カルデラ湖における火山碎屑性重力流堆積物の堆積相と堆積様式 —栗駒南部地熱地域, 更新統管ノ平層の例—

Lithofacies and sedimentary processes of volcanoclastic sediment gravity flow deposits emplaced in a caldera lake, the Pleistocene Kan-nodai Formation in the South Kurikoma geothermal area, Northeast Japan

Abstract

大竹正巳*

Masami Otake *

2002年11月18日受付.

2004年4月22日受理.

* 三菱マテリアル資源開発 (株)

Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corp. 1-297 Kitabukuro-cho, Omiya-ku, Saitama-shi, Saitama 330-0835, Japan

Two voluminous volcanoclastic sediment gravity flow deposits (PT-1 and PT-2) are widely distributed in the Pleistocene Kan-nodai Formation, which accumulated in a confined caldera lake of the Akakura caldera, Northeast Japan. The sediments of PT-1 and PT-2 show successive fining-upward sequence divided into five facies; A, B, C, D and E, in ascending order. The entire sequence begins with Facies A which consists of a large amount of pumice and lithic clasts displaying non-stratified and poorly-sorted. Facies B consists of interbedded pumice- and lithic-dominated beds showing parallel stratifications, where ungrading and partly inverse grading of pumice clasts occur. Grain size of the clasts and thickness of each bed gradually decrease upward into overlying Facies C. Facies C shows mostly parallel-stratifications and inverse grading with outsized pumice blocks in places. Facies D consists of bedded coarse ash and commonly contains load casts. Facies E consists of massive, well-sorted fine ash and contains dish structures.

The lithofacies and sedimentary processes reveal that the overall sequences of PT-1 and PT-2 emplaced wholly subaqueous environment without evidence for hot, gas-supported state of emplacement. PT-1 and PT-2 are roughly similar to the sequences deposited by single high- and low-density turbidity current. However, there are remarkable features: (1) Facies B lack the deposits from traction carpets produced by dispersive pressure at the base of a high-density flow; and (2) the presence of the dish structure in Facies E, indicating the rapid sedimentation and fluid escaping after fall-out sedimentation of fine ash. These features suggest that (1) the volcanoclastic materials were presumably deposited from sediment gravity flows generated by progressive sorting within subaqueous eruption column, and (2) the confined basin (caldera lake) inhibited the dispersion of the volcanoclastic materials, not like an open ocean in which the sediments would extend freely toward the basin. The sediments of PT-1 and PT-2 are interpreted as the product of the post-caldera volcanic activity of the Mimizuku-yama dacite located in the southeastern part of the caldera.

Key words: sediment gravity flow, turbidity current, volcanoclastic, caldera lake, Akakura caldera, Pleistocene, Kurikoma, Yamagata, Miyagi

はじめに

水底に堆積した火砕流についての研究は Fiske (1963), Fiske and Matsuda (1964) による堆積相の記載・火砕噴火モデルの提案を先駆けとし, これまでに堆積環境や噴出・運搬・堆積機構に関する数多くの議論がなされている (Bond, 1973; Yamada, 1973; Niem, 1977; Tasse et al., 1978;

Wright and Mutti, 1981; Yamada, 1984; Cas and Wright, 1991; Cole and Stanley, 1994; Kano, 1996; Kano et al., 1996; Mandeville et al., 1996; Martin and White, 2001). Fiske and Matsuda (1964) は, 山梨県常葉層の火砕流堆積物が下部の塊状部と上部の成層部から構成され, 一つのシーケンスを通じての級化とその内部の単層スケールでの級化 (二重級化構造) を示すことを報告し, それらが水中火砕噴

Fig.1. Location map showing the distribution of the caldera structures in the South Kurikoma geothermal area.

火による噴煙柱の崩壊に由来する幾つもの混濁流 (turbidity current) の堆積によって形成されるモデルを提唱した。これを機に、火山碎屑物からなる堆積物の岩相変化と非火山性混濁流堆積物を模式化した Bouma シーケンス (Bouma, 1962) との類似性により、混濁流によって水底を流動してたらされたと解釈される火山碎屑性堆積物が報告されるようになった (Yamada, 1973; Wright and Mutti, 1981)。さらに、水を媒体とする堆積物重力流 (sediment gravity flow) の非火山性碎屑粒子の支持機構に関する研究が進み (例えば、Middleton and Hampton, 1976)、火砕流堆積物についても粒子支持機構に基づいた流動・堆積過程が議論されている (Tasse et al., 1978; Cole and Stanley, 1994; Kano, 1996)。今日では、多量の粗粒火山碎屑物を含む水中火砕流の流動・堆積モデルとして、高密度混濁流 (high-density turbidity current) や土石流 (debris flow) などの概念が適用されており、火砕流は火砕噴火の発生場が陸上であるか水底であるかに関わらず堆積物重力流と見なされている (Cas and Wright, 1991; Stix, 1991)。

栗駒南部地熱地域に位置づけられる山形・宮城北部県境周辺には、鮮新世～更新世に形成された陥没構造 (向町カルデラ・赤倉カルデラ・中山平陥没構造) が集中し (Fig.1)、このうち赤倉カルデラ内には、カルデラ形成期の火山碎屑物および後カルデラ期に陥没盆地 (古赤倉カルデラ湖) を埋積した堆積物 (湖成層) が充填している (大竹, 2000)。本論では、はじめに湖成層から見出された軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物の堆積相を記載し、その堆積様式を高密度混濁流 (high-density turbidity current; Lowe, 1982) のモデルと

比較しながら考察する。そして従来の高密度混濁流堆積物の堆積相とは異なる特徴を挙げ、火山碎屑物が水底火砕噴火で生じた噴煙柱から供給され、碎屑物の拡散を抑制する環境 (カルデラ湖) に堆積したことがその相違点を生じる要因となった可能性を指摘する。

赤倉カルデラ

赤倉カルデラは、山形県最上郡最上町赤倉温泉から宮城県玉造郡鳴子町西部の県境付近に位置し、南北 10 km、東西 9 km 程度の地形的カルデラ壁 (topographic caldera wall) を有する (Fig.2)。このカルデラは、噴火に先行する周辺基盤岩の広域的な隆起構造、重力異常から推定される地下構造、カルデラ埋積物の堆積相、再生ドームの存在などから、火砕流噴出時に環状断層に沿って基盤岩が陥没して形成されたピストン・シリンダー型カルデラ (Smith and Bailey, 1968) と解釈される (大竹, 2000)。

カルデラの周囲には先新第三系および下部～中部中新統が分布し、赤倉カルデラの基盤岩を構成している。先新第三系は花崗岩類よりなる。下部～中部中新統は、主に流紋岩～安山岩質溶岩・火山碎屑岩から構成され、暗灰色～黒色の泥岩層が挟在する。赤倉カルデラ内の堆積物 (赤倉カルデラ埋積堆積物) は、カルデラ形成期火山碎屑物の奥羽山層 (森本, 1942)、陥没盆地 (古赤倉カルデラ湖) を埋積した管ノ平層 (田口, 1961)、後カルデラ期のみみずく山デイサイトから構成される (大竹, 2000)。奥羽山層は溶結相を伴うデイサイト質火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩から構成され、赤倉温泉東方の山形・宮城県境一帯に直径 5 km 比高 550 m 程度のドーム状の隆起構造 (奥羽山再生ドーム) を形成する。奥羽山層ではカルデラ形成に直接関与した火山礫溶結凝灰岩より 3.07 Ma の K-Ar 年代値が得られている (大竹, 2000)。

管ノ平層は主として礫岩、砂岩、泥岩、軽石凝灰岩、細粒凝灰岩などから構成され、層厚は約 850 m である。カルデラ西部～南東部一帯において奥羽山再生ドームを取り巻くような同心円状の走向を示す。管ノ平層中には奥羽山再生ドームに調和的な半環状逆断層 (管ノ平断層; 佐藤, 1986) が分布し、内側の急傾斜帯と外側の緩傾斜帯とを隔てている。堆積時期は 0.8 ～ 1.4 Ma 頃と推定される (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990)。なお管ノ平層の礫岩、砂岩、凝灰岩は、Lowe (1982) によって示される堆積物重力流による堆積相の特徴を有することがあり、それらは重力流堆積物と解釈される。なかでも本層の中部～上部には、軽石凝灰岩や細粒凝灰岩などから構成される上方細粒化シーケンスが多数認められるが、本論ではそれらを“火山碎屑性重力流堆積物”と称し、その堆積相の記載と堆積様式の考察を行う。

みみずく山デイサイトは暗灰色の溶岩・火山碎屑岩から構成され、カルデラ南東部に分布する。本岩体はハイアロクラスタイトなどの水冷破碎の特徴を示す堆積相の存在により、水中での火山活動に由来する産物と考えられ、管ノ平層とは同時異相の関係にある (大竹, 2000)。なお、鏡下では填間状組織を示す基質中に斜長石、普通輝石、紫蘇輝石の斑晶が認められることや、その色調から安山岩に属する可能性があ

Fig.2. Geologic map and cross section of the Akakura caldera (modified after Otake, 2000).

るが、本論では田口 (1975), 大竹 (2000) による名称を踏襲してみみずく山“デイサイト”と称することにする。

カルデラ北東部は中山平陥没構造 (佐藤, 1986) と接し、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩、シルト岩凝灰岩互層などの火山碎屑性堆積物よりなる陥没構造の埋積物が、赤倉カルデラ埋積堆積物にアバットしている。カルデラ北部～西部の河川沿いの低地帯には、凝灰角礫岩、円礫岩、亜炭層などよりなる更新統一割層 (田口, 1961) が赤倉カルデラ埋積堆積物を不整合に被覆する。本層は、赤倉カルデラの侵食期の地層と考えられる (大竹, 2000)。

管ノ平層

火山碎屑性重力流堆積物は、陥没盆地を埋積した管ノ平層 (湖成層) に多数挟在している (Fig.3)。管ノ平層については大竹 (2000) の記載があり、以下にその概要を記す。

本層下部は、主として礫岩および凝灰質砂岩などの粗粒碎屑物よりなる。礫岩は Miall (1996) の岩相コード Gmm (塊状基質支持) および Gcm (塊状礫支持) のほか、Smith (1987) の Gm(a) に類似する弱成層の級化礫岩相などの堆積相を示す。主として、カルデラの基盤を構成する先新第三系花崗岩類、下部～中部中新統の流紋岩～安山岩質火山岩類・黒色泥岩に由来する礫から構成されるほか、カルデラ南東部に分布するみみずく山デイサイト由来の礫を含むことがあ

る。凝灰質砂岩は粗粒砂～細礫サイズの安山岩・デイサイト・軽石片から構成され、平行層理もしくは低角の斜交層理が発達した Sh, Sl, Sm(g) (Miall, 1977; Smith, 1987) に類似した堆積相を示す。

本層中部は、次章で詳述する軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物のほか、凝灰質砂岩泥岩互層を主体とし、火山性砂岩や礫岩を伴う。凝灰質砂岩泥岩互層は、上方細粒化を示す凝灰質の細粒～極粗粒砂岩 (層厚数 cm ～ 40 cm) と、平行もしくは波状の層理面を示す泥岩 (層厚 10 cm 以下) との繰り返しからなる。比較的厚い凝灰質砂岩には、下位より級化・平行葉理・斜交葉理からなる Bouma シーケンス (Bouma, 1962) が観察される。火山性砂岩は、みみずく山デイサイト由来の細粒～極粗粒砂が濃集した暗灰色を呈する砂岩層で、側方への連続性が良いので鍵層となっている (Fig.3)。本層中部には、スランプ相と解釈される含礫泥岩や、凝灰質砂岩泥岩互層が塑性変形により複雑に入り組んだ褶曲構造がしばしば認められる。

本層上部は、軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物および泥岩が卓越する。本層下部および中部に含まれるような礫岩相は認められない。泥岩は茶褐色・灰色・暗灰色等を呈し、平行層理や波状層理を示す泥岩および比較的塊状の泥岩などからなる。しばしば層理面沿いに多量の黒色炭質物片や植物化石 (赤倉フローラ; 植村, 1977) を産する。

Fig.3. Columnar sections of the Kan-nodai Formation showing the correlations of major volcanoclastic sediment gravity flow deposits (PT-1 and PT-2). Circled numbers indicate the localities of columns.

火山碎屑性重力流堆積物

軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物は管ノ平層の中部～上部に多数挟在し、1枚の厚さは1～100 mまで多様である (Fig.3)。筆者は、このなかで層厚が厚く比較的容易に側方へ追跡できる2枚の火山碎屑性重力流堆積物 (PT-1 および PT-2) を見出した。以下ではPT-1 および PT-2 に共通する特徴を記載し、次章において火山碎屑性重力流堆積物の堆積様式を検討する。なお本論で使用する火山碎屑物の粒径区分と用語は、Fisher (1961, 1966) に従う。

1. 分布

PT-1 および PT-2 は、カルデラ中央部を占める奥羽山再生ドームを取り巻くように広範囲に分布している。奥羽山再生ドームに調和的な半環状断層の内側では40～80°の急傾斜、外側では20°以下の緩傾斜を示す。カルデラ南半部におけるPT-1 および PT-2 の分布は、地形的カルデラ壁によって規制されており、ほぼ垂直もしくは一部オーバーハングした基盤岩よりなるカルデラ壁面にアバットするのが観察される。

PT-1 は最大層厚約100 mで、カルデラ東部から北西部まで追跡できる。ただし、カルデラ南西部 (Fig.3 の地点5 および6) では、ちょうどその層準に層厚10～20 m程度の小規模な複数の重力流堆積物が重なっているため、正確な対比

は困難である。PT-1 の下限は、露出の制約により直接観察できないことが多い。上面は、礫岩や凝灰質砂岩泥岩互層あるいはPT-2に被覆される。

PT-2 は最大層厚約85 mで、カルデラ東部から北西部まで広範囲に追跡できる。PT-1 と同様に、カルデラ南西部 (Fig.3 の地点6) では小規模な複数の重力流堆積物が重なる。下位のPT-1 が直接接していない場合は、PT-1 との間には鍵層となる火山性砂岩や礫岩、火山碎屑物よりなる小規模な重力流堆積物を挟む。

2. 構成物質

PT-1 および PT-2 の構成物質は、軽石、石質岩片および火山灰などからなる。

軽石は、火山礫～火山岩塊サイズからなり、白色を呈するものと灰色を呈するものがある。主として角礫～亜円礫状の形態を示し、平面もしくは緩く湾曲した曲面など比較的平滑な面で囲まれた輪郭を持つことがある。発泡孔は微細な球状～楕円の形状を示し、それらがチューブ状に平行配列する場合もある。白色の軽石は比較的発泡が良いが、灰色の軽石は白色のものよりも発泡は不良である。まれに、白色部と灰色部とが入り混じった縞状軽石を含む。定量的な密度測定は実施していないが、室内の水槽に自然乾燥状態の白色軽石 (径0.5～5 cm程度) を浮かべたところ、数秒～数10秒の短時

Fig.4 Geologic columns of PT-1 and PT-2 showing the vertical and lateral facies changes with grain size distributions of pumice and lithic clasts. ϕ means average diameter of the ten largest clasts in the measured clasts. The localities of columns are shown in Fig.3.

間のうちに沈降したものがあるが、径の大きなものは数時間～1週間程度浮かんでいた。この観察結果より、白色軽石の乾燥時のかさ密度は 1.0 g/cm^3 程度からそれ以下と判断される。

石質岩片は主として暗灰色の火山岩からなり、主に火山礫サイズの角～亜角礫を呈する。この火山岩はカルデラ南東部のみみずく山デイサイトに酷似する。径数 mm 以下の発泡孔を含むことがあるが、概して発泡は不良である。カルデラの基盤岩を構成する先新第三系および下部～中部中新統由来の石質岩片は、ほとんど認められない。

火山灰は、主として破片状の火山ガラスからなる。

3. 垂直岩相変化

PT-1 および PT-2 は、5つの岩相（下位より A, B, C, D, E）に区分される（Fig.4）。これらの5つの岩相は互いに漸移的に岩相変化し、泥質物の挟在は認められない。

岩相 A（火山礫～火山岩塊サイズの軽石と石質岩片からなる無層理淘汰不良部）：岩相 A は、成層構造を示さず比較的淘汰が悪く、いずれも火山礫～火山岩塊サイズの軽石と石質岩片から構成され細粒分（火山灰）に極めて乏しい（Fig.5.A）。

全体としては白色軽石の占める割合が圧倒的に高く、軽石同士が互いに接触した碎屑（軽石）支持構造を示す。軽石と軽石との隙間は、より細粒の軽石片や石質岩片、および少量の結晶粒が埋めている。軽石の粒径はばらつきがあるが、下半部で逆級化を示す傾向がある。一般的に軽石は角が取れた亜角～亜円礫状を示すが、径数 10 cm の比較的大きい軽石は平滑な面で囲まれた多面体を示すことがある。多面体の軽石にはチューブ状に平行配列した発泡孔が観察され、輪郭をなす平滑な面によって切断されている。石質岩片は主に正級化を示し、最下部に逆級化を伴うことがある。細粒凝灰岩や泥岩からなる径 50 cm 以下の rip-up clast を含む。露頭の制約もあるが、下位層への顕著な削り込みは認められず、底面はほぼ平坦である。しかし、部分的に荷重痕や火災構造などの底痕が発達し下位層に変形を及ぼすことがある（Fig.5.B）。

岩相 B（火山礫～火山岩塊サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層）：岩相 B は、石質岩片に乏しく白色軽石に富む層（厚さ 5～70 cm）と、弱く成層した石質岩片に富む層（厚さ 1～5 cm）が繰り返し重なる複合単層群（composite bedset; Reineck and Singh, 1980）からなる。単層は

Fig.5. Typical sedimentary features of the volcanoclastic sediment gravity flow deposits (PT-1 and PT-2). The route locations are shown in Fig.3.

- (A) Non-stratified, poorly-sorted pumice tuff with lithic clasts (dark gray color) in Facies A of PT-2 at Loc.7. Lens cap is 6 cm in diameter.
- (B) Flame structures at the base of Facies A of PT-1 at eastern part of Loc. 8. At the basal 40 cm of the deposit, lithic clasts are concentrated and pumice clasts are absent. Paleocurrent direction is to left (ESE). Sickel is about 30 cm long.
- (C) Interbedded pumice-dominated beds (thick, light color) and lithic-dominated beds (thin, dark gray color), showing parallel stratifications in Facies B of PT-1 at Loc. 8. Sickel is about 30 cm long.
- (D) Close up view of (C). Black and white bars indicate pumice-dominated beds and lithic-dominated beds, respectively. Note inverse grading and crudely imbrication of white pumice clasts. Imbricated pumice clasts are shown by open circle. Paleocurrent direction inferred from imbrication of pumice clasts is right (east) to left (west). Coin shown by arrow is 22 mm in diameter.
- (E) Parallel and low-angle cross-stratification in Facies C of PT-1 at a place between Loc.6 and 7. Upsection is to left. Sickel is about 30 cm long.
- (F) Interbedded pumice- and lithic-dominated beds in Facies C of PT-1 at Loc.7. Pumice-dominated beds show ungrading (UG) and inverse grading (IG) of pumice clasts ranging in size from 1 to 5 mm.
- (G) Outsized elongate pumice block (outlined by arrows) in Facies C of PT-1 at Loc.7. Underlying stratifications are deformed due to emplacement of pumice block. Notebook is 19 cm in length.
- (H) Ripple cross-lamination and small-scale load casts (shown by arrows) in Facies D of PT-1 at Loc.7. Paleocurrent direction inferred from ripple cross-lamination is left (east) to right (west). Lens cap is 6 cm in diameter.
- (I) Ball-and-pillow structure in Facies D of PT-1 at Loc.7. The overlying beds sink down into the underlying beds and isolated into elongated teardrop-shaped masses. The long axes of the elongated masses are oriented a particular direction. Inferred paleoslope dips to right (west). Dewatering structures (shown by arrows) cut through the overlying beds. Coin is 26 mm in diameter.
- (J) Facies D and overlying Facies E with gradational contact in PT-1 at Loc.4. Scale bar is about 10 m long.
- (K) Dish structures in Facies E of PT-2 at western part of Loc.5. The dishes are identified by crudely concave-upward lamina varying in width from a few mm to 5 cm. Coin is 21 mm in diameter.
- (L) Pumice-concentrated part in Facies E of PT-1 at eastern part of Loc.6. Note weakly fitting together with linear/curvilinear cracks in place. Scale bar is about 50 cm long.

ほぼ平行もしくは緩やかな波状の層理面を示す (Fig.5.C). 岩相 B を通して単層の厚さは上方へ薄くなり, また単層を構成する白色軽石と石質岩片の粒径は小さくなる. ただし, 単一露頭内でそのような層厚・粒径変化を認めることは難しい. 白色軽石に富む層は, 軽石同士が互いに接触しているためにその輪郭が不明瞭なことがあるが, 無級化あるいは部分的に逆級化が認められる (Fig.5.D). 軽石と軽石との隙間は, 細かな軽石や少量の石質岩片および結晶粒が埋めている. 軽石の粒径は通常数 cm ~ 10 cm 程度を占め, 最大約 30 cm に達する. やや扁平な軽石には, 長軸が層理面に対して約 10 ~ 30° 傾斜した弱いインブリケーションが発達することがある (Fig.5.D). 石質岩片に富む層は, おおよそ粒径 1 ~ 5 mm の多量の安山岩片と少量の軽石片および結晶粒から構成され, まれに粒径 2 ~ 3 cm 程度の安山岩片を含む. 白色軽石に富む層よりも厚さが著しく薄く, 2 ~ 3 m 程度で尖滅することがある. この場合は, 上下の軽石に富む層が癒着し, 見かけ上厚い軽石層が形成されている. 全体的に単層間の境界はやや不明瞭であるが, 石質岩片に富む層の底面は下位の軽石に富む層と比較的明瞭に接していることがある.

岩相 C (火山礫サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層): 岩相 C は, 下位の岩相 B よりも厚さが薄い白色軽石に富む層 (厚さ数 mm ~ 10 cm) と, 石質岩片に富む層 (厚さ 1 ~ 5 mm) とが繰り返し重なる複合単層群からなる. 一般に平行な層理面を示すが, 部分的に深さ 10 ~ 50 cm 程度の削り込みや低角斜交層理が認められる (Fig.5.E). 白色軽石と石質岩片の粒径は岩相 B のそれらより小さく, 白色軽石は 1 mm ~ 1 cm 程度, 石質岩片はおおよそ 1 ~ 3 mm 程度を示す. 比較的厚い白色軽石に富む層には, 無級化もしくは逆級化が認められる (Fig.5.F). 石質岩片に富む層は, 白色軽石に富む層に比べて側方への連続性はあまり良くない. 岩相 C 全体を通して上方へ向かって単層の厚さ, 軽石・石質岩片の粒径が徐々に減少し, 上位の岩相 D へ漸移する. 部分的に径 30 cm を越える白色軽石ブロックが単独に含まれ, impact sag 状に下位の層理面を変形させている (Fig.5.G).

岩相 D (成層した粗粒火山灰): 岩相 D は, 灰白色・暗灰色・淡茶褐色などの見かけ上, 色調の異なる淘汰の良い粗粒火山灰層の繰り返しからなる. 単層の厚さは 1 mm ~ 10 cm 程度である. 一般に連続性の良い平行な層理面を示し, 部分的にリップル斜交葉理が発達する (Fig.5.H). 単層の境界部では荷重痕が発達する (Fig.5.H). また, しばしば ball-and-pillow structure (Potter and Pettijohn, 1977) が観察され, まれに下位層に沈み込んだ偽団塊に定向性が認められる (Fig.5.I). 局所的に径数 cm もしくは径数 10 cm 以上の白色軽石が濃集することがある.

岩相 E (塊状細粒火山灰): 岩相 E は, 白色~灰白色を呈する淘汰の良い塊状細粒凝灰岩より構成される (Fig.5.J). 肉眼では明瞭な堆積構造はほとんど認識できないが, 長さ 5 mm ~ 3 cm で上に凹状の形態をもつ皿状構造が認められることがある (Fig.5.K). 皿状構造は, 下位の岩相 D の層理面とほぼ平行に発達している. 局所的に径数 10 cm 以上の白

色軽石が濃集するが, 軽石片同士がやや湾曲した平滑な面で緩く接触し, あたかもパズルのように寄せ集めることができる部分がある (Fig.5.L).

4. 側方岩相変化

PT-1 および PT-2 はカルデラ内において広く追跡されるが, カルデラ南東部では粗粒碎屑物 (火山礫~火山岩塊サイズの軽石および石質岩片) を主体とする無層理淘汰不良部 (岩相 A) や成層部 (岩相 B・C) が卓越するのに対し, カルデラ西部では細粒碎屑物 (粗粒~細粒火山灰) を多量に含んだ成層部 (岩相 D) や塊状部 (岩相 E) が厚くなる傾向がある (Fig.4).

Fig.4 (上段) の PT-2 の側方への岩相変化 (Fig.3 の地点 7 → 5 → 4 → 3 → 2) を見た場合, 地点 7 では全層厚 85 m のうち約 55 m を最下部の岩相 A が占め, 次いで層厚約 18 m を岩相 B が占める. より上位の岩相 C は層厚約 7 m, 岩相 D は層厚約 5 m 程度で, 最上部の岩相 E は欠如する. 地点 7 より約 3 km 西方の地点 5 では岩相 A を欠き, 全層厚 80 m のうち岩相 B が層厚約 30 m を占める. 地点 5 より約 1 km 北西方の地点 4 では全層厚約 75 m のうち岩相 B は層厚 12 m 程度で, より上位の岩相 C・D・E の占める割合が圧倒的に大きい. PT-1 の下部は露出の制約があるものの, Fig.4 (下段) の PT-1 の岩相変化 (Fig.3 の地点 8 → 7 → 4 → 2) は, 地点 8 から地点 2 へ向かって岩相 D・E の細粒碎屑物が卓越する傾向が読み取れる.

Fig.4 (上段) の PT-2 に含まれる構成物質の側方変化を見た場合, 岩相 A ないし岩相 B における白色軽石の粒径 (約 20 個測定したうちの上位 10 個の算術平均) は, 地点 7 では通常径 2 ~ 10 cm, 最大 19 cm であるのに対し, 地点 5 と地点 4 では径 5 cm 以下と著しく減少する. ただし, 岩相 C・D・E に局所的に含まれる白色軽石の粒径変化には, 有意な傾向は認められない.

古流向と古斜面

PT-1 と PT-2 の供給源を推定するために, 流れの向きを示唆する堆積構造の観察・測定を実施した. 対象とした堆積構造は, 岩相 A の火炎構造, 岩相 B の軽石のインブリケーション, 岩相 D のリップル斜交葉理である. さらに, 岩相 D で観察される ball-and-pillow structure を用いて古斜面の傾斜方向を求めた.

1. 堆積構造の認定

岩相 A の火炎構造 (Fig.5.B) には定向性があることから, 流れによる下位層の引きずりの痕跡とみなし, その“炎”のたなびく方向を流れの下流側とした. なお下位層の層理面は, 荷重変形により緩く湾曲するも分断することなく連続性は保たれており, 地震動の繰り返し剪断で生じると考えられる流動化や液状化の痕跡は見当たらない.

岩相 B の軽石のインブリケーション (Fig.5.D) は露頭面で認識される流れの向きを, 岩相 D のリップル斜交葉理 (Fig.5.H) はフォアセット葉理の層理面に対する最大傾斜方向を測定し, 地層の傾斜の補正を施した.

岩相 D の ball-and-pillow structure (Fig.5.I) は, チキノ

Fig.6. Paleocurrent directions and downslope direction of paleoslope inferred from the sedimentary structures of PT-1.

トロピーを示して液状化した粘土層中に上位に重なる砂層が垂れ下がり、時として粘土層中に偽団塊 (pseudo-nodules) として孤立する変形構造で、地震動が液状化の主要因とされる (Potter and Pettijohn, 1977). Fig.5.I の上位層には複数の葉理を切る脈状の構造が下から伸びていることから、液状化した下位層の間隙水が上方へ排出したものと推定される。この ball-and-pillow structure は、上位層が下位層へ張り出すという形態においては Fig.5.B の変形構造に類似するが、液状化の痕跡の有無という観点から両者は成因的に区別できる。

ball-and-pillow structure の偽団塊については、これまでに様々な形態が報告されているが、Kuenen (1958) による実験では左右対称に近い皿状もしくは楕円状となって下位層中に沈み込む偽団塊が再現されている (Potter and Pettijohn, 1977, Fig.6-5; Reineck and Singh, 1980, Fig.141). また、Allen (1984, Fig.9-10) および Ricci-Lucchi (1995, Plate126) は、電球状や水滴状に下位層へ沈下する偽団塊を描いている。このうち Allen (1984) は、変形時の堆積面が傾斜している場合、同一層準における伸長した偽団塊には定向性があること、そして偽団塊の外形とそれに調和的に変形した内部の葉理構造から求められる褶曲軸面が斜面下側へ傾斜することを指摘している。Fig.5.I の偽団塊の形態は Allen (1984) や Ricci-Lucchi (1995) の描くそれに類似しており、伸長した偽団塊の長軸と層理面とのなす角が $20 \sim 35^\circ$ の範囲で一定方向に傾いている。偽団塊の長軸が褶曲軸面上に含まれていると仮定すると、長軸の傾斜方向は当時の斜面下側を表していると考えられる。ただし、長軸と層理面とのなす角が、斜面の傾斜角を表しているか否かは定かではない。厳密には偽団塊の 3 次元的な形状を把握する必要があるが、ここでは地層断面上で認識できる偽団塊の長軸の傾斜方向を、変形時の古斜面 (湖底面) の傾斜方向とみなした。

2. 測定結果

測定結果から推定される流れの向きおよび古斜面の傾斜方向を Fig.6 に示す。みみずく山南部に位置する岩相 B の軽石のインプリケーション、および岩相 D のリップル斜交葉理からは、東～東北東→西～西南西の流れの向きが推定される。岩相 D の ball-and-pillow structure から求められる古斜面は西傾斜を示し、軽石のインプリケーションおよびリップル斜交葉理による流れの向きと調和する。ただし、古斜面の傾斜方向は地層断面上から求めた見かけの方向であり、ある程度の誤差を含むと思われるので参考程度に取り扱うのが適当であろう。みみずく山南部の岩相 A の火炎構造からは、西北西→東南東の流れの向きが推定される。

考 察

1. 堆積環境

PT-1 および PT-2 が挟在する管ノ平層の中部～上部は、部分的にスランプ相や ball-and-pillow structure が認められることから、斜面もしくは斜面下の堆積環境にあったと推定される。PT-1 と PT-2 の最大層厚はそれぞれ約 100 m と約 85 m であることから、後述するようにこれらが水中で堆積したと解釈すると、堆積時の古赤倉カルデラ湖の水深は 100 m 以上と推定される。

赤倉カルデラに類似した陥没様式 (ピストン・シリンダー型) と規模 (直径 10 km 程度) を有する現世のカルデラとしては、北米のクレーターレーク (Crater Lake) カルデラが挙げられる。現在のクレーターレークカルデラは、傾斜 $30 \sim 45^\circ$ のカルデラ壁で囲まれた陥没盆地に最大水深 550 m の湖を湛え、流入・流出河川は見当たらず、“閉塞された湖 (closed lake)” を呈している (Nelson, 1967; Nelson et al., 1994)。一方、古赤倉カルデラ湖を埋積した管ノ平層の最大層厚は 850 m あり、管ノ平層とアバットの関係にある地形的カルデラ壁は垂直に近い傾斜がある。カルデラの形成

FACIES	COLUMN	DESCRIPTION	PROCESSES	Lowe's (1982) DIVISION
Facies E		massive well-sorted fine ash with outsized pumice clasts, dish structures	suspension, fallout	Te
Facies D		bedded coarse ash, parallel stratifications, partly ripple cross-lamination, with outsized pumice clasts, load casts and ball-and-pillow structures	traction/suspension	Td
Facies C		interbedded pumice- and lithic-dominated beds (lapilli size), parallel and low-angle cross-stratifications with outsized pumice clasts	traction	Tt
Facies B		interbedded pumice- and lithic-dominated beds (lapilli to block size) parallel stratifications	suspension, traction	S3, S1
Facies A		massive, poorly sorted pumice tuff with rip-up clasts, inverse to normal grading of lapilli to block size pumice and lithic clasts flat to erosional base with load casts and flame structures	suspension, traction carpet	R3, R2

Fig.7. Schematic sequence illustrating facies characteristics of volcanoclastic sediment gravity flow deposits (PT-1 and PT-2) in the Kan-nodai Formation.

場が火砕噴火に先行して生じたドーム状隆起構造の頂部付近であること（佐藤，1986）からして，顕著な流入・流出河川は存在しなかったであろう。以上のことから，古赤倉カルデラ湖は現在のクレーターレークカルデラと同様に，急峻なカルデラ壁に囲まれた“閉塞された湖”であったと推察される。

2. 堆積様式

PT-1 および PT-2 を構成する5つの岩相（A・B・C・D・E）は互いに漸移的に変化し，泥質堆積物が挟在せず，下部から上部までの軽石・石質岩片の粒径は上方に向かっておおむね細粒化している。したがって，PT-1 および PT-2 は，それぞれ長期にわたる時間間隙を空けずに形成された上方細粒化シーケンスであると見なすことができる。また，このシーケンスには荷重痕や皿状構造などの液状化もしくは流動化の痕跡が含まれ，脱ガス構造や溶結構造など高温定置の直接的な証拠（Cas and Wright, 1991）を欠くことから，PT-1 および PT-2 は水を媒体として，すなわち水中で流動・堆積したと考えられる。

一般に水底に堆積した火山碎屑物からなる厚いシーケンスは，下半部の塊状部と上部の成層部に分けられることが多く（Fiske and Matsuda, 1964; Bond, 1973; Yamada, 1973; Niem, 1977; Wright and Mutti, 1981; Kano, 1996），一つのシーケンスを通じての級化とその内部の単層スケールでの級化からなる二重級化構造（double grading; Fiske and Matsuda, 1964）を示すことがある。このような堆積相は，

多量の火山碎屑物が水と混合して混濁流となって流動・堆積して生じたものと解釈されている（Fiske and Matsuda, 1964; Wright and Mutti, 1981; Yamada, 1984; Kano, 1996）。PT-1 および PT-2 を構成する無層理で淘汰の悪い岩相 A と，成層構造の発達した岩相 B・C・D は，従来報告されている塊状部と成層部からなる組合せと共通した特徴である。なかでも，Yamada（1973）が鬼首カルデラの湖成層（宮沢層）から見出した“水中軽石流堆積物”は，PT-1 および PT-2 のシーケンスに類似している。Yamada（1973）は，最大層厚約 200 m の“水中軽石流堆積物”を下位より（1）塊状級化構造部，（2）平行ラミナ軽石凝灰岩部，（3）平行ラミナ砂質軽石凝灰岩部，（4）平行ラミナ細粒凝灰岩部，（5）塊状極細粒凝灰岩部の5つのユニットに区分し，その流動・堆積様式については高密度混濁流（high-density turbidity current; Lowe, 1982）のモデルを適用した（Yamada, 1984）。しかしながら，その明確な根拠が論じられているとは言い難く，Lowe（1982）のモデルとの対比については曖昧な部分が残されている。以下ではまず Lowe（1982）の高密度混濁流モデルを概説し，次にこのモデルと比較することで PT-1 と PT-2 の堆積様式を考察する（Fig.7）。

高密度混濁流モデル（Lowe, 1982）：高密度混濁流とは碎屑粒子の濃度が高く粗粒砂サイズより粗い粒子を運ぶことができる流れで，乱流（turbulence）による上方成分に加えて，マトリクス強度（matrix strength）および粒子間の相互作用（grain interaction）に起因する分散圧力（Bagnold,

1956) が粒子の支持機構として働いている (Fritz and Moore, 1988). 高密度混濁流の減衰過程では、主にトラクション (traction) および浮遊 (suspension) からの堆積が行われる (Lowe, 1982). とりわけ粒子が濃集した流れの基底部では、上位の流れに引きずられて剪断応力を受けながら流下するトラクションカーペット (traction carpet; Lowe, 1982) が形成され、堆積時には分散圧力に起因する逆級化構造が保存される. Lowe (1982) による礫質～砂質の高密度混濁流およびそれに引き続く低密度混濁流からの堆積作用は、次のようにまとめられる. まず始めに、トラクションカーペットと浮遊からの堆積作用によって、最下部に礫質の逆級化層 (R2) と正級化層 (R3) が形成される. 次に、トラクションにより平行層理と斜交層理を示す砂礫層 (S1)、トラクションカーペットからの堆積により平行層理を示す砂礫層 (S2)、そして浮遊からの堆積により塊状の砂層 (S3) が順に重なる. S3 の砂層は、Bouma シーケンス (Bouma, 1962) の Ta (塊状級化部) に相当する岩相で、これより上位に重なる堆積物は泥～中粒砂を運搬する低密度混濁流 (low-density turbidity current) で形成される. すなわち、高い流れ領域 (upper-flow-regime) でのトラクションおよび低い流れ領域 (lower-flow-regime) でのトラクションにより Bouma シーケンスの下部平行葉理部 (Tb) と斜交葉理部 (Tc) に相当する岩相の Tt, 低い流れ領域での浮遊およびトラクションにより Bouma シーケンスの上部平行葉理部 (Td) に相当する岩相の Td, そして最後に浮遊により Bouma シーケンスの泥岩部 (Te) に相当する岩相の Te がそれぞれ順に重なる. なお、このような堆積物の積み重なりは理想化されたモデルなので、実際には碎屑物の量、流速、流れの厚さ、給源からの距離などの諸条件に応じて一部が欠如した堆積構造を示すが、下位から上位への非可逆的な岩相変化は一連の流れの希釈・減衰過程を反映している.

岩相 A: PT-1 と PT-2 の最下部相である岩相 A は、多量の軽石と石質岩片が含まれた碎屑支持構造を呈することから、これを運搬した流れでは碎屑粒子間の相互作用による分散圧力の支持機構が働いていたと推定される. 粒子間の分散圧力は粒子流 (grain flow) に卓越する粒子支持機構であり (Lowe, 1976), 最下部に見られるような石質岩片の逆級化は、分散圧力による大きな粒子の上方移動 (Bagnold, 1956) や、動的な篩い分け効果 (kinetic sieving effect) による小さな粒子の下方移動 (Middleton, 1970) などによって生じたと考えられる. このような岩相 A の最下部の形成は、高密度混濁流基底部のトラクションカーペットの堆積作用によって説明できる. すなわち、Lowe (1982) の R2 に対比される. rip-up clast の存在は、流れの基底部で剪断応力が作用して下位層を取り込んだことを意味する. その上位の正級化部は、流れの減速によって浮遊状態にあった碎屑物のうち、粗い碎屑物から順に沈んで形成されたと考えられる. このような岩相 A の正級化部は Lowe (1982) の R3 に対比される.

ところで、岩相 A の下部は、石質岩片と同様に軽石の逆級化も認められる (Fig.4 の PT-2 の地点 7). 一般に軽石の逆

級化は水中降下堆積物で認められる (例えば、Manville, 2001; Riggs et al., 2001) が、これは水面に浮かんだ軽石のうち小さなものほど速く吸水して沈降・堆積するためである (Whitham and Sparks, 1986; Manville et al., 1998). これに対し、一度水に飽和した軽石が水中を沈降する場合は、粗いものほど沈降速度が大きいため (Cashman and Fiske, 1991), 結果として正級化の軽石層が形成されることがある (White et al., 2001). このように軽石の水中での挙動は粒径や水の飽和度によって異なるが、PT-1 および PT-2 は水を媒体として流動した堆積相なので、大部分の軽石は水に飽和した状態で運搬されたものとみなされる. White et al. (2001) による実験では、水に飽和した軽石の沈降速度は同じ粒径の石英粒よりもやや遅いものの、両者の粒径と沈降速度との変化曲線は類似したパターンを示している. ニュージーランドのタウポ湖からは、斜層理やインブリケーションなどのトラクション構造を示す再堆積軽石層が報告されており (Manville, 2001; White et al., 2001), 一度水に飽和した軽石は流れの中で通常の砂礫に類似した水理学的挙動を示すことがうかがえる. 以上のことを勘案すると、本岩相 A の下部における軽石の逆級化は、水に飽和した軽石が分散圧力 (Bagnold, 1956) や動的な篩い分け効果 (Middleton, 1970) などの影響を受けて形成された可能性が指摘され、いわゆるトラクションカーペットからの堆積物の特徴として説明できる.

なお、従来報告されている火山碎屑物からなるシーケンス最下部の塊状部は、岩相 A と同様に高密度混濁流の運搬・堆積様式によって解釈されていることが多い (例えば、Wright and Mutti, 1981; Yamada, 1984; Kano, 1996) が、トラクション構造に欠ける塊状火山碎屑物を土石流堆積物とみなす例もある (Tasse et al., 1978). マトリクス強度を主な粒子支持機構とする土石流の堆積物は、Miall (1996) の岩相コード Gmm や Gmg に代表される基質支持構造が基本的特徴である (八木下, 2001). 岩相 A の基質は細粒分に極めて乏しいことから、軽石や礫を支持するだけの粘着力は無かったと思われる. 軽石同士が接触した碎屑支持構造を示すことから、マトリクス強度が主たる粒子支持機構であったとは考え難い. 土石流堆積物には時として底部に逆級化構造を伴うこともある (Naylor, 1980; 八木下, 2001) が、逆級化構造が土石流堆積物を一義的に決定づける特徴にはならない. 以上のように、岩相 A には土石流の可能性を積極的に支持する堆積相は認められない.

岩相 A に含まれる軽石のうち比較的大きな軽石は、いくつかの平滑な面に囲まれた多面体の形状を示すことがあるが、このような平滑な面は高温の軽石が水冷した時に生じる軽石内部の脆性的な割れ目 (例えば、中村ほか, 1986) に類似している. チューブ状に配列した発泡孔が水冷割れ目によって切断される産状も認められ、これは海底火山活動に由来する軽石片の特徴の一つとされている (Kato, 1987; Kano et al., 1996; Allen and McPhie, 2000). したがって多面体状の軽石は、元来高温状態にあったものが水冷破砕を受け割れ目に沿って分割したものと考えられる. 亜円礫状の比較的小さな

軽石は、そのような分割した軽石片が高密度の流れの中で粒子間の相互作用により細片化し、摩耗によって角が取れたものと考えることができる。

岩相 B：岩相 B は、軽石に富む層と石質岩片に富む層が互いに繰り返す複合単層群 (composite bedset; Reineck and Singh, 1980) からなるのが特徴である。粒径 1 ~ 5 mm の石質岩片に富む層は、軽石に富む層よりも薄い平行もしくはやや波状の層理面を示し、Miall (1996) の岩相コード Sh に類似する。平行もしくは波状を示す層理面の形態から判断すると、トラクションによる堆積作用が考えられる。石質岩片に富む層の底面は上面よりもやや明瞭に軽石層と接することから、下位の軽石に富む層を削剥している可能性がある。すなわち、石質岩片に富む層は、平滑床を形成するような比較的速い流れによる堆積物と判断される。一方、軽石に富む層は主に塊状・無級化であるので、十分な淘汰を受けずに浮遊からの急速な堆積作用 (Hiscott and Middleton, 1980; Lowe, 1988) で形成されたものと考えられる。ただし、部分的ではあるが逆級化が発達するのは、粒子 (軽石) 間の相互作用による分散圧力が一部で働いていたことを示唆し、インプリケーションは岩相 A で述べたとおりトラクションの作用で形成されたのであろう。以上のように岩相 B は、トラクションと浮遊からの急速な堆積の繰り返しで形成されたものと考えられる。Lowe (1982) のユニット区分に従えば、石質岩片に富む層は S1 (トラクション)、軽石に富む層の大部分は S3 (浮遊) に対比される。

Postma et al. (1988) は高密度の堆積物重力流の中でトラクションと浮遊が卓越する領域が存在することを実験で示したが、これは重力作用による流れの分化 (gravity transformation; Fisher, 1983) によって、下部の高密度の層流 (laminar flow) と上部の低密度の乱流 (turbulent flow) からなる“二層流”に分離することが要因となっている。その結果、高密度の層流領域 (トラクションカーペット) がフリーズしながら上位に重なっていくことで、平行層理を示す逆級化を伴った砂礫の薄層の積み重なりが保存される (Chun and Chough, 1992; Yagishita, 1994)。岩相 B の石質岩片に富む層はトラクション堆積と推定されるが、トラクションカーペット (S2) を特徴づける逆級化構造はほとんど認められない。トラクションカーペットの生成条件については議論の余地はある (Hiscott, 1994; Sohn, 1997) が、トラクションカーペットの堆積だけではトラクションと浮遊の堆積作用が繰り返す岩相 B を形成させることは困難と思われる。この岩相 B の堆積様式については、次節でさらに考察を加えることにする。

岩相 C：岩相 C は、平行もしくは低角に斜交する層理面の形態によりトラクションによる堆積作用が働いていたと推定される。岩相 A・B の粗粒砕屑物が高密度混濁流で運ばれるのに対し、岩相 B から漸移的に粒径が減少した岩相 C はより希釈された流れで運搬されたと考えられる。この観点では、岩相 C は Lowe (1982) の Tt に対比される。ところで、乱流による上方支持力で泥～中粒砂を浮遊させる理想的な低密度混濁流は、岩相 C を構成する火山礫サイズの砕屑物を運

搬させることは困難とされる (Fritz and Moore, 1988)。しかしながら、実際には高密度混濁流から派生した低密度混濁流にはかなりの量の粗粒～極粗粒砂が含まれ、泥～中粒砂と共にそれらを運搬させることが可能となる (Lowe, 1982)。高密度から低密度への流れが連続的に変化しているとすれば、両者の間には漸移的な堆積物が存在すると予想される。岩相 B から岩相 C へは連続的に岩相変化していることから、岩相 C は高密度混濁流と低密度混濁流との中間的な運搬様式を反映した堆積相と判断される。比較的厚い軽石に富む層に軽石の逆級化が発達することは、浮遊に加えて分散圧力が生じるような高密度の流れからの堆積も生じていたことを意味する。

なお岩相 C の堆積相は、構成粒子の組成や粒径の異なる単層が弱く成層する点において、ハイパーコンセントレイテッド流堆積物に類似している。ハイパーコンセントレイテッド流は陸域の火山山麓の堆積物から報告されており、とりわけ土石流堆積物と密接な関係がある (Smith, 1986; Smith and Lowe, 1991)。水中に堆積した岩相 C と陸上のハイパーコンセントレイテッド流堆積物は堆積環境が明らかに異なるため、単純に比較することはできないが、岩相 C を河川流と土石流との中間的な性質を備えたハイパーコンセントレイテッド流の流動・堆積様式の観点から検討する余地もあるかもしれない。

岩相 D：岩相 D は、粗粒火山灰を主体として平行な層理面を示しており、Bouma シーケンスの Td (上部平行葉理部) と共通した特徴を持つ。これは、低密度混濁流のうち岩相 C よりも低い流れ領域における浮遊およびトラクションによる堆積作用が考えられる。すなわち Lowe (1982) の Td に対比される。部分的に認められるリップル斜交葉理は、岩相 C を形成させた高い流れ領域から低い流れ領域へ移行する流れの減衰過程を表している。岩相 D で観察される荷重痕は不均等荷重や地震動に起因する変形構造であるが、定向性のある ball-and-pillow structure (Fig.5.I) の形成については、斜面における側方への物質移動の関与が考えられる (Potter and Pettijohn, 1977; Allen, 1984)。

岩相 E：岩相 E は、淘汰の良い細粒火山灰から構成され、塊状でトラクションによる堆積構造を示さないことから、浮遊堆積作用で形成されたと考えられる。すなわち Lowe (1982) の Te に対比される。ただし、Lowe (1982) の Te の層準からは本岩相を特徴づける皿状構造は報告されていない。皿状構造の形成機構に関しては理論や実験的研究に基づいて議論されている (Lowe and LoPiccolo, 1974; Allen, 1984; 辻・宮田, 1987) が、いずれにせよ堆積物中の間隙水の排出および碎屑粒子の結合力の低下による再配列に起因する脱水構造と見なされる (Lowe, 1975)。岩相 E の細粒火山灰は、比較的急速に堆積することによって堆積物中に多量の間隙水を包有したのであろう。

水中に堆積した火山灰層中の脱水構造としては、デンマークの始新統海成層に挟在する級化火山灰層から皿状・柱状構造が報告されているが、この火山灰層は風で運ばれた降下テフラが比較的急速に海底に降下・堆積したものと解釈されて

いる (Pedersen and Surlyk, 1977). しかしながら, 岩相 A から岩相 E までは連続的な上方細粒化シーケンスを示しているので, 岩相 E のみが Pedersen and Surlyk (1977) のいう降下テフラ起源で堆積したとは考え難く, おそらくアッシュクラウド状に懸濁していた細粒火山灰が, 岩相 D の堆積後に降下・堆積したのであろう.

ところで, 岩相 C・D・E には, 下位の岩相 A・B よりも大きな径数 10 cm 以上の軽石ブロックが局所的に観察される. 岩相 C に含まれる軽石ブロックは, 下位の層理面に変形を与えている (Fig.5.G). 白色軽石の乾燥時のかさ密度が 1.0 g/cm^3 程度からそれ以下であることから, 軽石を含む火山砕屑物が水と混合した際には, 軽石は一時的に水中もしくは水面に浮上したものと推察される. Whitham and Sparks (1986) による実験では, 軽石の吸水効率は軽石の密度, 大きさ, 温度, 発泡孔の連結度に依存するとされる. すなわち, 一度浮遊した軽石は, 密度・温度・発泡の度合いが同じであると仮定すると, 大きい軽石ほど周囲の水を取り込んで 1.0 g/cm^3 以上の密度を獲得する時間がかかり, 風や波浪の営力によって拡散しやすい. 岩相 C・D・E に含まれる軽石ブロックは, 一度水中もしくは水面に浮上してから降下するまでにより時間を要したのであろう. メキシコ La Primavera 火山のカルデラ堆積物からは水中の珪長質溶岩ドームに由来する軽石ブロック (giant pumice) の濃集層が見出されているが, これは浮上した軽石ブロックが湖一面を覆った後に細粒火山灰と共に湖底に堆積したものと解釈されている (Clough et al., 1981). 軽石の成因は別として, 径の大きな軽石ほど水中での滞留時間が長くなることは上述の推定と一致する. Fig.5.L のようにやや湾曲した平滑な面で緩く接触し部分的にパズルのように復元できる軽石は, 水中を降下した単一の軽石ブロックが着底する際に水冷破碎で生じた割れ目に沿って分割し, アッシュクラウド起源の細粒火山灰と共に堆積したものと推察される.

3. Lowe (1982) モデルとの相違点

前節では岩相 A から岩相 E までの特徴的な堆積相に基づき, 各岩相の堆積様式を検討した. その結果, Lowe (1982) の高密度混濁流堆積物モデルのユニット区分と堆積様式を用いると, 岩相 A は R2 (トラクションカーペット) と R3 (浮遊), 岩相 B は S1 (トラクション) と S3 (浮遊), 岩相 C は Tt (トラクション), 岩相 D は Td (トラクションおよび浮遊), 岩相 E は Te (浮遊・降下) に対比できることが分かった (Fig.7). これらの岩相からなる上方細粒化シーケンスは, 従来報告されている高密度混濁流堆積物がそうであるように, 外来水の取り込みや地形起伏の変化などにより流れの分化が繰り返され, より希釈された流れが順に発生・堆積するという流れの減衰過程 (例えば, Chun and Chough, 1992) を表しているように見える. しかしながら, PT-1 および PT-2 のシーケンスと Lowe (1982) モデルの堆積相とを比較すると, (1) 岩相 B ではトラクションカーペットの堆積作用 (S2) は認められず, S1 と S3 に類似する堆積作用が繰り返すこと, (2) Te に対比される岩相 E に皿状構造が存在すること, が特筆すべき相違点として挙げられる. これらの

相違点は, PT-1 および PT-2 が, 高密度混濁流の流れの分化による単調な希釈・減衰過程を反映したシーケンスであるとは一概に言えないことを示唆している. 以下に二つの相違点の要因について検討する.

はじめに (1) について考える. Lowe (1982) のモデルのうち砂質の混濁流堆積物には, S2 の連続的な積み重なり,あるいは S2 と S3 が繰り返す堆積相が示されており, トラクションカーペットとその上位の浮流荷重とが流れの減衰・分化過程において互いに密接に関わっていることがうかがえる. その理由は, トラクションカーペットの発生には流れ底部の物質濃度を高めるために, 上位に高濃度の浮流が必要となることによる (Hiscott and Middleton, 1979; Lowe, 1982, 1988). 一方, 岩相 B のように S1 と S3 に類似する堆積作用の繰り返しは Lowe (1982) のシーケンスには示されておらず, 石質岩片に富む層 (トラクション) と軽石に富む層 (浮遊) が同じ流れから分化して堆積したとは考え難い. 両者の構成物質の違いに加えて, 石質岩片に富む層は軽石に富む層よりも連続性に乏しく部分的に尖滅すること, 境界面は漸移的ではなく石質岩片に富む層が軽石に富む層を削剥している可能性があることから, 両者はそれぞれ異なるメカニズムで運搬・堆積したと解釈するのが妥当であろう.

Hiscott (1994) はトラクションカーペットが限られた条件でしか発生しないことを指摘し, 砂の浮遊・降下とパルス状に発生する高速の流れが繰り返すモデル (sweep-fallout model) を提案した. 彼はこのモデルで, 単層の厚さが数 cm ~ 10 cm 程度で全体として上方へ単層の厚さと粒径が減少する平行層理砂岩層の形成を説明した. ちなみに, Hiscott (1994) はこのモデルを“降雪中における強風の断続的な発生”と比喩的に表現している. このモデルを参考にすると, 岩相 B の形成は次のように解釈できる. 岩相 B の堆積場は, 常に多量の軽石が降下している環境にあった. 石質岩片に富む流れが流下する時は, 軽石に富む層の上面を浅く削剥しながら比較的速い流れで石質岩片が薄く堆積した. その流れが一旦衰える間は, 降下する軽石が無秩序に積み重なり合って軽石に富む層が堆積した. 部分的な逆級化やインブリケーションの発達は, 削剥された軽石や降下する軽石が流れに取り込まれてトラクションの影響を受けながら再堆積したものと推察される. 前述のように岩相 B の堆積は浮遊 (S3) とトラクション (S1) との繰り返しによるものと思われるが, 軽石が多量に降下するという環境は希釈・減衰過程にある混濁流の運搬・堆積様式では説明し難い. 層厚 20 ~ 30 m もしくはそれ以上に達する岩相 B を形成させるにはある程度の時間継続して多量の軽石を発生・降下させる環境が必要であり, 一つの可能性としては火砕噴火による噴煙柱からの軽石の降下が考えられる.

ところで, 岩相 B は Yamada (1973) の平行ラミナ軽石凝灰岩部の堆積相に類似するが, Yamada (1984) はその堆積相をトラクションカーペットの連続的な堆積によるものと解釈した. 前述のようにトラクションカーペットの発生にはその上位に高濃度の浮流荷重が必要となるが, Yamada (1973) のシーケンスには S3 に相当する堆積相が欠如して

いることから、平行ラミナ軽石凝灰岩部の形成をトラクションカーペット (S1) の連続的な発生・堆積で説明するのは困難のように思える。

次に、(2) について検討する。岩相 E で観察される皿状構造については、Lowe (1982) のシーケンスのなかでは浮遊作用の高密度状態で堆積した砂層 (S3) から記載されているに過ぎず、従来報告されている混濁流堆積物のうちシーケンス最上部を占めるいわゆるタービダイト泥岩からは皿状構造の報告例はない。液状化もしくは流動化の痕跡である皿状構造の存在は、PT-1 および PT-2 の末期の堆積過程であるにも関わらず、細粒火山灰の粒子間には多量の間隙水が保持されていたことを物語る。一般的に火山碎屑性混濁流堆積物の最上部は、アッシュクラウド状の懸濁性火山灰が十分な時間をかけて沈降・堆積して形成されるものと考えられている (Stix, 1991) が、岩相 E の皿状構造は、水中を浮遊していた細粒火山灰が比較的急速に降下することによって、多量の間隙水を含んだ状態で堆積したことを示唆する。

では、何故 PT-1 および PT-2 では、末期の堆積過程においても多量の間隙水を含むような急速な堆積が生じたのであろうか？ 重力流堆積物のうち非火山性の高密度混濁流堆積物は、地質時代の浅海～深海堆積層から数多く報告されているが、その層厚は数 10 cm ～数 m で、厚いものでもせいぜい 10 数 m 程度である (例えば、Walker, 1992)。一方、多量の軽石を含む火山碎屑物からなる混濁流堆積物の層厚は、数 10 m から 100 m 前後にも達する (Cas and Wright, 1987; Stix, 1991)。それらのシーケンスには、岩相 A から岩相 D に相当する上方細粒化が認められるものもあるが、岩相 E のような最上部を占める火山灰層はシーケンス全体の規模からするとその層厚が薄い、もしくはほとんど堆積していないことが多い (Fiske and Matsuda, 1964; Bond, 1973; Wright and Mutti, 1981; Kano, 1996)。供給源からの距離による堆積相の違いもあり得るが、従来報告されている火山性堆積物重力流の多くは外洋で堆積したものであり、細粒の碎屑物は水中を懸濁している間もしくは堆積後に波や潮流の影響によって沖合へ運び去られた可能性が考えられる (例えば、Fiske et al., 2001)。実際、1952～1953 年明神礁の海底噴火では、火山灰や軽石が 10 × 30 km 以上の範囲にわたって漂流したことが報告されており (Morimoto and Osaka, 1955)、外洋では比重の小さい碎屑物は容易に拡散することがうかがえる。

これに対し、前述したように PT-1 および PT-2 が堆積したのはカルデラ湖であり、急崖に囲まれた“閉塞された湖”であったと判断される。火山性もしくは非火山性の違いに関わらず一般的にこのような湖では、波のエネルギーは外洋と比べて著しく低く潮汐現象もほとんど無視できることから、湖水中の懸濁性碎屑物は外洋よりも拡散し難く、堆積速度は速いとされる (Sly, 1978)。したがって、火山碎屑物からなる堆積物重力流はその希釈・減衰過程においても、細粒分はさほど拡散することなく比較的高密度の流れを維持することができたと考えられる。岩相 E のようにアッシュクラウドとして懸濁した細粒火山灰は、比較的濃度の高い状態で短時間

Fig.8. Schematic model illustrating possible origin and formation of volcanoclastic sediment gravity flow deposits (PT-1 and PT-2).

(1) A large eruption column emerges from an underwater vent by subaqueous explosion of felsic magma during post-caldera stage. The eruption column disintegrates by mixing with the ambient water and a high-density turbidity current carrying dense pumice and lithic clasts occurs and flows downslope (A). The resulting deposit consists of a non-stratified, poorly-sorted Facies A. Facies B is interpreted as alternating deposition by vertical settling of falling pumice from eruption column (B1) and lateral movement, probably pulsating currents carrying lithic clasts (B2). Ash and large pumice block ascend buoyantly below lake surface.

(2) Subsequent disintegrate of the eruption column form high- to low-density turbidity currents (C) followed by successive dilute low-density turbidity currents (D). This process occurs repeatedly during waning stage of the eruption and form Facies C and overlying Facies D where the beds become thinner upward. Most ash and pumice block remains in suspension to form ash cloud like an umbrella.

(3) Ash and large pumice block spreads laterally, however, steepened caldera wall inhibits the dispersion of the ash, not like an open ocean in which ash would be carried away freely by ocean current and wind. Therefore, concentration of the ash cloud becomes higher and fine ash fallout rapidly (E) so that the resulting deposit of Facies E contains water escape structure. Water-logged pumice block begin to sink and settle within ash deposits.

のうちに降下・堆積したのであろう。事実、カルデラ南縁部では、軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物がカルデラ壁にアバットする産状が観察されるが、これは急峻なカルデラ壁が火山碎屑物の拡散を抑制する障壁としての役割を担っていたことを意味する。このような碎屑物の拡散を抑制するカルデラ湖という閉塞された堆積環境が、末期の堆積作用においても多量の間隙水を含むような急速な堆積を維持させた要因であったと考えられる。

4. 火山碎屑物の供給源と供給メカニズム

火山碎屑物が堆積物重力流として運搬・堆積した場合、その環境（水中もしくは陸上）に関わらず、給源から離れるにしたがって構成物質（石質岩片・軽石・結晶粒）の細粒化および岩相が側方へ変化することは一般的に知られている (Sparks, 1976; Walker and Wilson, 1983). これは、流れの分化および構成粒子の密度差による選別・淘汰作用に起因しており、供給源に近いほど十分な淘汰を受けずに乱雑な塊状構造が卓越する（例えば、Yamada, 1984）。PT-1 および PT-2 は Fig.4 に示したように、カルデラ南東部から西方への岩相 A の薄層化と構成物質（石質岩片・軽石）の細粒化、および岩相 E の厚層化が認められる。この側方への岩相変化から判断すると、PT-1 と PT-2 の供給源はカルデラ南東部に推定される。なかでも、後カルデラ期に活動したみみずく山デイサイトの分布域が一つの可能性として考えられる。石質岩片として基盤岩由来の礫をほとんど含まず、多くがみみずく山デイサイトに類似する礫で占められることはこの可能性を支持する。さらに、みみずく山南西部で求められる古流向はおおむね東→東北東→西→西南西であり、みみずく山デイサイトを給源とする推定を裏付ける。また、これらの古流向と調和する西傾斜の古斜面は、測定地点より東方のカルデラ南東部に高まりを持った火山体斜面を反映していると見なせる。

水底に堆積した火山碎屑物を供給した火山活動の環境（水中または陸上）や、初生的か二次堆積かを判断するのは、堆積物の観察のみのアプローチからでは困難とされている (Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987; Stix, 1991). とは言え、PT-1 および PT-2 の火山碎屑物の起源を推定すると、水冷破碎を被った特徴をもつ軽石の存在により、これら火山碎屑物は水中火山活動によって供給された可能性が指摘される。みみずく山デイサイトは後カルデラ期の水底火山体である (大竹, 2000) が、その火山活動が多量の火山碎屑物を生成させたと考えると、みみずく山デイサイトを供給源とする前述の推定と符合する。

みみずく山デイサイトを供給源と仮定した場合、PT-1 と PT-2 の形成メカニズムとしては、Fiske and Matsuda (1964) が提唱したような噴煙柱を発生させる大規模水底火砕噴火を想定するのが最も考えやすい (Fig.8)。なぜなら、水中での噴煙柱は乱流状態で周囲の水を取り込むことで急激に崩壊し、火山碎屑物からなる高密度の重力流が発生するからである (Kano et al., 1996)。この場合、噴煙柱の初期の崩壊に由来する高密度混濁流の堆積物が、逆一正級化を示す岩相 A に対応するであろう。その後、噴煙柱から碎屑物質が沈降速度に応じて降下し、高密度の混濁流から徐々に低密度の混濁流が発生して、全体として多数の単層の積み重なりからなる岩相 B・C・D が形成されるであろう。岩相 B は、側方へ広がった噴煙柱から軽石が常に降下・堆積する場において、石質岩片からなる薄い流れが漸続的に水底を流下・堆積したものと見なすことができよう。最後に、噴煙柱から分離・懸濁していた細粒火山灰（アッシュクラウド）が降下して、岩相 E が形成されたと考えられる。

以上のように、PT-1 と PT-2 が水底火砕噴火に直接由来する堆積物であるとする、カルデラ湖という閉塞された環境での噴煙柱の崩壊による火山碎屑物の淘汰と堆積物重力流の発生・堆積が、PT-1 と PT-2 の上方細粒化シーケンスをもたらしたと考えられる。

ま と め

1. 古赤倉カルデラ湖を埋積した管ノ平層には、軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物 (PT-1 および PT-2) が挟在する。両シーケンスは、下位より岩相 A (火山礫～火山岩塊サイズの軽石と石質岩片からなる無層理淘汰不良部)、岩相 B (火山礫～火山岩塊サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層)、岩相 C (火山礫サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層)、岩相 D (成層した粗粒火山灰)、岩相 E (塊状細粒火山灰) に区分される上方細粒化シーケンスを示す。
2. Lowe (1982) の堆積様式とユニット区分を用いると、岩相 A はトラクションカーペット (R2) と浮遊 (R3)、岩相 B はトラクション (S1) と浮遊 (S3)、岩相 C はトラクション (Tt)、岩相 D はトラクション・浮遊 (Td)、岩相 E は浮遊・降下 (Te) に対応する。
3. PT-1 および PT-2 は高密度混濁流堆積物 (Lowe, 1982) の堆積相に類似するが、(1) 岩相 B ではトラクションカーペットの堆積作用は認められず、トラクションと浮遊による堆積様式が繰り返すこと、(2) シーケンスの最上部である岩相 E に皿状構造が存在すること、が相違点として挙げられる。火山碎屑物が水底火砕噴火で生じた噴煙柱から供給され、碎屑物の拡散を抑制する環境 (閉塞したカルデラ湖) に堆積したことがこれらの相違点を生じる要因になったと考えられる。すなわち、カルデラ湖という閉塞された環境での噴煙柱の崩壊による火山碎屑物の淘汰と堆積物重力流の発生・堆積が、PT-1 と PT-2 の上方細粒化シーケンスをもたらしたと見なせる。
4. PT-1 および PT-2 を構成する火山碎屑物は、側方への岩相変化や古流向などから判断すると、カルデラ南東部の後カルデラ期水底火山体 (みみずく山デイサイト) から供給された可能性がある。

謝 辞

岩手大学教育学部の八木下晃司教授には、本論をまとめるにあたり多くの有益なご指摘・ご助言と激励をいただいた。東京大学地震研究所の佐藤比呂志助教授には、赤倉カルデラに関わる研究を進めるにあたって終始御指導をいただいた。茨城大学理学部地球科学教室 (現在: 地球生命環境科学科) の斉藤登志雄元教授、天野一男教授、田切美智雄教授からは、筆者が同大学院理学研究科在籍中にご指導をいただいた。編集担当幹事である石油資源開発株式会社の辻 隆司博士、査読者である山口大学の宮田雄一郎助教授、石油資源開発株式会社の高畑伸一博士からの細部にわたる貴重なご指摘・コメントにより、本論の内容を大きく改善させることができた。以上の方々に厚く感謝申し上げます。

文 献

- Allen, J. R. L., 1984, *Sedimentary structures, their character and physical basis, Vol.II. Developments in Sedimentology 30*, Elsevier, Amsterdam, 663p.
- Allen, S. R. and McPhie, J., 2000, Water-settling and resedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece. *Jour. Volcanol. Geothermal. Res.*, **95**, 285-307.
- Bagnold, R. A., 1956, The flow of cohesionless grains in fluid. *Phil. Trans. Royal. Soc. London*, **A242**, 235-297.
- Bond, G. C., 1973, A late Paleozoic volcanic arc in the eastern Alaska Range, Alaska. *Jour. Geol.*, **81**, 557-575.
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits ; A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1987, *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin, 528p.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1991, Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bull. Volcanol.*, **53**, 357-380.
- Cashman, K. V. and Fiske, R. S., 1991, Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. *Science*, **253**, 275-280.
- Chun, S. S. and Chough, S. K., 1992, Depositional sequences from high-concentration turbidity currents, Cretaceous Uhangri Formation (SW Korea). *Sediment. Geol.*, **77**, 225-233.
- Clough, B. J., Wright, J. V. and Walker, G. P. L., 1981, An unusual bed of giant pumice in Mexico. *Nature*, **289**, 49-50.
- Cole, R. B. and Stanley, R. G., 1994, Sedimentology of subaqueous volcanoclastic sediment gravity flows in the Neogene Santa Maria Basin. *Sedimentology*, **41**, 37-54.
- Dzulynski, S. and Walton, E. K., 1965, *Sedimentary features of flysch and greywackes. Developments in Sedimentology 7*, Elsevier, Amsterdam, 274p.
- Fisher, R. V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1409-1414.
- Fisher, R. V., 1966, Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sci. Rev.*, **1**, 287-298.
- Fisher, R. V., 1983, Flow transformation in sediment gravity flows. *Geology*, **11**, 273-274.
- Fisher, R. V. and Schminke, H. -U., 1984, *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 472p.
- Fiske, R. S., 1963, Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecoh Formation, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**, 391-406.
- Fiske, R. S. and Matsuda, T., 1964, Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. Jour. Sci.*, **262**, 76-106.
- Fiske, R. S., Naka, J., Iizasa, K., Yuasa, M. and Klaus, A., 2001, Submarine silicic caldera at the front of the Izu-Bonin arc, Japan: Voluminous seafloor eruptions of rhyolite pumice. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **113**, 813-824.
- Fritz, W. J. and Moore, J. N., 1988, *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*, John Wiley & Sons, 371p.
- Hiscott, R. N., 1994, Traction-carpet stratification in turbidites - fact or fiction? *Jour. Sediment. Res.*, **A64**, 204-208.
- Hiscott, R. N. and Middleton, G. V., 1979, Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. In Doyle, L. J. and Pilkey, O. H. Jr. eds., *Geology of Continental Slopes*. SEPM Spec. Publ., no.27, 307-326.
- Hiscott, R. N. and Middleton, G. V., 1980, Fabric of coarse deep-water sandstones Tourelle Formation, Quebec, Canada. *Jour. Sediment. Petrol.*, **50**, 703-722.
- Kano, K., 1996, A Miocene coarse volcanoclastic mass-flow deposit in the Shimane Peninsula, SW Japan: product of a deep submarine eruption? *Bull. Volcanol.*, **58**, 131-143.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K., 1996, Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geothermal. Res.*, **71**, 187-206.
- Kato, Y., 1987, Woody pumice generated with submarine eruption. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 11-20.
- Kuenen, Ph. H., 1958, Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, **23**, 1-28.
- Lowe, D. R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- Lowe, D. R., 1976, Grain flow and grain flow deposits. *Jour. Sediment. Petrol.*, **46**, 188-199.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: I. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 279-297.
- Lowe, D. R., 1988, Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35**, 765-776.
- Lowe, D. R. and LoPiccolo, R. D., 1974, The characteristics and origin of dish and pillar structures. *Jour. Sediment. Petrol.*, **44**, 484-501.
- Mandeville, C. W., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1996, Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol*, **57**, 512-529.
- Manville, V., 2001, Sedimentology and history of Lake Reporoa: an ephemeral supra-ignimbrite lake, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. In White, J. D. L. and Riggs, N. R. eds., *Volcanoclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., no.30, 109-140.
- Manville, V., White, J. D. L., Houghton, B. F. and Wilson, C. J. N., 1998, The saturation behaviour of pumice and some sedimentological implications. *Sediment. Geol.*, **119**, 5-16.
- Martin, U. and White, D. L., 2001, Depositional and eruptive mechanisms of density current deposits from a submarine vent at the Otago Peninsula, New Zealand. In McCaffrey, W. D., Kneller, B. C. and Peakall, J. J. eds., *Particulate Gravity Currents*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., no.31, 245-259.
- Miall, A. D., 1977, A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1-62.
- Miall, A. D., 1996, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 582p.
- Middleton, G. V., 1970, Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In Lajoie, J. ed., *Flysch sedimentology in North America*. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, no.7, 253-272.
- Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Stanley, D. J. and Swift, D. J. P. eds., *Marine sediment transport and environmental management*. John Wiley, New York, 197-218.
- 森本良平, 1942, 中山平・向町間の第三紀層. 石枝誌, **10**, 260-271.
- Morimoto, R. and Osaka, J., 1955, The 1952 ~ 1953 submarine eruption of the Myojin reef near the Bayonnaise rocks, Japan (). *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **33**, 221-250.
- 中村光一・阪口圭一・長井俊夫, 1986, 鬼界カルデラの海底地質調査—特に giant pumice の産状, 微地形の検討, 水温の測定について—海洋科学技術センター試験研究報告特集号, 第2回「しんかい2000」研究シンポジウム, 137-155.
- Naylor, M. A., 1980, The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits- a review. *Jour. Sediment. Petrol.*, **50**, 1111-1116.
- Nelson, C. H., 1967, Sediments of Crater Lake, Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**, 833-848.
- Nelson, C. H., Bacon, C. R., Robinson, S. W., Adam, D. P., Bradbury, J. P., Barber, J. H., Jr., Schwartz, D. and Vagenas, G., 1994, The volcanic, sedimentologic, and paleolimnologic history of the Crater Lake caldera floor, Oregon: Evidence for small caldera evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **106**, 684-704.
- Niem, A. R., 1977, Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 49-61.
- 大竹正巳, 2000, 栗駒南部地熱地域, 赤倉カルデラの層序と火砕流噴出・陥没様式. 地質雑, **106**, 205-222.
- Pedersen, G. K. and Surlyk, F., 1977, Dish structures in Eocene volcanic ash layers, Denmark. *Sedimentology*, **24**, 581-590.
- Postma, G., Nemec, W. and Kleinspehn, K. L., 1988, Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sediment. Geol.*, **58**, 47-61.
- Potter, P. E. and Pettijohn, F. J., 1977, *Paleocurrents and basin analysis*.

- sis, Second, corrected and updated edition. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 425p.
- Reineck, H. -E. and Singh, I. B., 1980, *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 551p.
- Ricci-Lucchi, F., 1995, *Sedimentographica: photographic atlas of sedimentary structures*. Columbia Univ. Press, New York, 255p.
- Riggs, N. R., Ort, M. H., White, J. D. L., Wilson, C. J. N., Houghton, B. F. and Clarkson, R., 2001, Post-1.8-ka marginal sedimentation in Lake Taupo, New Zealand: effects of wave energy and sediment supply in a rapidly rising lake. In White, J. D. L. and Riggs, N. R. eds., *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., no. 30, 151-177.
- 碎屑性堆積物研究会, 1983, 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—. 地学団体研究会, 377p.
- 佐藤比呂志, 1986, 東北地方中部地域 (酒田—古川間) の新生代地質構造発達史 (第部・第「部」). 東北大学地質古生物研報, **88**, 32p., **89**, 45p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990, 地熱開発促進調査報告書 No.23 「最上赤倉地域」. 808p.
- Sly, P. G., 1978, Sedimentary processes in lakes. In Lerman, A. ed., *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer-Verlag, New York, 65-89.
- Smith, G. A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1-10.
- Smith, G. A., 1987, The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Jour. Sediment. Petrol.*, **57**, 613-629.
- Smith, G. A. and Lowe, D. R., 1991, Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In Fisher, R. V. and Smith, G. A. eds., *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Spec. Publ., no. 45, 59-70.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **116**, 613-662.
- Sohn, Y. K., 1997, On traction-carpet sedimentation. *Jour. Sediment. Res.*, **67**, 502-509.
- Sparks, R. S. J., 1976, Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, **23**, 147-188.
- Stix, J., 1991, Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. *Earth-Sci. Rev.*, **31**, 21-53.
- 田口一雄, 1961, 山形県最上郡小国川南方山地の新第三系. 地質雑, **67**, 157-170.
- 田口一雄, 1975, 5 万分の 1 地質図「鳴子」および同説明書. 山形県, 14p.
- Tasse, N., Lajoie, J. and Dimroth, E., 1978, The anatomy and interpretation of an Archean volcaniclastic sequence, Noranda region, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, **15**, 874-888.
- 辻 隆司・宮田雄一郎, 1987, 砂岩層中に見られる流動化・液状化による変形構造—宮崎県日南層群の例と実験的研究—. 地質雑, **93**, 791-808.
- 植村和彦, 1977, 東北地方日本海側の中新世後期植物群. 藤岡一男教授退官記念論文集, 333-343.
- Walker, G. P. L. and Wilson, C. J. N., 1983, Lateral variations in the Taupo ignimbrite. *Jour. Volcanol. Geothermal. Res.*, **18**, 117-133.
- Walker, R. G., 1992, Turbidites and submarine fan. In Walker, R. G. and James, N. P. eds., *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Geotext 1, 239-263.
- White, J. D. L., Manville, V., Wilson, C. J. N., Houghton, B. F., Riggs, N. R. and Ort, M., 2001, Setting and depositional of AD 181 Taupo pumice in lacustrine and associated environments. In White, J. D. L. and Riggs, N. R. eds., *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., no. 30, 141-150.
- Whitham, A. G. and Sparks, R. S. J., 1986, Pumice. *Bull. Volcanol.*, **48**, 209-223.
- Wright, J. V. and Mutti, E., 1981, The Dali Ash, Island of Rhodes, Greece: a problem in interpreting submarine volcanogenic sediments. *Bull. Volcanol.*, **44**, 153-167.
- Yagishita, K., 1994, Antidunes and traction-carpet deposits in deep-water channel sandstone, Cretaceous, British Columbia, Canada. *Jour. Sediment. Res.*, **A64**, 34-41.
- 八木下晃司, 2001, 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 222p.
- Yamada, E., 1973, Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **79**, 585-597.
- Yamada, E., 1984, Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. In Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. eds., *Marginal basin geology*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., no. 16, 29-35.

(要 旨)

大竹正巳, 2004, カルデラ湖における火山碎屑性重力流堆積物の堆積相と堆積様式—栗駒南部地熱地域, 更新統管ノ平層の例—. 地質雑, **110**, 331-347. (Otake, M., 2004, Lithofacies and sedimentary processes of volcaniclastic sediment gravity flow deposits emplaced in a caldera lake, the Pleistocene Kan-nodai Formation in the South Kurikoma geothermal area, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, 331-347)

赤倉カルデラの陥没盆地 (古赤倉カルデラ湖) を埋積した更新統管ノ平層には, 軽石に富む火山碎屑性重力流堆積物 (PT-1, PT-2) が挟在する. PT-1 と PT-2 は, 下位より岩相 A (火山礫～火山岩塊サイズの軽石と石質岩片からなる無層理淘汰不良部), 岩相 B (火山礫～火山岩塊サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層), 岩相 C (火山礫サイズの軽石に富む層と石質岩片に富む層の互層), 岩相 D (成層した粗粒火山灰), 岩相 E (塊状細粒火山灰) に区分される上方細粒化シーケンスを示す. このシーケンスは, 流れが分化を繰り返すことによる希釈・減衰過程で形成される高密度混濁流堆積物の堆積相 (Lowe, 1982) に類似するが, トラクションカーペットが欠如することと最上部で皿状構造が発達するという相違点が挙げられる. これは, 火山碎屑物が水底火砕噴火で生じた噴煙柱から供給され, 碎屑物の拡散を抑制する閉塞したカルデラ湖に堆積したことに起因すると考えられる.