岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史

The Early to Middle Miocene volcanism and development of a sedimentary basin in the Ou Backbone Range in Nishiwaga Town, Iwate Prefecture, Northeast Japan

Abstract

細井 淳* 天野一男**

Jun Hosoi and Kazuo Amano***

2013 年 4 月 19 日受付.

2013 年 6 月 26 日受理.

* 茨城大学大学院理工学研究科
Graduate School of Science and Engineering,
Ibaraki University, Bunkyo 2-1-1, Mito,
Ibaraki, 310-8512, Japan

** 茨城大学理学部
Faculty of Science, Ibaraki University, Bun-
kyo 2-1-1, Mito, Ibaraki, 310-8512, Japan

Corresponding author: J. Hosoi,
12ND404L@mc.ibaraki.ac.jp

Since the late 19th century, research on the Green Tuff of Japan has focused on its stratigraphy, which was finally summarized around 1990. Recently, the stratigraphy of rocks of the Oga Peninsula, which is the type locality of the Green Tuff of Japan, was revised. We sought to unravel details of temporal changes in the volcanism and sedimentary environment at Nishiwaga Town, Iwate Prefecture in the Ou Backbone Range, Northeast Japan, based on facies analyses of volcanic and clastic rocks, which is a relatively recent method used to reconstruct paleo-sedimentary environments. We reconstructed the paleo-sedimentary basin architecture, sedimentary processes, and paleo-volcanism. Two types of non-explosive submarine volcanoes (Types A and B) and three types of explosive eruptions (Types 1, 2, and 3) were identified. From the field investigations and detailed facies analyses, five tectonic stages were identified in the Miocene, as follows. (1) A half-graben formed and Type A submarine volcanoes erupted in the basin at about 20 Ma. (2) The basin was filled with turbidites, debrites, and hemipelagic sediments from about 18 to 15 Ma. (3) Large tectonic subsidence and explosive volcanism (Types 1, 2 & 3) occurred at about 15 Ma. Seawater depth increased from several meters to over 1000 m. (4) The increase in seawater depth corresponded with a decrease in the intensity of volcanism, resulting in the formation of Type B submarine volcanoes at about 14 Ma. (5) The basin was then covered with hemipelagic sediments from about 14 Ma.

Keywords: Green Tuff, Ou Backbone Range, Northeast Japan, Miocene, facies analysis, submarine volcano, sedimentary basin, basin development

はじめに

新生代前期, 日本海拡大前の日本列島はユーラシア大陸の一部であり, 陸上で火山が活動していた(Kano et al., 2007; 鹿野ほか, 2011). その後, 東北日本弧では東西引張応力場のもとで日本海の形成と拡大を伴うリフティングが起り, リフティングによって形成されたグラーベンやハーフグラーベン内では, 海底下でのパイモーダルな火山活動が盛んであった(天野・佐藤, 1989; Sato and Amano, 1991 など). その時の火山活動の産物から主に構成される堆積物がグリーンタフである(大沢, 1967 など).

グリーンタフという言葉を初めて使ったのは, 佐川(1898)である. 東北日本に分布するグリーンタフに関しては, 層序の解明を主な目的として古くから研究が進められ(北村, 1959; 藤岡, 1959; 池辺, 1962 など), 層序についての基礎的データは北村編(1986)によって総括された. それをもと

に新生代東北日本弧の構造発達史が考察され, 1989 年に地質学論集「新生代東北日本弧のジオテクトニクス」(北村ほか編, 1989)が出版された. この時点におけるデータに基づいてまとめられた総合的なテクトニクス論が, 天野・佐藤(1989), Yamaji(1990), Sato and Amano(1991), 佐藤(1992), Sato(1994)などである. これらは 1980 年代後半までの層序学的なデータにもとづいた大きな枠組みとしての東北日本弧の発達過程を明らかにした点で, 東北日本のグリーンタフ研究の当時の到達点を示すものであった. 近年, グリーンタフの模式地の男鹿半島の層序が全面的に見直され, 年代論が改変され, 前期～中期中新世のリフト堆積盆に先んじて古第三紀にリフト堆積盆が存在していたことが明らかになった(Kano et al., 2007; 鹿野ほか, 2011). これに伴い, 東北日本全域のグリーンタフの全面的見直しが必要となっている. 一方, 従来のテクトニクス論は層序学的研究に基づく大枠を示したものであり, 具体的・精密な火山活動様式や堆

Fig. 1. Simplified geological map of the central part of Northeast Japan, after Wakita et al. (2009).

積場の復元等はない。最近になって活発に行われている岩石学的研究成果(八木ほか, 2001; 吉田ほか, 2005 など)を加味して, 東北日本弧の進化過程のより具体的かつ詳細な解明のためには, 堆積学的手法に基づいた古火山体の精密復元や堆積場の精密復元などが必要不可欠である。

本研究地域である岩手県西和賀町周辺には, 奥羽脊梁山脈に分布するグリーンタフの基盤から新第三系が連続して露出している。前期～中期中新世における奥羽脊梁山脈のテクトニクスを解明するのに最適の場所と考えられ, 古くは村山(1937)に始まり, 井尻(1941), 北村(1959, 1965), 秋葉ほか(1966), 藤田ほか(1966), 白田ほか(1986)など, 多くの研究がなされてきた古典的な地域である(Fig. 1)。しかし, 1990年前後のグリーンタフの層序学的研究の総括以後, 本地域についてもほとんど研究が行われていない。

本研究ではまず野外調査に基づいた層序の再検討と既存の年代データを整理し, 層序の見直しを行った。その上で詳細な堆積相解析の結果に基づき, 前期～中期中新世における古火山活動様式と堆積環境の変遷を精密に復元し, 堆積盆発達史を議論する。

地質概説と層序

調査地域は奥羽脊梁山脈の中軸に位置する岩手県西和賀町周辺である(Fig. 1)。本調査地域東側には堆積盆東側境界を成す仙人断層があり, 断層の西側に先新第三系の古生層とそ

れを貫く花崗閃緑岩の基盤岩が分布する。新第三系は全般的にN-S走向, 西への緩傾斜で基盤岩を被覆し, 下部の大荒沢層から西に向かって順次, 大石層, 小繫沢層が重なる(Fig. 2, 4)。調査地域内にはほぼN-S方向の軸をもち, 両翼の傾斜が20°前後の背斜および向斜が発達する。断層としてはN-S～NW-SE走向で東傾斜の正断層群が調査地域中央に発達する。

1. 先新第三系

調査地域東部の仙人断層の西方に南北に細長く広がって分布する。黒色粘板岩を主体とし, 他に黒色片岩・緑色片岩・石灰岩などからなる古生層と, これらを貫く花崗閃緑岩からなる(大沢ほか, 1971)。調査地域内の大荒沢層との境界付近は花崗閃緑岩から構成され, 古生層はほとんど認められない。本地域から化石は発見されていないが, 北村・谷(1953)は, 本調査地域の南方焼石岳地域の磐井川沿岸真湯西方の石灰岩から二畳系を示す *Waagenophyllum* cf. *indicum* を報告した。湯田ダム北方の花崗閃緑岩は99 MaのK-Ar年代値を示す(河野・植田, 1966)。

2. 大荒沢層

井尻(1941)が命名。北村(1959)の大荒沢層, 秋葉ほか(1966)の大荒沢層および大石層 O₁ 部層に相当する。

【模式地】 北村(1959)は岩手県和賀郡西和賀町(旧湯田町)大荒沢和賀川沿岸一帯を模式地として認定した。しかし現在は湯田ダムの建設により, 当時の模式地が水没してしまっている。そこで新たに岩手県和賀郡西和賀町杉名畑大荒沢周辺

Fig. 2. Generalized stratigraphy of the study area.

を新たな模式地として再定義する。

【岩相】 淡緑色～濃緑色の安山岩および同質火砕岩と、多様な岩相を呈する火山岩の垂円～円礫、細礫～巨礫サイズの火山礫からなる火砕岩から構成される。基盤岩直上の本層下部は多量の花崗岩と火山岩の垂円～垂角礫、細礫～大礫および少量の泥岩礫を含んだ礫岩や、石英粒を多量に含む砂岩からなる。

【層厚】 約 700 m。層厚変化が激しく、湯田ダムサイト北方では 300～500 m。仙人山付近一帯は 100～200 m。鷲森山付近では 600～800 m である(大沢ほか, 1971)。

【化石】 本調査地域から化石は報告されていない。調査地南方の岩手県奥州市の西方、胆沢川上流から、*Cyclobalanopsis nathorstii*, *Quercus miovariabilis*, *Liquidamber miosinica*, *Smilax trinervis* などの台島型植物化石が報告されている(大口ほか, 1985)。

【年代】 本層は後述の大石層主部(約 18–15 Ma)と少なくとも一部指交している。台島型植物化石は男鹿半島に分布するグリーンタフの模式地の台島層に顕著に認められる植物化石群である。台島層は、鹿野ほか(2011)に従うと、約 20 Ma である。以上を総合して、大荒沢層の形成年代を約 20～15 Ma と判断した。

【層位関係】 模式地の大荒沢ルートでは明瞭な層位関係は認められない。秋葉ほか(1966)は大荒沢の東の竹荒沢にて境界面を詳細に記載し、不整合であることを示した。それによれば、境界面は波状であり、特徴として境界直上に基盤の花崗岩起源の石英粒からなる層が発達する。本調査地域の大荒

沢ルートと Fig. 4 の 46 番ルートの大荒沢層下部で同様の特徴を認めた。以上より大荒沢層は基盤岩を不整合に覆うものと判断した。

3. 大石層

井尻(1941)が命名。北村(1959)は大石層中に大鍋沢安山岩部層、甲子安山岩部層、川尻凝灰岩部層を認定し、秋葉ほか(1966)や藤田ほか(1966)は大石層を 4～5 の部層に区分した。その後、大沢ほか(1971)や白田ほか(1986)は下部、中部、上部、最上部と区分し、それらの一部を部層として認定した(Fig. 2)。本論では、日本地質学会地層命名の指針(日本地質学会訳編, 2001)に従って、層序区分を再検討した。

大石層中の大鍋沢安山岩部層や甲子安山岩部層は本調査地域には露出しないため記述しない。大荒沢層と大石層の関係は従来まで整合関係とされてきた(北村, 1959; 秋葉ほか, 1966; 藤田ほか, 1966; 大沢ほか, 1971; 白田ほか, 1986)。本研究では両層の直接のコンタクトは確認できなかったが、地質図、各沢柱状図に基づいて、大石層の下部が大荒沢層上部と指交関係にあるものと解釈した。大沢ほか(1971)は凝灰岩を大石層下部として認定したが、その直上の地層にも多くの凝灰岩が認められ、岩相的に区分できない。また大沢ほか(1971)の層序区分による大石層上部も独立させて部層とする顕著な特徴が認められない。本研究地域の大石層は下部の大石層主部と上部の川尻凝灰岩部層からなるものと再定義する(Fig. 2)。

3.1 大石層主部 秋葉ほか(1966)の大石層 O₂, O₃, O₄ 部層、大沢ほか(1971)や白田ほか(1986)の大石層下部、中

部、上部を一括して大石層主部と定義する。本区分は北村(1959)の層序区分に従っている。

【模式地】 北村(1959)は岩手県和賀郡西和賀町(旧湯田村)大石和賀川沿岸一帯を模式地としたが、大荒沢層の模式地と同様に当時の模式地が水没してしまっている。そこで、新たに大石層主部の特徴的な岩相が露出している岩手県和賀郡西和賀町岩滑沢および大石沢を模式地とする。

【岩相】 火砕岩(凝灰岩、火山礫凝灰岩)と灰色～黒色の細粒砂岩・泥岩を主体とし、安山岩や同質火砕岩を含む。主に下部は凝灰岩および火山礫凝灰岩、中部は泥岩、上部は泥岩とデイサイト、同質火砕岩を主体とする。

【層厚】 700～900 m。

【化石】 本層の泥岩から海棲軟体動物、底生有孔虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノ化石などが多く報告されている。軟体動物化石としては *Lucinoma* cf. *otukai* や *Nemocardium* cf. *samarangae*(北村, 1959), *Chlamys nisataiensis*, *Patinopecten kimurai*, *Placopecten akihoensis* 等(北村・武藤, 1962), *Panomya simotomensis*, *Peronidia lutea* 等(松隈, 1969)が報告されている。北村(1959)は *Makiyama chitanii*, *Martinottiella communis*, *Haplophragmoides renzi*, *Cyclammina japonica* 等の底生有孔虫を報告した。Saito(1963), 大沢ほか(1971), 米谷(1974)は *Globorotalia birnagea*, *Globorotalia fohssi barisannensis*, *Globorotalia scitula praescitula* 等の浮遊性有孔虫を報告している。石灰質ナンノ化石は *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus heteromorphus* 等が報告されている(佐藤ほか, 1991)。

【年代】 本層から産出する浮遊性有孔虫および石灰質ナンノ化石はそれぞれ Blow(1969)の N8 帯, Martini(1971)の NN4 帯を示し、それは約 15–18 Ma に相当する(Nakajima et al., 2006)。

【下位層との関係】 模式地の大荒沢ルートにおいては下位の大荒沢層を整合に被覆する。各沢柱状図(Fig. 5)に基づけば、大荒沢層上部が、水無沢などに分布する本層下部と同一層準となる。以上より本層下部は大荒沢層上部と指交関係にあるものと判断した。

3.2 川尻凝灰岩部層 井尻(1941)命名の大石層を北村(1959)が細分して定義した川尻凝灰岩部層に相当する。本研究では下位の大石層主部(秋葉ほか(1966)の O₂, O₃, O₄ 部層, 大沢ほか(1971)の大石層下部, 中部, 上部)の上位に重なる部層として再定義する。

【模式地】 岩手県和賀郡西和賀町(旧湯田町)土畑鉱山付近(大沢ほか, 1971)。

【岩相】 灰～暗灰色の流紋岩と暗灰色～黒色の真珠岩およびこれらの火砕岩、白～灰色の粗粒軽石質凝灰岩、細粒軽石質凝灰岩からなる。本部層下部は主に粗粒軽石質凝灰岩と細粒軽石質凝灰岩の互層からなる。構成する軽石は直径数 mm～数 cm が主体であるが、時に直径約 1 m の巨大軽石や材木状軽石(細井・天野, 2012)も認められる。本部層上部は軽石質凝灰岩と流紋岩および真珠岩とこれらの礫からなる。軽石質凝灰岩は、直径数 cm～十数 cm の軽石と少量の流紋岩

礫および真珠岩礫を含む。本部層は熱水変質を被り、珪化および粘土化している。

【層厚】 約 650 m

【化石】 ボーリング試料から *Gyroidina orbicularis* や *Melonis pompilioides*, *Martinottiella communis*, *Spirosigmolinella compressa* 等の底生有孔虫, *Globorotalia scitula praescitula* や *Globorotalia menardii praemenardii*, *Globobulimina perverse* 等の浮遊性有孔虫が報告されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972, 1973; 金属鉱業事業団, 1974)。

【年代】 下位の大石層主部は微化石層序から約 15～18 Ma であり(Nakajima et al., 2006), 上位の小繫沢層下部の FT 年代は 14.0 ± 1.1 Ma である(中嶋・檀原, 1999)。以上から川尻凝灰岩部層の年代は、15～14 Ma と推定される。

【下位層との関係】 下位の大石層主部を整合に覆う。

4. 小繫沢層

北村(1959)の命名による小繫沢層に相当する。翁沢玄武岩部層を含む。

【模式地】 岩手県和賀郡西和賀町(旧湯田町)小繫沢付近一帯(北村, 1959)。

【岩相】 泥岩を主体とし、細粒砂岩および凝灰岩を挟有する。砂岩は暗灰色～青灰色、凝灰質である。泥岩は暗灰色～青灰色、凝灰質、層理がよく発達し、一部に硬質頁岩を挟有する(大沢ほか, 1971; 中嶋ほか, 2000)。

【層厚】 150～210 m(中嶋ほか, 2000)

【化石】 貝化石が中嶋ほか(2000)によって報告されている他、浮遊性有孔虫(金属鉱物探鉱促進事業団, 1971; 1972; 白田・岡本, 1986; 白田ほか, 1986), 底生有孔虫(金属鉱物探鉱促進事業団, 1971; 1972, 1973, 金属鉱業事業団, 1974)が報告されている。

【年代】 凝灰岩に含まれるジルコンから、 14.0 ± 1.1 Ma～ 11.7 ± 0.9 Ma の FT 年代が得られている(中嶋・檀原, 1999)。産出する有孔虫化石が Blow(1969)の N10 帯(14.8～12.7 Ma)と N13～14 帯(12.1～11.4 Ma), 石灰質ナンノ化石が Martini(1971)の NN6 帯(13.6～11.8 Ma)を示す(中嶋ほか, 2000; Nakajima et al., 2006)。

【下位層との関係】 下位の大石層を整合に覆う(中嶋ほか, 2000; Nakajima et al., 2006)。

堆積相解析

本調査地域に分布する新第三系を岩相の特徴に基づき、溶岩類・貫入岩類、火山砕屑岩類、砕屑岩類に区分し、それぞれ単一堆積相を認定した。溶岩類・貫入岩類は単一堆積相から堆積メカニズムを解釈し、火山砕屑岩類、砕屑岩類については単一堆積相を組み合わせる堆積組相を認定し、堆積メカニズムおよび堆積環境を推定した(Fig. 3)。

1. 溶岩類・貫入岩類

溶岩類・貫入岩類について、岩相、周囲の地層との関係等に基づいて 3 種類の堆積相を認定した。以下に示すコードは、主に英語表記時の頭文字に基づいて作った(Fig. 3)。

Lithofacies		Typical model	Characteristics	Interpretation	Code
Volcanic and Intrusive rocks	Coherent volcanic rocks		Columnar and platy joints, massive or flow banded volcanic rock (rhyolite, perlite and andesite), changing to hyaloclastites laterally.	Massive lava facies	ML
	Jigsaw-fit and clast-rotated monomictic volcanic breccia		Monomictic, poorly sorted, and typically clast-supported, jigsaw-fit and clast-rotated texture, minor matrix (crystal fragments), gradational contact with coherent massive volcanic rocks (ML facies). Clasts: generally >64mm, locally finer, angular, development of chilled margin, equant or slabby clasts. Matrix: minor, allogeneic volcanic clasts, crystals and crystal fragments.	In situ hyaloclastite	HY
	Sediment-matrix volcanic breccia facies		Non-stratified, poorly sorted, clast- to matrix-supported, jigsaw-fit texture, gradational contact with coherent massive volcanic rocks (ML facies). Clasts: generally 2-128mm, angular, development of chilled margin, equant or slabby clasts. Matrix: black mudstone or sandstone. Thickness, about 1m.	Peperite	PE
Volcaniclastic rocks	Graded tuff with pisolite facies		Graded, moderately sorted, stratified fine tuff tops, moderate to fine tuff with pisolite. Thickness, about 1m.	Pyroclastic falls deposited on land	PFA
	Pyroclastics with wood chips between black mudstone facies		Graded, moderate to poorly sorted, fiamme and wood chips lower, interbedded in massive mudstone (SWZ or BAZ facies), lapilli tuff, pumice tuff and fine tuff. Lower part: rip-up clasts, denudation, fiamme and wood chips, lapilli tuff. Upper part: parallel lamination, lapilli tuff and tuff. Thickness, about 0.5-10m.	Pyroclastic flows, surges, falls deposited on seafloor	PES
	Thick pumice tuff facies		Type A: lower and middle part, upward grading and double graded, some denudation, pumice tuff. Upper part, massive fine tuff. Total thickness, about 10m. Type B: lower part, graded, monomictic granule- to cobble-sized volcaniclastics. Middle part, monomictic lithics and pumices without any sedimentary structure and stratification. Upper part, Reverse-grading granule- to boulder-sized pumices. Total thickness, about 10m.	Subaqueous pyroclastic flow deposits	SPF
	Multiple thin graded pumice tuff facies		Multiple grading, poorly sorted lapilli tuff, pumice tuff with many pumices and lithics and few perlite gravels. Thickness, of each bed about 0.05-1m, total thickness, a few tens meters.	Subaqueous pyroclastic surge deposits formed by small-scale submarine eruptions	SPS
	Monomictic poorly sorted volcaniclastic facies		Massive, poorly sorted, clast- to matrix-supported, monomictic, granule- to cobble-sized gravels. Matrix: allogeneic volcaniclastics, no structures and stratification. Thickness, about 1-10m.	Resedimented hyaloclastite	RHY
	Polymictic poorly sorted volcaniclastic facies		Massive, poorly sorted, matrix-supported, polymictic granule- to boulder-sized gravels. Matrix: poorly sorted sandstone, no sedimentary structures or stratification. Thickness, about 1-10m.	Debrite	DEB
	Graded polymictic volcaniclastic facies		Massive or normally graded, clast-supported, polymictic, granule- to cobble-sized gravels, diffusely stratified at the top. Thickness, about 1-5m.	Coarse-grained turbidite	CTU
	Graded tuff facies		Massive or laminated, upward graded, coarse to fine tuff. Thickness, about 0.1-2m.	Medium-grained turbidite	MTU
	Graded fine tuff facies		Graded, diffusely laminated, very thin fine tuff. Thickness, about 1-5cm.	Fine-grained turbidite	FTU
	Massive or thin laminated mudstone facies		Massive, wavy- or cross-laminated, black or grey mudstones, transition to BAZ facies. Trace fossils developed vertical or subvertical to bedding plane.	Shallow water (above storm wave base) sediments	SWZ
Clastic rocks	Massive mudstone facies		Massive, no sedimentary structure, black mudstones, transition from SWZ facies, minor trace fossils developed parallel or sub-parallel to the bedding plane.	Bathyal (below storm wave base) sediments	BAZ

Fig. 3. Summary of the principal facies and facies associations.

堆積相 ML :

[特徴および解釈] 柱状節理や板状節理が発達することが多い塊状の火山岩。周囲でハイアロクラスタイト(HY, RHY)に漸移することがある。以上の特徴から塊状溶岩と解釈した(Dimroth et al., 1978; Yamagishi, 1987, 1991; 山岸, 1994 など)。

堆積相 HY :

[特徴および解釈] ジグゾーフィット構造が顕著に認められる火山岩片から構成される。礫には急冷縁が認められる。単一礫種から構成され、基質は礫と同質である。塊状火山岩(ML)付近に産出し、漸移していることが多い。以上の特徴から原地性ハイアロクラスタイトと解釈した(McPhie et al., 1993; Yamagishi, 1979, 1987 など)。

堆積相 PE :

[特徴および解釈] 原地性ハイアロクラスタイト(HY)と同様にジグゾーフィット構造が認められる単一礫種の火山岩片から構成されるが、礫の間を充填する粒子は砂や泥である。塊状溶岩(ML)と堆積岩の境界付近に産出し、塊状溶岩から遠ざかるにつれ、ジグゾーフィット構造が不明瞭になり、堆積岩の基質部が多くなる。以上の特徴からペベライトと解釈した(Busby-Spera and White, 1987; McPhie et al., 1993; Skilling et al., 2002; Yamagishi, 1987 など)。

2. 火山碎屑岩類・碎屑岩類

火山碎屑岩類・碎屑岩類についてはまず礫種、粒径、支持形態、構造に基づき、単一堆積相を認定した。これらのうち特徴的な重なりを堆積組相として認定し、堆積メカニズムや堆積環境を推定した。以下に、典型的な堆積組相について記述する(Fig. 3)。

堆積組相 PFA :

[構成する単一堆積相]

堆積相 CT-g, p : 粗粒凝灰岩。級化構造が認められ、内部に火山豆石を含む。

堆積相 FT-g, pl : 細粒凝灰岩。級化構造が認められ、平行葉理が発達する。

[特徴および解釈] 全体を通し上方細粒化が認められる凝灰岩から構成される。層厚は1~2 mである。比較的粗粒な下部に火山豆石が多数含まれる。陸上に堆積した降下火砕物と解釈した(McPhie et al., 1993 など)。

堆積組相 PES :

[構成する単一堆積相]

堆積相 moLSc-g, f, wf, rc : 単一の礫種から構成されるラピリストーン。級化構造が認められ、礫支持である。下位層(堆積相 M-m)への削りこみが認められると同時に、内部に泥の偽礫が含まれている。軽石は扁平化していることが多い。

堆積相 moLSc-g, pl : 単一の礫種から構成されるラピリストーン。級化構造が認められ、平行葉理が発達する。礫支持であり、基質は粗粒凝灰岩、細粒凝灰岩である。

堆積相 CT-m, wf : 内部に材を含む塊状の粗粒凝灰岩。

堆積相 M-m : 塊状の泥岩。

[特徴および解釈] 後述の浅海～漸深海帯の泥岩に挟在す

る。火砕岩は全体を通して級化が認められ、上部には平行葉理が発達することが多い。内部に軽石が含まれる場合、その軽石は扁平化していることもある。淘汰はやや悪い。下部には下位層への削りこみが認められるほか、下位層と同質の偽礫が含まれる。1ユニットの層厚は数m～十数mである。海成層に挟まれ、火砕流堆積物と水中土石流の特徴を持つことから、海中に流入し堆積した火砕流堆積物と解釈した(Kano, 1990; Kato et al., 1971 など)。

堆積組相 SPF :

[構成する単一堆積相]

堆積相 prLSc-g : 直径64 mm未満の軽石礫を主体とした軽石質凝灰岩。級化構造が認められ、礫(軽石礫)支持である。基質は軽石片を含む細粒～粗粒軽石質凝灰岩。異質礫は含まない。

堆積相 CT-dg : 二重級化構造の認められる粗粒凝灰岩。

堆積相 FT-m : 塊状の細粒凝灰岩。

堆積相 moVBc-g : 直径64 mmを超える単一の火山礫から構成される。級化構造が認められ、礫支持である。基質は火山礫や火山岩片、軽石片を含む粗粒凝灰岩からなる。

堆積相 ppLSc-m : 直径64 mm未満の火山礫が主体であるが、軽石礫も含む。塊状、礫支持である。基質は火山礫や火山岩片、軽石片を含む粗粒凝灰岩である。

堆積相 prVBc-rg : 直径64 mmを超える軽石礫を主体とした軽石質凝灰岩。礫(軽石礫)支持であり、逆級化構造が発達する。上部では直径約1 mの軽石礫になる。基質は軽石片を含む細粒～粗粒軽石質凝灰岩である。

[特徴および解釈] 軽石主体のものと火山礫と軽石主体の2種類ある。どちらも異質礫はまったく含まないか殆ど含まない。軽石主体のものには二重級化構造(Fiske and Matsuda, 1964)が認められる。一方の火山礫と軽石礫から構成されるものは、下部が級化する単一礫種の火山礫、上部は逆級化を有する軽石礫のみから構成されている。これらの特徴を持つ堆積物は爆発的噴火により形成された水中の噴煙柱が徐々に崩壊することで堆積した水中火砕流堆積物の特徴(Fiske and Matsuda, 1964; Stewart and McPhie, 2004)と一致する。これらの水中火砕流堆積物はAllen and McPhie(2009)により新しく提唱された噴火様式“Neptunian 噴火”の堆積物である。

堆積組相 SPS :

[構成する単一堆積相]

prLSc-g : 直径64 mm未満の軽石礫を主体とした軽石質凝灰岩。級化構造が認められ、礫(軽石礫)支持である。基質は軽石片を含む細粒～粗粒軽石質凝灰岩である。類質礫は含むが、異質礫は含まない。

[特徴および解釈] 堆積相 prLSc-g やそれに類似した堆積相から構成される。多量の軽石と少量の流紋岩礫、真珠岩礫から構成される。これらの単一堆積相の層厚は数cm～数十cmの薄層である。薄層が何枚も積み重なることで平行層理が発達し、全体としての厚さは数十mに達する。間に砂岩層・泥岩層は挟まない。本堆積相とその特徴は、溶岩ドームに伴った小規模な噴火(マグマ水蒸気噴火)により形成された

ギリシャの Yali pumice breccia の岩相 (Allen and McPhie, 2000) と、その特徴、薄層の層厚、薄層が何枚も重なる点など多くの点で類似している。堆積組相 SPF の水中火砕流堆積物より小規模な噴火による初生的な堆積物である可能性を考慮して、ここでは水中火砕サージ堆積物とする。

堆積組相 RHY :

[構成する単一堆積相]

堆積相 moVBc-m : 単一または同種の火山岩から構成される。塊状不淘汰礫支持であり、基質は礫と同質である。

堆積相 moVBm-m : 単一または同種の火山岩から構成される。塊状不淘汰基質支持である。基質は礫と同質である。

[特徴および解釈] 塊状不淘汰であり、礫と基質が同質である。礫は急冷縁や放射状節理が認められる。塊状溶岩 (ML) や原地性ハイアロクラスタイト (HY) 付近に産出し、ジグゾーフット構造は認められない。以上の特徴から再堆積ハイアロクラスタイトと解釈した (McPhie et al., 1993 など)。

堆積組相 DEB :

[構成する単一堆積相]

poVBm-m : 複数の礫種から構成され、礫の粒径は様々である。塊状不淘汰基質支持。

[特徴と解釈] 複数の様々な礫を含み、塊状不淘汰基質支持である特徴は、これが高密度の重力流堆積物のデブライトであることを示している (Hampton, 1972; Lowe, 1979, 1982 など)。

堆積組相 CTU :

[構成する単一堆積相]

堆積相 poLSc-g : 直径 64 mm 未満の多様な火山礫から構成される。級化構造が認められ、礫支持である。基質は構成する礫と異なった色調を示す。

堆積相 poLSc-m, pl : 直径 64 mm 未満の多様な火山礫から構成される。塊状、礫支持である。平行葉理が発達する。基質は構成する礫と異なった色調を示す。

[特徴および解釈] 複数の礫種から構成され、全体を通して上方細粒化が認められる。比較的淘汰がよく、礫支持である。以上の特徴は、Bouma-Sequence (Bouma, 1962) の A パート、B パート、または Lowe-Sequence の R2, R3 と S1, S2, S3 パート (Lowe, 1982) に対応させることができ、礫主体の高密度タービダイトや粗粒タービダイト起源の堆積物と解釈した。

堆積組相 MTU :

[構成する単一堆積相]

堆積相 CT-g : 級化構造の認められる粗粒凝灰岩。

堆積相 CT-m, pl : 平行葉理の発達する塊状の粗粒凝灰岩。

堆積相 FT-m : 塊状の細粒凝灰岩。

[特徴および解釈] 粗粒～細粒の凝灰岩から構成され、上方細粒化が認められる。Bouma-Sequence (Bouma, 1962) の主に A, B, D または E パートに対応しているものと考え、中粒タービダイトと解釈した。

堆積組相 FTU :

[構成する単一堆積相]

単一堆積相 Ft-g, pl : 平行葉理が発達し、級化の認められ

る細粒凝灰岩。

[特徴および解釈] 1 ユニットが数 cm ～十数 cm であり、内部に不明瞭な平行葉理が発達する。級化が認められる。堆積組相 MTU (中粒タービダイト) や SPF (水中火砕流堆積物) などと共に産出することがある。以上の特徴は Stow-Se-quence (Stow and Shanmugam, 1980) による細粒タービダイトに対応するものと解釈した。

堆積組相 SWZ :

[構成する単一堆積相]

堆積相 M-m : 塊状の泥岩。

堆積相 M-wl : 波状～レンズ状の葉理が発達する泥岩。

堆積相 S-cl : 斜交層理の認められる砂岩。

[特徴および解釈] 主に塊状の泥岩から構成されるが、斜交層理や波状葉理、レンズ状葉理が発達するものがある。波状葉理やレンズ状葉理は泥岩中に認められ、主に潮汐の影響を受け形成されたと考えられる (Johnson and Baldwin, 1996; Reading and Collinson, 1996)。斜交層理は主に細粒砂岩中に発達しており、比較的浅い水深で波浪の影響を受け形成されたものと考えられる。以上のことから、少なくとも暴風時波浪限界水深より浅い水深の堆積物と考え、浅海帯の堆積物と解釈した。

堆積組相 BAZ :

[構成する単一堆積相]

堆積相 M-m : 塊状の泥岩。

堆積相 M-htf : 層理面に対して水平に生痕化石が発達する泥岩。

[特徴および解釈] 堆積組相 SWZ (浅海帯堆積物) から漸移しているが、斜交層理などの構造が認められず、塊状の泥岩から構成される。生痕化石は層理面上に発達し、漸深海帯に普遍的な *Chondrites isp.* が多く認められる。これらのことから浅海帯よりも深い暴風時波浪限界水深で深で、タービダイトなど重力流堆積物ではなく、半遠洋性堆積物と考えられ、漸深海帯の堆積物と判断した。

古火山活動と堆積相分布

堆積相解析の結果 (Fig. 3) に基づく岩相区分に従って作成した地質図を Fig. 4 に、各沢柱状図を Fig. 5 にしめす。また、古火山体の復元図を Fig. 6 に、本調査地域の古火山活動の復元図を Fig. 7 に示した。

1. 古火山活動

1.1 古火山体の復元 各層に認められる火山岩類を堆積相の 3 次元的分布から、2 つのタイプの古火山体を復元した (Fig. 6)。

Type A : 大荒沢層と大石層主部中の安山岩質溶岩類より構成される。直径 4 km 以上、高さ約 500 m の比較的平坦な火山体である。主に塊状溶岩と同質ハイアロクラスタイトから構成され、枕状溶岩は認められない。1 枚の溶岩の厚さは 1 m ～数 m である。主に火山体中心部は塊状溶岩と原地性ハイアロクラスタイトから形成され、側方部は再堆積ハイアロクラスタイト、タービダイト、デブライト等の二次堆積物から形成されている。このような成層火山型の古海底火山

Fig. 4. Geological map and cross-sections of the study area. Numbers indicate the localities of columnar sections.

Fig. 5. Columnar sections of facies associations. Numbers indicate the routes (see Fig. 4) from which the columnar sections were constructed.

Fig. 7. Eruption models showing idealized stratigraphic columns and representative photographs. The legend for the schematic column is shown in Fig. 2.

Type 1：水中に流入した火砕流堆積物(堆積組相 PES)：水中へ流入した火砕流の振る舞いは4通り考えられるが、それは主に火砕流の密度によるものと考えられている (Legros and Druitt, 2000)。第一は、火砕流の密度が海水の密度より大きい場合である。火砕流は水蒸気膜が形成されることによって、水中に拡散するのを防がれ、そのまま海底を流下する (Kokelaar and Busby, 1992)。第二は、火砕流の密度が海水の密度より僅かに小さい場合である。火砕流は海面下を水と混ざりながら流れる。第三は、火砕流の密度が海水より非常に軽い場合である。火砕流本体は海面上をそのまま流れる。第四は、密度、水の吸収、膨張に関係なく、火砕流が水と混ざり水蒸気爆発を起こす場合である。火砕物の供給を上回る速さで火砕流が海水と混合し水蒸気爆発を起こす場合、火砕流は流下することなく、一部の火砕流起源の火砕物は水と混合し重力流となって海底を流れる (Carey and Sigurdsson, 1980; Whitham, 1989)。

本調査地域で認められた水中流入火砕流堆積物のうち、典型的な堆積物はフィアメが認められると共に、材木片や偽礫を内部に含み、下位層の削りこみが認められる (堆積相 molSc-g, f, wf, rc)。これは上記第一の場合のように、火砕流が水中に拡散すること無く海底を流れ堆積したと考えら

れる。

Type 2：水中火砕流堆積物、ネプチューン式噴火(堆積組相 SPF)：本地域では主に2つのタイプの水中火砕流堆積物が認められる。第一は二重級化構造(堆積相 CT-dg)の認められるもので、Fiske and Matsuda (1964) のモデルに相当する。第二は、火山礫主体の下部(堆積相 moVBc-g)と逆級化構造の発達する軽石礫主体の上部(堆積相 prVBc-rg)からなり、中部が漸移層(堆積相 pplSc-m)になっているものであり、Stewart and McPhie (2004) のモデルに相当する。水中火砕流堆積物は、水中での爆発的噴火により形成された噴煙柱が崩壊した堆積物である。Allen and McPhie (2009) はこのような噴火を Neptunian 噴火(ネプチューン式噴火)と命名し、新たな噴火様式を提唱した。

Type 3：水中火砕サージ堆積物、水中の小規模なマグマ水蒸気爆発(堆積組相 SPS)：水中火砕サージは本研究で提唱する。水中噴火に伴う初生的堆積物であり、かつ水で支持された水中火砕流よりも希薄な流れの堆積物と定義する。Type B の古火山体の溶岩ドーム周辺のみ産出する真珠岩の礫を含むことから、本堆積物は溶岩ドームからの小規模な噴火によってもたらされたものと考えられる。Allen and McPhie (2000) は溶岩ドームに密接に関係した小規模噴火によ

Fig. 8. Schematic 3-D reconstructions of sedimentary basin development in the study area. The legend for the schematic column is shown in Fig. 2.

る堆積物を報告しているが、本地域のものと類似している。Kano et al. (1996) も同様の特徴を有する堆積物を鹿児島県新島から報告している。Kano (2003) はこれをマグマ水蒸気爆発によってもたらされたものと考えた。以上のことから、水中火砕サージ堆積物は溶岩ドームが形成された直後から形成されつつある時、マグマ水蒸気爆発が起こり、それにともなって発生した希薄な重力流である水中火砕サージ起源の堆積物と考えられる(堆積相 prVBc-g)。本地域の水中火砕サージ堆積物は数 cm ～数十 cm の 1 ユニット(堆積相 prVBc-g) が数十 m にわたって累重しており、ユニット境界には泥岩などの碎屑岩が含まれていない。これは、連続し

て小規模なマグマ水蒸気爆発が起こっていたことを示唆している。

1.2.2 水中の爆発的噴火堆積物のタイプを決定する要素

Allen and Stewart (2003) は、水中における爆発的噴火堆積物の堆積相は、噴火の強度と水深によって変化すると考え、水深と噴火強度に基づいた 5 種類の堆積相モデルを提案した。本地域に認められる堆積物 (Type 2 および Type 3) を Allen and Stewart (2003) の堆積相モデルと対比した結果、Type 2 は浅海(約 200 m)の中規模噴火により形成され、Type 3 は浅海(200 m–400 m)の小規模噴火によって形成されたものと判断できる。

本調査地に産出する水中噴火の堆積物は、下位から Type 2, Type 3 の順に連続して重なる。この火山活動変遷は本地域全体の深海化(水深数十 m から数百 m へ)により噴火強度が減衰した結果と考えられる。Type 3 の水中火砕サージ堆積物の上位には古火山体 Type B の溶岩ドームが形成されているが、これも噴火強度の減衰で説明可能である。つまり、水深が大きいほど爆発的噴火は起こりにくく溶岩流の噴出が起こる(Kano, 2003; Allen et al., 2010 など)ため、水深の増加が最終的に溶岩ドーム(古火山体 Type B)の形成に至った。この時期における本地域の深海化は、海棲貝化石と底生有孔虫が示す古水深の変遷(中嶋ほか, 2000)と一致する。一方で噴火強度の減衰は脱ガスの進行(Kennedy, 1955)の影響とも考えられる。しかし溶岩ドーム(古火山体 Type B)の頂部には多孔質な溶岩が形成されていたことを考慮すると、噴火を抑制するほどの十分な脱ガスは進んでいなかったものと判断できる。

2. 各層の堆積相分布

2.1 大荒沢層 安山岩質溶岩と同質ハイアロクラスタイト、デブライト、タービダイトからなる。安山岩質溶岩は厚さ 1 m~5 m で、広域に分布している。溶岩と溶岩の間には、デブライトやタービダイトが産出することがある。大荒沢と道の駅「錦秋湖」西方の沢において、基盤岩を不整合に覆う大荒沢層下部のデブライトやタービダイトには、急冷縁のない火山礫や基盤岩を構成する花崗岩の礫を含む。

2.2 大石層主部 大石層主部の下部は水無沢下流や大石沢、無地内沢などに分布しており、主に北西部に浅海~漸深海帯の泥岩、南東部に漸深海帯の堆積物が分布している。これら泥岩を主とした堆積物は、水中流入火砕流堆積物や火砕サージ堆積物、降下火砕物、土石流堆積物を中に挟み、一部では陸上の降下火砕物がみられる。上部の地層は鷺之巣川や岩滑沢、水無沢上流、葦毛沢やアッサビ沢などに分布している。上部は下部よりも漸深海帯の堆積物が占めており、西部に少し浅海帯の堆積物が分布している。これらの堆積物の間には水中流入火砕流堆積物や火砕サージ堆積物、降下火砕物、土石流堆積物、一部では陸上の降下火砕物がみられる。東部の上部ではデイサイト質溶岩と同質ハイアロクラスタイトも分布する。産出する海棲貝化石に基づいて、小笠原・増田(1989)の指標により判断した古水深は、内部浅海帯~上部漸深海帯であるが(中嶋ほか, 2000)、これは堆積相解析の結果と矛盾しない。

2.3 大石層川尻凝灰岩部層 主に水中火砕流堆積物と水中火砕サージ堆積物、流紋岩質溶岩ドームから構成される。川尻凝灰岩部層下部は水中火砕流堆積物が主体である。典型的な水中火砕流堆積物は、鷺之巣川中流~上流、深沢に露出している。川尻凝灰岩部層上部では、水中火砕サージ堆積物と流紋岩質溶岩ドーム構成物が主体である。これらの堆積物は、小鬼ヶ瀬川周辺に分布している。典型的な水中火砕サージ堆積物は、西和賀町湯川「四季彩の宿ふる里」周辺で見ることができる。

2.4 小繋沢層 本調査地域では鷺之巣川沿いの甲子と小鬼ヶ瀬川沿いの湯川の間をつなぐ道路脇に分布する。中嶋ほ

か(2000)によると、下部~上部の泥岩は中部漸深海帯を示し、最上部の砂岩、泥岩は内部浅海帯の海棲貝化石を含む。

堆積盆発達史

各沢柱状図(Fig. 5)に基づく、大荒沢層~大石層主部堆積時には、盆地東部にタービダイトやデブライトが、盆地西部に浅海~漸深海の泥岩が分布する。また泥岩分布地は南東部が漸深海帯、北西部が浅海帯であり、南東側ほど水深の深い環境を示す。本地域の堆積盆東端を成す仙人断層は、日本海形成に伴って形成された西側低下の正断層であったと推定されている(佐藤・平田, 1998)。以上を総合すると、本地域の堆積盆は仙人断層の活動によって形成されたハーフグラベンであったと考えられる。

以下に本地域の堆積盆発達史を論じる(Fig. 8)。

Stage 1 : 大荒沢層堆積時, 20~15 Ma

調査地東部の仙人断層や網取断層が活動し、断層の西部方に本研究対象地域の堆積盆が形成された(Nakajima et al., 2006)。堆積盆形成と共に海進が起こり、水深は最大で 300 m に達した。堆積盆内では Type A の火山体が形成された。大荒沢層上部と指交関係にある大石層主部の中には、大荒沢層中に認められるデブライトやタービダイトがほとんど含まれず、浅海帯、漸深海帯の泥岩から構成される。大荒沢層のタービダイトやデブライトは大石層主部の分布する西部から供給されたとは考えにくく、仙人断層を境にした東側から供給されたものと考えられ、陸上の火山岩類起源の礫や基盤の侵食による花崗岩礫を含むタービダイトやデブライトが頻繁に堆積盆に流入した。これら重力流堆積物は、少なくとも古火山体 Type A の一部を覆った。当時、本地域東方では陸上の火山活動が行われていたものと判断される。大荒沢層堆積前後の、火山岩の分布から推定される火山フロントは本調査域の東方に位置していたものと考えられている(大口ほか, 1989)。本ステージにおいては、東部の仙人断層を境に、東は陸上、西は新第三系が埋積する堆積盆が形成され、堆積盆内には海が進入していたものと推定できる。

Stage 2 : 大石層主部堆積時, 18~15 Ma

大石層主部堆積時初期は、一部が陸上であった。海は東部ほど深く、水深は最大で数十 m であった。本地域周辺では爆発的火山活動が行われており、時々火山碎屑物が供給された。陸上で発生した火砕流は海へ達すると一部は海底に沿って流れたものと考えられる。陸上で堆積した降下火砕物中には火山豆石が含まれている。北部、西部ほど浅い水深を示すため地形的に高かったと考ええると、研究地北方または西方で爆発的な火山活動が行われていたものと考えられる。一方、仙人断層周辺では大荒沢層上部が堆積しており、断層の東方からタービダイトやデブライトが引き続きもたらされた。大石層主部堆積中期~後期には堆積盆全域がゆるやかに沈降し、全域にわたって海面下に没した。古水深は 300 m 以浅である。また堆積盆中央辺りでは、Type A の火山体を形成する安山岩質火山活動が起こった。

Stage 3 : 大石層川尻凝灰岩部層下部堆積時, 15~14 Ma

水中に噴煙柱を形成する珪長質な爆発的噴火が起こり、

Type 2 の水中火砕流堆積物が厚く堆積した。主に北部では火山礫と巨大軽石を形成する噴火が、南部では二重級化構造を形成する噴火が時間間隙無く起こった。古水深は Stage 3 の 300 m 以浅から最終的には中部漸深海帯の 700 m 以深へと変化した。沈降量を単純に水深と堆積物の厚さから見積もると、約 1000 m の沈降が考えられる。この時代の静的海水準変動は約 100 m 上昇と見積もられている (Haq et al., 1987) ことを考慮すると、その約 9 割はテクトニックな沈降によるものと判断できる。水深が増加するとともに、火山活動は Type 3 の水中火砕サージ堆積物を形成するような小規模な噴火へと変化した。

Stage 4 : 大石層川尻凝灰岩部層上部堆積時, 15~14 Ma

爆発的噴火が減衰すると同時に、Type B の溶岩ドームが形成された。同時に火山活動は本ステージで終了した。川尻凝灰岩部層の最上部に発達する重力流堆積物中には黒鉱の礫が認められる。一般的に東北日本で認められる黒鉱は、同心円状の内部構造が認められ、鉱物組成、化学組成が海底熱水鉱床を形成するチムニーと類似している (Shimazaki and Horikoshi, 1990; Glasby et al., 2008 など)。これを考慮すると、本ステージでは熱水活動が盛んになり、チムニーが形成された。チムニーはある程度成長すると崩れ、重力流として流れ堆積したものと考えられる。

Stage 5 : 小繫沢層堆積時, 14~11 Ma

火山性堆積物は漸深海帯の泥によって被覆された。水深小繫沢層上部堆積時は、中部漸深海帯であったが、11 Ma 前後に 600 m 以上隆起し、内部浅海帯に変化した。テクトニックな隆起によるものと考えられている (中嶋ほか, 2000)。

Kano et al. (2007) や鹿野ほか (2011) は古第三紀にリフト堆積盆が存在していたことを指摘した。本研究結果は、そのようなリフト堆積盆の本地域における存在を支持していない。本地域における堆積盆発達史は、同じ奥羽脊梁山脈に位置する秋田県北鹿地域に分布するグリーンタフと、各地層の岩相とその年代、各年代の火山活動とその変遷、黒鉱鉱床形成時期 (山田・吉田, 2002) など多くの点で非常に類似している。このことは、本結果が奥羽脊梁山脈に分布するグリーンタフの普遍的な島弧内の堆積盆発達史、テクトニクスである可能性を示唆している。今後は背弧域を含めたより広範囲の火山活動史、堆積盆発達史が解明され、より具体的な新しい東北日本弧のテクトニクスが考案されることが期待される。

ま と め

1. 層序

本地域に分布する新第三系の層序を再検討し、大沢ほか (1971) の層序を改変した。下位より、大荒沢層、大石層主部、大石層川尻凝灰岩部層、小繫沢層に区分した。大荒沢層の上部と大石層主部の下部は一部指交関係にある。年代は大荒沢層が約 20~15 Ma、大石層主部は約 18~15 Ma、大石層川尻凝灰岩部層は約 15~14 Ma、小繫沢層は約 14~11 Ma である。

2. 堆積相解析

新第三系について岩相の特徴に基づき、溶岩類・貫入岩類

について 3 種類認定した。火山碎屑岩類、碎屑岩類は単一堆積相を堆積組相としてまとめ、11 の堆積メカニズムを推定した。

3. 古火山体、火山活動の復元

古火山体としては平坦な成層火山 (Type A) と溶岩ドーム (Type B) の 2 種類の古火山体が復元できた。また、爆発的噴火活動は Type 1~3 の 3 種類認定出来た。

4. 堆積盆発達史

堆積盆は南東側が地形的に低いハーフグラベンと考えられる。火山活動と堆積盆の変遷を 5 つのステージで復元した。Stage 1~2 では比較的ゆるやかな沈降下で Type A の古火山体の形成や泥岩が堆積した。Stage 3~5 にかけて急速なテクトニックな沈降と共に爆発的な火山活動が連続して行われた。最終的に Type B 火山体を形成するとともに、Stage 6 で静穏な環境下で泥岩が堆積した。

Kano et al. (2007) は古第三紀のリフト堆積盆の存在を指摘したが、本研究結果は少なくとも本地域にそのような堆積盆は存在していなかったことを示している。本地域の堆積盆発達史は、同じ奥羽脊梁山脈に位置する秋田県北鹿地域に分布するグリーンタフの地史と非常に類似している。

謝 辞

兵庫県立大学の松原典孝博士には野外および室内において親切にご指導いただいた。また、スイス放射性廃棄物管理協同組合 (NAGRA) のマーチン・アンドリュウ博士には英語の校閲をして頂いた。査読して頂いた産業技術総合研究所の中嶋 健博士および匿名の査読者、担当編集委員の国際石油開発帝石、荒戸裕之博士には有益なコメントを頂き、本稿の内容が改善された。現地調査の宿では、岩手県西和賀町の高橋黎子氏にお世話になった。本研究の経費の一部には、財団法人深田地質研究所の平成 24 年度深田研究助成金を使用した。以上の方々に深くお礼申し上げます。

引 用 文 献

- 秋葉 力・八島隆一・渡辺 順・吉谷昭彦・矢島淳吉 (Akiba, C., Yas-hima, R., Watanabe, J., Yoshitani, A. and Yajima, J.), 1966, 脊稜地域の初期グリーンタフ活動。地団研専報 (*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), no. 12, 25-34.
- Allen, S. R., Fiske, R. S. and Tamura, Y., 2010, Effects of water depth on pumice formation in submarine domes at Sumisu, Izu-Bonin arc, western Pacific. *Geology*, **38**, 391-394.
- Allen, S. R. and McPhie, J., 2000, Water-settling and resedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **95**, 285-307.
- Allen, S. R. and McPhie, J., 2009, Products of neptunian eruptions. *Geology*, **37**, 639-642.
- Allen, S. R. and Stewart, A. L., 2003, Products of Explosive Subaqueous Felsic Eruptions Based on Examples From the Hellenic Island Arc, Greece. In White, J. D. L., Smellie, J. L. and Clague, D. A. ed., *Explosive Subaqueous Volcanism*, AGU, 285-298.
- 天野一男・松原典孝・田切美智雄 (Amano, K., Matsubara, N. and Tagiri, M.), 2007, 富士山の基盤：丹沢山地の地質－衝突付加した古海洋性島弧－。荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編 (Aramaki, S., Fujii, T., Nakada, S. and Miyaji, N. ed.), 富

- 士火山(*Fuji Volcano*), 山梨県環境科学研究所(Yamanashi Institute of Environmental Sciences), 59–68.
- 天野一男・佐藤比呂志(Amano, K. and Sato, H.), 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(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 32, 81–96.
- Blow, W. A., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Rentz, H. R., ed., *Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, *Proc. 1st*, 1, 199–422.
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some Flysch Deposits, a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Busby-Spera, C. J. and White, J. D. L., 1987, Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, **49**, 765–775.
- Carey, S. N. and Sigurdsson, H., 1980, The Roseau Ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption in Dominica, Lesser Antilles arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**, 67–86.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. and Sanshagrin, Y., 1978, Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, **15**, 902–918.
- Fiske, R. S. and Matsuda, T., 1964, Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. Jour. Sci.*, **262**, 76–106.
- 藤田至則・垣見俊弘・沓沢 新・三梨 昂・水野篤行・佐藤二郎・山下昇(Fujita, Y., Kakimi, T., Kutsuzawa, A., Minashi, N., Mizuno, A., Sato, J. and Yamashita, N.), 1966, 脊稜地帯の新第三紀における造構運動. 地団研専報(*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), no. 12, 42–58.
- Glasby, G. P., Iizasa, K., Hannington, M. and Notsu, K., 2008, Mineralogy and Composition of Kuroko deposits from northeastern Honshu and their possible modern analogues from the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc south of Japan: Implications for mode of formation. *Ore Geol. Rev.*, **34**, 547–560.
- Goto, Y. and McPhie, J., 1998, Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun island, Hokkaido, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **84**, 273–286.
- Goto, Y. and Tsuchiya, N., 2004, Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **134**, 255–275.
- Hampton, M. A., 1972, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **42**, 775–793.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, **235**, 1156–1167.
- 細井 淳・天野一男(Hosoi, J. and Amano, K.), 2010, 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈に分布する中新世水中火山岩類. 日本地質学会第117年学術大会講演要旨(117th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 210.
- 細井 淳・天野一男(Hosoi, J. and Amano, K.), 2012, グリーンタフ中の材木状軽石の発見とその地質学的意義. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*). **118**, 493–498.
- 藤岡一男(Huzioka, K.), 1959, 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」および同説明書(*Geology of the Toga and Funakawa Districts. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 61+6p.
- 井尻正二(Ijiri, S.), 1941, 本邦油田の地質構造の研究(第1報), 横手・仙人峠間の第三紀層. 石技誌(*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **9**, 106–133.
- 池辺 稯(Ikebe, Y.), 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. 秋田大学鉱山地下資源開発研究所(*Report of the Research Institute of Underground Resources, Mining College, Akita University*), no.23, 1–59.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1996, Shallow clastic seas. In Reading, H. G. ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*(third edition), Wiley-Blackwell, 232–280.
- Kano, K., 1990, An ash-flow tuff emplaced in shallow water, Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **40**, 1–9.
- Kano, K., 2003, Subaqueous Pumice Eruption and Their Products: A Review. In White, J. D. L., Smellie, J. L. and Clague, D. A. ed., *Explosive Subaqueous Volcanism*, AGU, 213–229.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄太・林信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫(Kano, K., Ohguchi, T., Yanagisawa, Y., Awata, Y., Kobayashi, N., Sato, Y., Hayashi, S., Kitazato, H., Ogasawara, K. and Komazawa, M.), 2011, 戸賀および船川地域の地質(第2版). 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Toga and Funakawa District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 産業技術総合研究所地質調査総合センター(Geological Survey of Japan, AIST), 127p.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T., 2007, Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Jour. Asian Earth Sci.*, **30**, 20–32.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K., 1996, Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moesima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **71**, 187–206.
- Kato, I., Muroi, I., Yamazaki, T. and Abe, M., 1971, Subaqueous pyroclastic flow deposits in the upper Donzurobo formation, Nijo-san district, Osaka, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 193–206.
- 河野義礼・植田良夫(Kawano, K. and Ueda, Y.), 1966, 本邦産火成岩のK-Ar dating(IV)―東北日本の花崗岩類―. 岩石鉱物鉱床学会誌(*Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **56**, 41–55.
- Kennedy, G. C., 1955, Some aspects of the role of water in rock melts. *The Crust of the Earth*, Geol. Soc. Amer, Special Paper, **62**, 489–504.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 1971, 昭和44年度精密調査報告書「和賀雄物地域」(*Close Survey Report of Waga-Omono Area in Fiscal 1969*)*. 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 91p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 1972, 昭和45年度精密調査報告書「和賀雄物地域」(*Close Survey Report of Waga-Omono Area in Fiscal 1970*)*. 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 99p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 1973, 昭和46年度精密調査報告書「和賀雄物地域」(*Close Survey Report of Waga-Omono Area in Fiscal 1971*)*. 金属鉱物探鉱促進事業団(Metal Mining Agency of Japan), 124p.
- 金属鉱業事業団(Metal Mining Agency of Japan), 1974, 昭和47年度精密調査報告書「和賀雄物地域」(*Close Survey Report of Waga-Omono Area in Fiscal 1972*)*. 金属鉱業事業団(Metal Mining Agency of Japan), 138p.
- 北村 信(Kitamura, N.), 1959, 東北地方における第三紀造山運動について. 東北大地質古生物研報(*Contrib. Inst. Geol. Paleont., Tohoku Univ.*), no. 49, 1–98.
- 北村 信(Kitamura, N.), 1965, 焼石岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Yakeishidake Districts. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 40+8p.
- 北村 信編(Kitamura, N. ed.), 1986, 新生代東北本州弧地質資料集(全三巻)(*Neogene Geologic Information of Northeast Honshu Arc*)*. 宝文堂(Hobundo).
- 北村 信・武藤 章(Kitamura, N. and Muto, A.), 1962, 大荒沢層の積成機構にかんする問題. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告(*Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ.*), no. 55, 13+3p.
- 北村 信・大槻憲四郎・大口健志編(Kitamura, N., Otsuki, K. and

- Ohguchi, T. ed.), 1989, 新生代東北本州弧のジオテクトニクス (Cenozoic Geotectonics of Northeast Honshu Arc). 地質学論集 (Mem. Geol. Soc. Japan), no. 32, 467p.
- 北村 信・谷 正巴 (Kitamura, N. and Tani, M.), 1953, 岩手県胆沢郡西部および西磐井郡西部の地質について (其の一). 岩石鉱物鉱床学会誌 (Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.), **37**, 103–116.
- Kokelaar, B. P. and Busby, C., 1992, Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, **257**, 196–201.
- 京相健二・松原典孝・天野一男 (Kyoso, K., Matsubara, N. and Amano, K.), 2007, 南部フォッサマグナ丹沢山地北部における古島弧の変遷. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨 (114th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 233.
- Legros, F. and Druitt, T. H., 2000, On the emplacement of ignimbrite in shallow-marine environments. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **95**, 9–22.
- Lowe, D. R., 1979, Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Special Publication*, **27**, 75–82.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 279–297.
- 米谷盛寿郎 (Maiya, S.), 1974, 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫化石層位学的研究. 技研特報 (Spec. Sci. Rep. JAPEX Res. Center), no. 35, 石油資源開発株式会社技術研究所 (JAPEX Res. Center).
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farinacci, A., ed., *Planktonic Conference, Roma, 1970, Proceedings*, 2, Tcnoscienza, Roma, 738–785.
- 松原典孝・天野一男 (Matsubara, N. and Amano, K.), 2006, 南部フォッサマグナ丹沢山地において復元された 2 種類の中新世水中火山. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨 (113th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 181.
- 松原典孝・天野一男 (Matsubara, N. and Amano, K.), 2010, 南部フォッサマグナ丹沢山地における中新世ベレイットの産状と形成過程. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **116**, 134–150.
- 松隈寿紀 (Matsukuma, T.), 1969, 第三紀火山活動と鉱化作用, 特に土畑型網状鉱床を中心とする鉱床. 日本鉱山地質学会日本岩石鉱物鉱床学会討論会資料 (Doc. Discussion of Soc. Mining Geol. of Japan and Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.), 39–61.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R., 1993, *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania, Hobart, 198p.
- 村山賢一 (Murayama, K.), 1937, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「横手」および同説明書 (Geology of the Yokote Districts. With Geological Sheet Map at 1: 75,000). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan).
- 中嶋 健・檀原 徹 (Nakajima, T. and Danhara, T.), 1999, 岩手県湯田盆地に分布する中部中新統～鮮新統のフィッシュン・トラック年代. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **105**, 668–671.
- 中嶋 健・檀原 徹・鎮西清高 (Nakajima, T., Danhara, T. and Chinzei, K.), 2000, 岩手県湯田盆地の堆積盆発達史—新生代後期における奥羽脊梁中軸部の地質構造発達史に関連して—. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **106**, 93–111.
- Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H. and Chinzei, K., 2006, Uplift of the Ou Backbone Range in Northeast Japan at around 10 Ma and its implication for the tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **241**, 28–48.
- 日本地質学会訳編 (Geol. Soc. Japan, ed.), 2001, 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド (International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure: Second Edition). 共立出版 (Kyoritsu Shuppan), 238p.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎 (Ogasawara, K. and Masuda, K.), 1989, 東北地方新第三系貝類化石の古水深指標とその適用. 地質学論集 (Mem. Geol. Soc. Japan), no. 32, 217–227.
- 大口健志・馬場 敬・佐藤時幸・田口一雄・高安泰助 (Ohguchi, T., Baba, K., Sato, T., Taguchi, K. and Takayasu, T.), 1985, 奥羽脊梁最下部グリンタフ, 大荒沢層の形成期. 石技誌 (Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.), **50**, 30–37.
- 大口健志・吉田武義・大上和良 (Ohguchi, T., Yoshida, T. and Okami, K.), 1989, 東北本州弧における新生代火山活動域の変遷. 地質学論集 (Mem. Geol. Soc. Japan), no. 32, 431–455.
- 大沢 稔 (Ozawa, A.), 1967, グリーン・タフ—緑色凝灰岩— (Greentuff)*, ラテイス (Lattice), 231p.
- 大沢 稔・舟山裕士・北村 信 (Ozawa, A., Funayama, Y. and Kitamura, N.), 1971, 川尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (Geology of the Kawashiri Districts. With Geological Sheet Map at 1: 50,000), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 40+5p.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996, Clastic coasts. In Reading, H. G. ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (third edition)*, Wiley-Blackwell, 154–231.
- Saito, T., 1963, Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Sci Rep. Tohoku Univ. 2nd ser.*, **35**, 123–209.
- 佐川栄次郎 (Sakawa, E.), 1989, 20 万分の 1 地質図幅「酒田」および同説明書 (Geology of the Sakata Districts. With Geological Sheet Map at 1: 200,000). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 61p.
- 佐藤比呂志 (Sato, H.), 1992, 東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス. 地質調査所月報 (Bull. Geol. Surv. Japan), **43**, 119–139.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22261–22274.
- Sato, H. and Amano, K., 1991, Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sediment Geol.*, **74**, 323–343.
- 佐藤比呂志・平田 直 (Sato, H. and Hirata, N.), 1998, 活断層の深部構造と日本列島の成立. 科学 (Kagaku), **68**, 63–71.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山 俊 (Sato, T., Baba, K., Ohguchi, T. and Takayama, Y.), 1991, 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期—西黒沢期における環境変動. 石技誌 (Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.), **56**, 263–279.
- Shimazaki, H. and Horikoshi, E., 1990, Black Ore Chimney from the Hanaoka Kuroko Deposits, Japan. *Mining Geol.*, **40**, 313–321.
- Skilling, I. P., White, J. D. L. and McPhie, J., 2002, Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**, 1–17.
- Stewart, A. L. and McPhie, J., 2004, An Upper Pliocene coarse pumice breccia generated by a shallow submarine explosive eruption, Milos, Greece. *Bull. Volcanol.*, **66**, 15–28.
- Stow, D. A. V. and Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sediment Geol.*, **25**, 23–42.
- 白田雅郎・北村 信・岡本金一・大槻憲四郎 (Usuda, M., Kitamura, N., Okamoto, K. and Otsuki, K.), 1986, 島弧横断ルート No.18 (本庄—横手—川尻—北上). 北村信編 (Kitamura, N. ed.) 新生代東北本州弧地質資料集, vol.2 —その 6— (Neogene Geologic Information of Northeast Honshu Arc, vol. 2, no. 6)*, 宝文堂 (Hobundo), 14p.
- 白田雅郎・岡本金一 (Usuda, M. and Okamoto, K.), 1986, 秋田県南部における新第三紀火山岩類の K—Ar 年代と新第三系の対比. 北村信教授記念地質学論文集 (Essays in Geology, Professor Nobu Kitamura Commemorative Volume), 595–608.
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治 (編) (Wakita, K., Igawa, T. and Takarada, S. eds), 2009, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版, 数値地質図 G-16 (Seamless Geological Map of Japan at a scale of 200,000 DVD edition, Digital Geoscience

- Map G-16). 産業技術総合研究所地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST).
- Whitham, A. G., 1989, The behavior of subaerially produced pyroclastic flows in a subaqueous environment: evidence from the Roseau eruption. *Dominica, West Indies. Mar. Geol.*, **86**, 27–40.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・吉田武義 (Yagi, M., Hasenaka, T., Ohguchi, T., Baba, K., Sato, H., Ishiyama, D., Mizuta, T. and Yoshida, T.), 2001, リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化—東北本州, 前～中期中新世の秋田—山形堆積盆地における例—. 岩鉱 (*Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **30**, 265–287.
- 山田亮一・吉田武義 (Yamada, R. and Yoshida, T.), 2002, 北鹿とその周辺地域における新第三紀火山活動の変遷と黒鉱鉍床鉍化期との関連—火山岩活動年代の検討—. 資源地質 (*Resour. Geol.*), **52**, 97–110.
- Yamagishi, H., 1979, Classification and Features of Subaqueous Volcaniclastic Rocks of Neogene Age in Southwest Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, **51**, 1–20.
- Yamagishi, H., 1987, Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, **59**, 117p.
- Yamagishi, H., 1991, Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sediment Geol.*, **74**, 5–23.
- 山岸宏光 (Yamagishi, H.), 1994, 水中火山岩: アトラスと用語解説 (*Subaqueous Volcanic Rocks: Atlas and Glossary*), 北海道大学出版会 (Hokkaido University Press), 195p.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365–378.
- 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O. D. A.・大口健志 (Yoshida, T., Nakajima, J., Hasegawa, A., Sato, H., Nagahashi, Y., Kimura, J., Tanaka, A., Prima, O. D. A. and Ohguchi, T.), 2005, 後期新生代, 東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **44**, 195–216.

* English translation from the original written in Japanese

(要 旨)

細井 淳・天野一男, 2013, 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史. 地質雑, **119**, 630–646. (Hosoi, K. and Amano, K., 2013, The Early to Middle Miocene volcanism and development of a sedimentary basin in the Ou Backbone Range in Nishiwaga Town, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 630–646.)

グリーンタフの研究は 1990 年頃, 層序に基づいて総括された. しかし近年, グリーンタフの模式地である男鹿半島の層序が大幅修正された. また, 堆積学的研究があまり行われていないため, グリーンタフを形成した当時の具体的な火山活動や堆積環境は不明である. 本研究は奥羽脊梁山脈に位置する岩手県西和賀町周辺のグリーンタフを対象とし, 堆積相解析を行った. 結果, 具体的な堆積場とその変遷, 古火山活動 (非爆発的噴火を 2 タイプ, 爆発的噴火を 3 タイプ) を解明した. これらの結果を総合して, 本研究地域の堆積盆発達史を 5 つのステージに区分して議論した. 本地域は約 20 Ma 頃にハーフグラベンを形成し, 堆積盆内では成層火山型の海底火山を形成した. その後泥岩が堆積する静穏な時期を挟み, 約 15–14 Ma 頃にテクトニックな急激な沈降と連続的な爆発的噴火が起こり, 最終的に溶岩ドームを形成した.