous :	
<i>Anomalinoides</i> sp.	R
<i>Elphidium</i> sp.	R
<i>Glandulina</i> (?) sp.	R
<i>Melonis</i> cf. <i>pompilioides</i> (Fichtel & Moll)	C
<i>Nonionellina</i> sp.	C
<i>Uvigerina</i> sp.	F

R: rare, C: common, F: fragment

Fig. 6. Map showing the routes of the columnar sections. Small quadrangular areas A-E are detailed in Fig. 7.

【小国層】 荒川より西の小国層主部からは小国植物化石群, 入山植物化石群, 沖庭植物化石群が報告されている(森田, 1930 MS, 1931; 徳永, 1960; 島津ほか, 1972; Onoe, 1974; 藤岡・古賀, 1981)。これらはいずれも台島型植物群(藤岡, 1949, 1963)の一員とされている。

筆者らは沼沢地域北部の明沢川上流および金目川上流の小国層から Table 3 に挙げた植物化石を採集した。今回得られた試料について特筆すべきことは、保存が悪く、個体数が少ないものの、いずれの採集地点において

Fig. 7. Sampling localities of fossils. The areas A-E are shown also in Fig. 6. Topographic maps are parts of 1/25,000 map sheets "Uzen-Kamigo (A, B)", "Oguni-Tobu (C, D)" and "Gomisawa (E)" of Geograph. Surv. Instit. Routes of the sections are shown in Fig. 6.

も従来本層から報告されていたような台島型植物群の特徴種を含んでいない点である。MY-2 地点では *Alangium aequalifolium* が多産するのが特徴的であるが、特に注目されるのは *Betula* cf. *hommashinichii* が含まれていることである。これは必ずしも阿仁合型植物群の特徴種とはいえないが、新潟県の大佐渡地域の真更川層の阿仁合型植物群(藤岡, 1949, 1963; 藤岡・西田, 1960)や山形県の温海地域温海層五十川夾炭部層の阿仁合・台島混合型植物群(鈴木, 1989; 山路, 1989)にも含まれているタクサである。これらのことから、MY-2 地点の群集は少なくとも台島型ではなく、混合型もしくは阿仁合型である可能性が高いと考えられる。

ところで、台島型植物群の産出層準は Blow(1969)の N 8, 9 帯に対比されており(鈴木, 1989), 台島型的主要タクサが出そろった時期は、17.5 Ma と見積もられている(北村, 1986)。したがって、本地域の小国層は少なくとも台島型植物群の産出層準よりも古い下部中新

Table 3. Plant fossils from the Oguni Formation. The sample localities are shown in Fig. 7.

SPECIES	LOCALITY				
	MY-1	MY-2	MY-3	KN-1	KN-2
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newbery) Chaney	+	+			+
<i>Myrica</i> sp.		+			
<i>Pterocarya</i> spp.		+	+		
<i>Alnus</i> spp.		+			
<i>Betula</i> cf. <i>hommashinichii</i> Huzioka & Nishida		+			
<i>Castanea miomollissima</i> Hu & Chaney				+	
<i>Alangium aequalifolium</i> (Geoppert) Krysht & Borsul		+			

Table 4. Calcareous nannoplankton fossils from the Numazawa Formation. The sample localities are shown in Fig. 7.

SPECIES	LOCALITY							
	MS-1	MS-2	MS-3	MS-4	MS-5	MS-6	MS-7	SK-1
<i>Cocolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller	+	+	+		+	+	+	+
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (Roth & Hay) Bukry		+	+	+	+	+	+	+
<i>Dictyococcites antarcticus</i> Haq	+		+		+			
<i>D. productus</i> (Kamptner) Backman		+	+		+			
<i>Discoaster deflandrei</i> Bramlette & Riedel			+					
<i>D.</i> sp.			+					
<i>Reticulofenestra minuta</i> Roth		+						
<i>R. pseudoumbilica</i> (Gartner) Gartner		+	+				+	
<i>Sphenolithus heteromorphus</i> Deflandre		+			+	+		
<i>S. moriformis</i> (Bronnimann & Stradner) Bramlette & Wilcoxon							+	

統を含んでいることになる。

〔明沢橋層〕 本層からは Arcid-Potamid fauna(津田, 1965) に属する貝化石群集が報告されている(Sato *et al.*, 1989). この群集は門ノ沢動物群の一員とされており(鎮西, 1981), 門ノ沢動物群は Blow(1969)の N 8 帯から N 9 帯の下半部に対比される地層から産出する(Chinzei, 1986). このことから, 本層は中部中新統の最下部であるといえる。

〔沼沢層〕 桜川凝灰岩部層の直上からは, Table 4 に示す石灰質ナanno化石を検出した。それらのうち, *Sphenolithus heteromorphus* は Okada & Bukry(1980)の CN 3-4 帯を示すものである。村田(1976)は同層準より Blow(1969)の N 10 帯を示す浮遊性有孔虫化石群集を報告しており, 石灰質ナanno化石の結果と調和的である。

地 質 構 造

本地域の地質構造は南北方向の断層と褶曲によって形成されている。地域中央に基盤岩類が露出し, 南に向かって低下している。その西側は南西方向に緩く傾斜する同斜構造をなしている。中央の基盤露出地帯の東縁は大規模な高坂断層群によって境され, その東側には明沢向斜をはじめとする北北西～南南東方向で南に軸傾斜する褶曲群が発達している。このような大局的な構造は中央の基盤露出部が南に軸傾斜する背斜部に, 西側地域が背斜南西翼に, 東側地域が基盤露出部の背斜に対応する複向斜に, そして両者の間の褶曲翼部のかかなりの部分が, 断層によって欠如したものともみなすこともできる。

前節で述べたように, 小国層以上の中新統の著しい層厚・岩相の変化や部分不整合の存在は, それらの堆積中

にかなり顕著な地殻変動が進行していたことを示している。他方、中新統最上位の沼沢層も褶曲に参加し、断層によって切られていることから、その堆積後のある時期にも地殻変動があったことは明らかである。したがって、現在見られる地質構造は、主にこの2つの時期における変形の累積された結果といえる。東側隣接地域では沼沢層とともに上部中新統～鮮新統が南北方向の褶曲・断層構造を形成している(島津ほか, 1986)。したがって、東北本州弧の他地域における主要な圧縮変形(例えば、佐藤, 1989)と同様に、本地域の後期の変形も後期鮮新世以降に生じたものと考えられる。

1. 断層

本地域中央部の高坂断層群は幅1~3 kmの断層帯を形成していて、本地域の最も重要な構造の1つである。断層帯内の箱ノ口層群・花崗岩類は著しくカタクラスティックな破碎を受け、棚倉破碎帯の北方延長の候補として十分である。箱ノ口層群・花崗岩類は中新統と比べて格段に破碎度が高いのに加え、破碎岩が後者に不整合で覆われている。したがって、この断層帯は中新世以前にすでに形成されていて、その後再活動したものであることは明白である。高坂断層群は南北方向と北西-南東方向の断層によって構成されている。後者は前者によって切れ、全体として right-step 型に雁行配列している。このような配列パターンは横ずれ断層に特徴的なものである。雁行配列する北西-南東方向の断層を Riedel shear, または, stick-slip 時に破碎帯内部に出現する雁行状滑り帯(Byerlee *et al.*, 1978)とみなせば左横ずれ断層帯となる。また、南北方向の断層を left-step 型に雁行配列した既存の断層とみなし、それらを連結する北西-南東方向の断層が正断層であれば左横ずれ断層帯となり、横ずれ断層なら右横ずれ断層帯であってもよいことになる(Segall & Pollard, 1980; 大槻ほか, 1991)。これらのいずれに該当するかを決定する直接的データは得られていない。しかし、断層帯西縁と中央部の南北方向の断層は、中新統と基盤花崗岩との境界および花崗岩体と箱ノ口層群との境界を見かけ上右横ずれに変位させている(Fig. 4)。したがって、left-step 型に雁行配列する南北方向の断層が、右横ずれ運動とともに、北西-南東方向の右横ずれ断層によって結合されたものとみなすのが妥当なのかもしれない。このことは後述する沼沢地域の褶曲の雁行配列からも支持される。

上記の横ずれ断層運動の時期を特定する資料はない。ここで注目されるのは、棚倉破碎帯の運動である。大槻(1975)は Blow(1969)の N 8 帯の時代以後、東棚倉層群(下限は Okada & Bukry(1980)の CN 5 a 帯; 大槻・

北村(1986)が天野一男の未公表資料を引用)の堆積以前に右横ずれ運動をしたとしている。これは本地域の沼沢層下部の堆積中にあたる。また、大槻(1989)は鉾脈を解析して、中・後期中新世の東北本州弧においては、水平主圧力軸が北東-南西方向にあって、このような応力場はすでに 14.8 Ma に存在していたとした。高坂断層群を右横ずれ断層帯として活動したものとみなすことはこのような応力場とも矛盾しない。

南北方向のその他の断層は沼沢地域にも見られる。柴倉断層は西落ち、明沢川断層は東落ちで、基盤花崗岩類または北小国層と小国層とを境するものである。いずれも地層の高度分布の状況から推定されたものである。これらはかなりの層位的垂直隔離をもつにもかかわらず、小国層中で消滅していることから、同層堆積中に活動した断層である可能性が高い。間瀬川断層は約 6 km 追跡される北北東-南南西方向の東落ち断層で、明沢北東方約 2 km では断層線谷が観察される。そこでは左岸が明沢橋層の凝灰質砂岩、右岸が沼沢層桜川凝灰岩部層よりなる。この谷と谷底の状況、および断層の東側近傍で沼沢層が急傾斜をなす(間瀬川上流)ことから、破碎帯の幅が約 1 m の逆断層であると考えられる。北方では明沢橋層と沼沢層が接し、南方では沼沢層内の断層となる。断層の垂直隔離は沼沢付近で 100 m 程度であるが、北方に向かって変位が大きくなる。

2. 褶曲

高坂断層群の東側の沼沢地域には褶曲が発達していて、単純な同斜構造の西側地域とは対照的である。その代表的なものは南に軸傾斜する明沢向斜で、その西側には眼鏡橋背斜と桜向斜がある。沼沢地域北部の2つの小基盤岩露出地域と明沢橋層が南南東に張り出す地点を結ぶ線がもう1つの背斜とみなせるかもしれない。これらの褶曲は高坂断層群に対して鋭角に斜交していて、全体として right-step 型の雁行配列をしている。そして、いずれの褶曲の翼間角も高坂断層群に向かって小さくなる傾向がある。このような配列パターンは右横ずれ断層に伴ってしばしば発達するものであり、先に断層の配列パターンから推定された高坂断層群の右横ずれ運動を支持する。

明沢向斜の軸部では明沢橋層が厚く、翼部で薄い。特に西翼では完全に消滅し、下位の弁当沢橋層と上位の沼沢層が直接接する。この現象は沼沢層堆積中に明沢向斜と眼鏡橋背斜が成長しつつあったことを示唆し、高坂断層群の右ずれ運動の時期ともほぼ一致する。

眼鏡橋背斜の西翼部の大部分が高坂断層群の中の南北方向の断層により欠如していることは、この断層が逆断

層的性格をもっている可能性を示している。後期の変形によるものと考えられるが、活動時期を特定できない。

沼沢西方の沼沢層中には南北方向の2向斜1背斜が見られる。翼間角が小さいにもかかわらず、明沢橋層はこれに参加していないので、大規模なスランプ褶曲であろうと考えられる。

前期中新世のハーフ・グラーベン

1. ハーフ・グラーベンの形成

小国層の著しい岩相・層厚変化はその堆積時に著しい地殻変動があって、ハーフ・グラーベンが形成されたことを明瞭に示している。それらの根拠となる現象を以下に列挙する。

(1)小国層主部の礫岩が matrix supported 状であることから、デブリ・フローによる堆積物であると考えられる。また、眼鏡橋礫岩部層は巨大な角礫を含む不淘汰な単成礫岩(monomictic conglomerate)で、金目川で見られるように局所的に厚く堆積している。これらのような礫岩は、堆積盆地縁辺部に急崖や急斜面があるような、断層活動に関連した堆積物の特徴である。小国層上部の礫岩と砂岩も proximal turbidite 様であり、急速で局所的な沈降が続いていたことを示唆する。

(2)小国層の層厚変化はたいへん著しく、東側の沼沢地域では1200 mに達するのに対し、西側の朝篠地域で400 m、小国地域では200 m以下である。このような層厚変化は高坂断層群を境にして生じている。

(3)やや厚い朝篠地域北部の小国層は西南西に傾いた同斜構造をなしているにもかかわらず、小国地域との間には花崗岩類と北小国層が分布していて、これに高角でアバットしている。しかも、両者ともほぼ水平の沼沢層に不整合に覆われる。したがって、基盤分布域東縁近傍の地下に小国層堆積中に活動した東落ちの断層とその東側地域の西への傾動、そしてこれらの運動が沼沢層堆積時には停止したことを想定しなければならない。

(4)明沢橋層は沼沢地域では下位層と整合であるが、西側の地域では部分不整合関係にある。小国地域北部の若山付近や朝篠地域南部の市野々付近では、 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ も傾斜している下位の小国層・弁当沢橋層を、明沢橋層が $0^{\circ}\sim 20^{\circ}$ の傾斜で覆っている。また、明沢橋層は下位層を欠いて直接基盤岩類を覆うこともある。中央の基盤岩類露出地域のユーオン峰では小国層・弁当沢橋層をまったく欠いて明沢橋層の明沢川凝灰岩部層が直接北小国層を覆っている。これらのことから、小国層堆積以後かつ明沢橋層堆積以前に造構運動が進行していたのは明白である。

本研究で得られた以上の観察事実に加え、沼沢地域の小国層がより東方に向かって薄化・尖滅し、ついには明沢橋層・沼沢層が朝日山地南麓の花崗岩類を直接覆うこと(高橋, 1961 MS), および、沼沢地域の堆積盆は沼沢付近から北方へ約25 kmにわたり細長く連続し、本地域と同様に厚い礫岩・砂岩によって埋積されていること(伊藤, 1961 MS)を考慮すると、小国層堆積時の沼沢地域には、西縁を高坂断層群によって限られた西へ傾動するハーフ・グラーベンが形成されていたといえる。また、高坂断層群の下盤にあたる中央の基盤岩類露出地域が、ハーフ・グラーベン形成時には実質的な隆起帯となっていたことがわかる。

朝篠地域もその西縁を断層で境されたハーフ・グラーベンであるとみなすことができる。ただし、沼沢地域においては高坂断層群の一部が後の時代に再活動したのに対し、朝篠地域西縁に想定される断層は小国層堆積末期に活動を停止し、完全に埋積されつくしたものである。本研究の調査範囲が荒川以西に及んでいないため、詳細は不明であるが、島津ほか(1963, 1972)を参照すれば、小国地域は西縁を小国断層によって境されたもう1つのハーフ・グラーベンをなしているものと解釈される。

2. ハーフ・グラーベンの活動期間

北小国層は軽石流凝灰岩であるので、地形的凹所であるグラーベン内で厚いと期待されるが、そのような傾向はまったく認められない。したがって、22~23 Maの北小国層堆積時には、グラーベンの形成はまだ始まっていなかったことになる。

すでに述べたように、小国層堆積時にはグラーベンは形成中であつた。特に、眼鏡橋礫岩部層の岩相はグラーベンが突如として生じたことを示唆する。小国層中部からの植物化石群は阿仁合・台島混合型化石群である可能性が高く、台島型の主要タクサが出そろった時期(17.5 Ma; 北村, 1986; 鈴木, 1989)よりは明らかに古いものである。ただし、17.5 Maという年代値を裏づける資料はまだ十分といい難く、今後変動があり得る。

弁当沢橋層は小国層とは一部指交関係にあり、かつ、明沢橋層に一部傾斜不整合で覆われることから、明沢橋層堆積以前の傾動運動にともに参加していたといえる。

明沢橋層の層厚変化は、小国層ほど著しくないが、同様に沼沢地域で厚く、朝篠・小国地域では薄い。また、各ハーフ・グラーベン内では厚く、その肩部(f flank)基盤岩類露出地域ではきわめて薄いか欠如している。特に、小国地域では西方に向かって厚くなる一方、東方の基盤花崗岩に向かって薄化・オーバーラップしている。

さらに、沼沢地域の明沢向斜においては、明沢橋層が軸部で厚く、翼部で薄化・尖滅する。これは堆積中の地殻変動の進行を示す現象である。以上のことから、明沢橋層堆積時の 15 Ma 頃にもハーフ・グラーベンの活動が継続していた可能性がある。しかし、この頃には広域海進が進行中であったので、これらの現象がグラーベンの活動の継続を示すものなのか、それともすでに存在していた起伏の埋積によるものかを区別することは必ずしも容易ではない。

Blow (1969) の N 10 帯を含む沼沢層は広域海進時の地層で、岩相変化が極めて少ないのは当然であるが、層厚の変化も小国層に比べて著しくない。

以上のことから、ハーフ・グラーベンは 22~23 Ma 以後で 17.5 Ma 以前のある時期に活動を開始し、15 Ma 頃まで活動し続け、14 Ma 頃には衰退しつつあったと結論される。

結論および討論

本研究の結果を要約すると次のようになる。本地域には南北方向で西方に傾動する 3 つのハーフ・グラーベンが認められる。その形成は 22~23 Ma 以後、17.5 Ma 以前のある時期に突然開始した。3 つのハーフ・グラーベンのうち、もっとも顕著な沼沢地域のものは、西縁が落差 2000 m に達する高坂断層群によって限られる。これらのハーフ・グラーベンはデブリ・フローの礫岩をはじめとする厚い粗粒堆積物によって埋積された。ハーフ・グラーベンの活動は沼沢層堆積時(約 14 Ma)の広域的沈降・海進の本格化とともに衰退した。

このような経過は、山路(1989)、Yamaji(1990)、山路・佐藤(1989)らが唱えたハーフ・グラーベンの形成を伴う島弧地殻の伸張・薄化と日本海拡大、そして地殻・マントルの冷却による広域的沈降という過程に一致する。

King *et al.* (1988) は dip-slip 型断層周辺の変形に関して、弾性層の下に想定した粘性層での応力緩和と沈降域での堆積・隆起域での侵食に関するアイソスタティック均衡再調整を考慮した理論を提唱した。それによると、弾性層が薄く、剛性率が小さいほど変形域が小さくなり、正断層近傍下盤が実質的に隆起することを示した。Stein *et al.* (1988) はこの理論に基づいてハーフ・グラーベンの幅が約 15 km と 25 km の北米における実例を検討し、それぞれについての弾性層の厚さを 2 km と 4 km、剛性率を 2.0×10^{19} Nm と 1.5×10^{20} Nm とした。沼沢地域の沈降、およびそれと対をなす中央の基盤露出地域の隆起は King *et al.* (1988) の理論と調和的で

ある。また、本地域を含め、東北日本の中新世ハーフ・グラーベンの幅はほぼ一定して約 10 km であり、前述の北米の実例より有意に幅が狭い。このことはハーフ・グラーベン形成時における東北日本の方が地殻の弾性層が薄く、かつ剛性率が小さかったこと、すなわち地温勾配が大きかったことを示唆している。

土谷(1986)、Tsuchiya (1990)、天野・佐藤(1989)らは、南北方向に分布する秋田・山形油田地帯の玄武岩類が、北北西~南南東方向の引張応力場で、日本海拡大とほぼ同時に、trans-tensional なリフティングによって形成されたとした。本地域中央部の高坂断層群の右横ずれ運動は、このようなリフティング様式と関連しているのかもしれない。

日本海の拡大時期は古地磁気学的研究(例えば、Otofuji & Matsuda, 1984)によって 15 Ma 頃とされたが、兼岡(1991)は日本海海底の火山岩の放射年代値から、大和海盆の拡大は約 20 Ma 以後で 17~18 Ma 以前、日本海盆はそれよりやや古い可能性があるとしている。最近日本海で実施された ODP Leg 127 結果(Tamaki *et al.*, 1990)によれば、いずれの掘削地点における層序も陸上のそれとたいへん良く似ている。サイト 794 と 797 においては、玄武岩が最初に出現する直上の燐酸塩質石灰質ノジュールを含む粘土岩からは *Sphenolithus heteromorphus* が産出し、その堆積深度は中部漸深海帯下部であるという。サイト 797 ではその下位に約 350 m にわたり砂岩・シルト岩を挟む玄武岩層が確認された。堆積岩には植物片が含まれており、“a marine slope proximal to a deltaic” な場で堆積したものという。このような時代、岩相組み合わせ、および急激な堆積深度の増加は、紛れもなく陸上での“西黒沢階”の地層に対比されるものであり、本地域の明沢橋層・沼沢層下部に相当する。Tamaki *et al.* (1990) は各掘削地点について堆積速度を下方に向かって外挿し、最初に玄武岩が出現する時代を 13.0~16.7 Ma、特にサイト 797 では 16.0~20.0 Ma と推算した。

さて、本地域のハーフ・グラーベンの形成開始時期は 22~23 Ma 以後で 17.5 Ma 以前であり、山形県温海地域(山路, 1989)や福島県檜原湖周辺(鈴木ほか, 1986)では、さらに古く阿仁合型植物群産出層準である。ところで、植物化石産出層準と放射年代との対応について検討した鹿野・柳沢(1989)によれば、阿仁合・台島混合型植物群の存在を考慮しなかった場合、主要な阿仁合型植物群産出層準と台島型植物群産出層準との境界は約 22 Ma であるという。他方、本地域を含む東北日本では、14 Ma 頃にはハーフ・グラーベンの活動は衰退し

ている(山路・佐藤, 1989)。したがって、ハーフ・グラーベンの活動開始と終了は日本海拡大のそれぞれよりもやや早かった可能性がある。このことから、背弧拡大軸の未発達段階では島弧は大陸に対して部分的には固定されているため、引張テクトニクスを引き起こす外力は島弧地殻に強い引張応力を発生させるが、背弧拡大軸の成長とともに島弧地殻は外力に従ってより容易に移動し得るために、次第に引張応力が低下するものと解釈できる。

Tatsumi *et al.* (1989)はマントル・ウェッジにアセノスフェアが能動的に侵入したことによって日本海が拡大したとした。もしそうであるならば、引張テクトニクスと広域的な隆起が同時に起こると期待されるが、そのような事実はない。すなわち、阿仁合型植物化石群を産する湖沼堆積物が広域的に散在しており(藤岡, 1974)、日本海拡大に先立つハーフ・グラーベンの形成は、本地域を含めむしろ広域的沈降を伴いつつ進行したからである。

謝辞 本研究を進めるに当たり、東北大学北村 信名誉教授、同中川久夫前教授には研究全般にわたり御指導を賜った。福島大学鈴木敬治名誉教授、筑波大学地球科学系小笠原憲四郎教授、熊本大学理学部尾田太良助教授、東北大学理学部長谷川四郎博士、地質調査所海洋地質部田中裕一郎博士には、それぞれ植物化石、軟体動物化石、浮遊性有孔虫化石、底棲有孔虫化石、石灰質ナンノ化石を鑑定していただいた。東北大学教養部吉田武義助教授には岩石薄片の鑑定をしていただいた。東北大学教養部山路 敦博士には羽越地域の中新統について議論していただいた。岩石薄片の作成にあたり、東北大学理学部石川昭夫前技官、宍戸正明技官にたいへんお世話になった。また、本論をまとめるにあたり、森田日子次氏、佐藤幸二氏、伊藤 修氏、高橋清二氏の東北大学理学部卒業論文を参考にさせていただいた。さらに、本論を発表するに当たり、電力中央研究所立地部地質研究室井上大榮室長には多大な御援助をいただいた。以上の方々は厚く御礼申し上げる。

文 献

- 天野一男・佐藤比呂志, 1989, 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, no. 32, 81-96.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In P. Bronniman and H. H. Renz eds., *Proc. 1st Intern. Conf. Planktonic. Microfossils*, E. J. Brill, Leiden, 1, 199-422.
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Publs., Amsterdam, 168 p.
- Byerlee, J., Mjachkin, V., Summers, R. and Voevoda, O., 1978, Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. *Tectonophysics*, **44**, 161-171.
- 鎮西清高, 1981, 門ノ沢動物群. 軟体動物の研究(大森昌衛教授退官記念論文集), 207-212.
- Chinzei, K., 1986, Faunal succession and geographic distribution of Neogene molluscan faunas in Japan. *Paleont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 29, 17-32.
- 雁沢好博, 1987, 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッション・トラック年代—奥尻島・男鹿半島・朝日山地—. 地質雑, **93**, 387-401.
- 藤岡一男, 1949, 東北日本内帯の台島期植物群の2型. 地質雑, **55**, 648-649.
- , 1963, 阿仁合植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, 39-50.
- , 1974, 日本の中新世植物群. 植物化石研究会誌, **5**, 1-20.
- ・西田彰一, 1960, 佐渡島の関植物化石群. 佐渡博研報, **3**, 1-26.
- ・古賀 孝, 1981, 東北地方西南部の中新世中期台島型植物群. 地学雑, **90**, 235-246.
- 伊藤 修, 1961 MS, 山形県西置賜郡小国町北部の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 長谷川四郎・秋元和實・北里 洋・的場保望, 1989, 底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標. 地質学論集, no. 32, 241-253.
- 兼岡一郎, 1991, 日本海・沖縄トラフ地域の岩石と同位体比の地球化学的意義. 上田誠也教授退官記念論文集「活動的縁辺域」, 月刊地球号外 no. 3, 51-56.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫, 1989, 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. 地調月報, **40**, 647-653.
- King, G. C. P., Stein, R. S. and Rundle, J. B., 1988, The growth of geological structures by repeated earthquakes. 1. Conceptual framework. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 13307-13318.
- 北村 信, 1986 編, 新生代東北本州弧地質資料集. 全3巻, 宝文堂.
- 皆川信弥, 1959 a, 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学的及び古生物学的研究(その1)—西縁および西南縁の層位—. 地質雑, **65**, 364-373.
- , 1959 b, 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学的及び古生物学的研究(その2)—西部および西南部の岩相変化・火成作用・対比—. 地質雑, **65**, 483-493.
- , 1965, 桧原-野川構造線について—棚倉破碎帯の北方延長その1—. 山形大紀要(自然科学), **6**, 319-332.
- , 1971, 5万分の1地質図幅「手ノ子」及び同説明書. 山形県, 21 p.
- ・山形 理・菅井敬一郎・武田次弘, 1967, 大井川構造帯及びその延長—棚倉破碎帯の北方延長その2—. 山形大紀要(自然科学), **6**, 469-479.
- 森田日子次, 1930 MS, 山形県西置賜郡小国町附近第三紀層の地質と地形. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- Morita, H., 1931, On new species of the genera *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene deposits of Oguni-machi, Uzen Province, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, **9**, 1-8.
- 村田勇治郎, 1976, 山形県西置賜郡における沼沢層の層位学的研究. 石油資源技研報, **19**, 21-24.
- 尾田太良, 1986, 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村 信教授退官記念地質論文集, 297-312.

- Okada, N. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont.*, **5**, 321-325.
- Onoe, T., 1974, A Middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan. *Geol. Surv. Japan, Rep.*, no. 253, 1-64.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T., 1984, Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 373-382.
- , and Nohda, S., 1985, Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan rifting process of Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 265-278.
- 大槻憲四郎, 1975, 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地質古生物研報, **76**, 1-71.
- , 1989, 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元. 地質学論集, no.32, 281-304.
- Otsuki, K., 1990, Westward migration of the Izu-Bonin Trench, northward motion of the Philippine Sea Plate, and their relationships to the Cenozoic tectonics of Japanese island arcs. *Tectonophysics*, **180**, 351-367.
- 大槻憲四郎・北村 信, 1986, 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルート no. 30(川治-塩原, 棚倉, 常磐), 地質図・地質断面図及び同説明書, 宝文堂, 10 p.
- ・北風 嵐・林謙一郎, 1991, 破壊からみた鉾脈鉾床の裂か形成に関する基礎的研究. 鉾山地質, **41**, 219-226.
- 佐藤比呂志, 1989, 東北本州弧における後期新生界の変形度について. 地質学論集, no.32, 257-268.
- ・大槻憲四郎・天野一男, 1982, 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質, no. 27, 55-79.
- Sato, Y., Yanagisawa, Y. and Yamamoto, T., 1989, Arcid-Potamid fauna of the Myozawabashi Formation, Yamagata Prefecture, Northeast Japan. 日本古生物学会 1989 年年会予稿集, 個人講演 67, 83.
- Segall, P. and Pollard, D. D., 1980, Mechanics of discontinuous faults. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 4337-4350.
- 島津光夫・西田彰一・田宮良一・皆川信弥・神保 恵・鈴木雅宏, 1972, 5 万分の 1 地質図幅「小国」および同説明書. 山形県, 28 p.
- ・斎藤常正・天野一男・大槻憲四郎・柳沢幸夫・山路 敦, 1986, 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルート no. 25(荒川河口-小国-手ノ子, 赤湯-白石-角田), 地質図・地質断面図及び同説明書, 宝文堂, 22 p.
- ・徳永重元・小関幸治, 1963, 新潟・山形両県境小国・金丸地区ウラン鉾床—特に周辺の地質について. 地調月報, **14**, 103-116.
- Stein, R. S., King, G. C. P. and Rundle, J. B., 1988, Field examples of continental dip-slip faults. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 13319-13331.
- 鈴木敬治, 1989, 東北本州弧南部における中-下部中新統の植物化石層位について. 地質学論集, no. 32, 197-205.
- ・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武, 1986, 北村信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルート no.27(佐渡・弥彦-津川-喜多方-吾妻山-福島), 地質図・地質断面図及び同説明書, 宝文堂, 14 p.
- 高橋清治, 1961 MS, 山形県西置賜郡東部の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 竹内 章, 1981, 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス. 地質雑, **87**, 737-751.
- Tamaki, K., Pisciotto, K., Allen, J., et al., 1990, Proc. ODP. Init. Repts., 127, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1989, Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317-329.
- 土谷信之, 1986, 秋田県中部における中新世中期塩基性岩の海底火山活動. 地調月報, **37**, 353-366.
- Tsuchiya, N., 1990, Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the northeast Japan arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**, 473-505.
- 津田禾粒, 1965, 東北裏日本の新第三紀動物群と岩相, とくに中新世中期の動物群について. 化石, no. 13, 20-23.
- 徳永重元, 1960, 山形県小国植物化石層についての新知見. 地調月報, **11**, 35.
- Tosha, T. and Hamano, Y., 1988, Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of northeast Japan. *Tectonics*, **7**, 653-662.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一, 1973, 山形県新第三紀最下部熔結凝灰岩層の K-Ar 年代. 岩鉾, **68**, 91.
- 山路 敦, 1989, 温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, 305-320.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志, 1989, 中新世における東北本州弧における沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.

(要 旨)

幡谷竜太・大槻憲四郎, 1991, 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフ・グラブンの例—, 地質雑, 97, 835-848. (Hataya, R. and Otsuki, K., 1991, Geology of the Oguni-machi area, Yamagata Prefecture: An example of Early Miocene half-grabens in Northeast Honshu Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 835-848.)

山形県小国町付近に日本海拡大に関連した3つのハーフ・グラブンを認めた。1つは幅10 km, 他の2つは5 km程度のもので, いずれも南北方向で西に傾動している。ハーフ・グラブンの形成は中新統最下部の流紋岩質凝灰岩よりなる北小国層(22~23 Ma)堆積後に開始した。それはまず中部に阿仁合・台島混合型植物群(約17.5 Ma以前)を含むデブリ・フロー型の大量の礫岩からなる小国層によって埋積されつつ成長した。その途中には玄武岩質および安山岩質の火成活動もあった。門ノ沢動物群を含み, 主として砂岩よりなる明沢橋層堆積時にもハーフ・グラブンは成長し続けた。その後, 広域海進とともに漸深海帯で泥岩よりなる沼沢層(N 10 帯を含む)が堆積したが, この時期にはハーフ・グラブンの活動は衰退しつつあった。