巡検案内書

石炭–ペルム系秋吉石灰岩の堆積作用とカルスト化作用*

Sedimentation and karstification of the Carboniferous–Permian Akiyoshi Limestone in the Akiyoshi accretionary complex, southwest Japan

藤川将之¹ 中澤 努² 上野勝美³

概要

Masayuki Fujikawa¹,
Tutomu Nakazawa² and Katsumi Ueno³

2019年3月22日受付

2019年7月1日受理

* 日本地質学会第126年学術大会(2019年・山口)
巡検(Hコース)案内書

¹ 秋吉台科学博物館
Akiyoshi-dai Museum of Natural History,
Akiyoshi, Mine 754-0511, Japan

² 産業総合研究所地質調査総合センター
Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba
305-8567, Japan

³ 福岡大学理学部地球圏科学科
Department of Earth System Science, Faculty
of Science, Fukuoka University, Fukuoka
814-0180, Japan

Corresponding author: M. Fujikawa,
mafujikw@c-able.ne.jp

山口県中西部に位置する美祢市には、日本最大級のカルスト台地として知られる秋吉台が分布する。秋吉台は前期石炭紀～中期ペルム紀にパンサラッサ海大洋域の海洋島頂部で形成された生物礁起源の秋吉石灰岩からなり、そこには約8000万年間の気候・海水準変動が記録されている。本巡検では、海洋島の基盤となった玄武岩、後期石炭紀の現地性礁石灰岩、前–中期ペルム紀のフズリナ化石層序に基づく地層の逆転構造、前期ペルム紀オンコイド石灰岩、前期ペルム紀干潟相堆積物を観察し、現地討論を行う。また、秋吉石灰岩の代表的な堆積相を理解するため、秋吉台科学博物館所蔵の大型研磨石板標本の観察を行う。あわせて秋吉台上および秋芳洞を自然地理学的な視点から観察し、カルスト化作用とその特徴について理解する。

Keywords

秋吉石灰岩, カルスト化作用, 地下水系, 帰り水ドリーネ, 洞窟, フズリナ生層序, 礁堆積物, 微生物岩, 海水準変動, 海山型石灰岩, 秋吉台科学博物館

Akiyoshi Limestone, karstification, groundwater system, Kaerimizu doline, cave system, fusuline biostratigraphy, reef deposit, microbialite, sea-level change, seamount-type carbonate, Akiyoshi-dai Museum of Natural History

地形図

1:25,000 「秋吉台北部」, 「秋吉台」

見学コース

8:00 山口大学出発→宮の馬場→帰り水→長者ヶ森→秋吉台科学博物館→秋芳洞→JR 新山口駅 17:15

見学地点

Stop 1 (34°16'44"N, 131°20'31"E) 宮の馬場に観察される玄武岩

Stop 2 (Stop 2A: 34°16'00"N, 131°19'06"E) 帰り水地域のペルム系フズリナ生層序と秋吉石灰岩の逆転構造
(Stop 2B: 34°16'00"N, 131°19'02"E)
(Stop 2C: 34°15'57"N, 131°18'56"E)
(Stop 2D: 34°16'00"N, 131°18'53"E)
(Stop 2E: 34°16'07"N, 131°18'50"E)

Stop 3 (34°16'00"N, 131°19'02"E) 帰り水地域に観察される下部ペルム系ラグーン相の巨大オンコイド石灰岩

Stop 4 (34°16'04"N, 131°18'51"E) 帰り水ドリーネの湧水と秋吉台の地下水系

Stop 5 (34°16'11"N, 131°18'45"E) 帰り水ドリーネ北側の下部ペルム系最上部に観察される干潟堆積物および離水相

Stop 6 (34°15'14"N, 131°18'55"E) 長者ヶ森付近に観察される現地性礁石灰岩

Stop 7 (34°14'05"N, 131°18'27"E) 秋吉台科学博物館

Stop 8 (34°13'41"N, 131°18'13"E) 秋芳洞

はじめに

秋吉台は、山口県中西部美祢市に広がる、東西約 15 km、南北約 8 km の石灰岩台地である。厚東川により東西に二分された秋吉台は、それぞれ東台(東の台)、西台(西の台)と呼ばれており、西台では石灰石の採石などの開発が進められる一方、東台は国の特別天然記念物や国定公園、ラムサール条約登録湿地などに指定され、厳格に保護されている。秋吉台は秋吉石灰岩と呼ばれる下部石炭系～中部ペルム系の浅海成石灰岩および玄武岩質岩石で構成され、台地の周囲に分布するチャート、砂岩、泥岩などの石炭・ペルム系とともにペルム紀付加体である秋吉帯を構成する(Kanmera et al., 1990)。秋吉帯のペルム紀付加体は、パンサラッサ海大洋域に起源をもつ海山とその頂部・周囲に堆積した石炭・ペルム系海洋性岩石の付加によって形成されたと考えられている(Kanmera and Nishi, 1983; Sano and Kanmera, 1988; Kanmera et al., 1990)。

秋吉石灰岩の堆積が継続した約 8000 万年間、多様な浅海棲生物は生物礁を形成しつつ化石として石灰岩中に保存され、かつ大部分はその後の構造変形や貫入岩の接触変成による消失を免れた。そのため、秋吉石灰岩には堆積当時の組織・構造や化石が非常に良好な状態で保存されており、それらの化石を対象とした古生物学・化石層序学的研究が盛んに行われてきた。また、秋吉台の化石は分類記載・化石層序学的議論といった伝統的な古生物学研究のみならず、付加テクトニクス理論に基づいた構造層序学的研究(Kanmera and Nishi, 1983; Sano and Kanmera, 1991a, b)、石灰岩形成におけるマイクロブの寄与を明らかにした堆積学的研究(Sano and Kanmera, 1996; Igawa, 2003)、全球規模での気候や海水準変動を読み取る古環境復元の研究(狩野・吉田, 1994; Nakazawa and Ueno, 2004, 2009; Sano et al., 2004; Sano, 2006; Nakazawa et al., 2009, 2011, 2012, 2015a, b)といった分野の研究にも役立てられている。パンサラッサ海大洋域で形成された秋吉石灰岩は後期古生代の約 8000 万年間、海洋プレートおよび火山体の自然冷却による定常的沈降のみの条件下で陸源性碎屑物の混入を受けず連続的に堆積した。そのため、秋吉石灰岩には石炭・ペルム紀におけるパンサラッサ海大洋域の古環境変動情報が保存されており、この時代の環境変遷を全球的に議論する上で世界的にも非常に重要な地質媒体であるといえる。

秋吉台はまたカルスト台地としても著名である。そこでは秋吉石灰岩が主として溶食作用による侵食を受けることでカルスト化が進行し、最終的に台地上には特異な凹凸面が、台地周縁には急崖が形成されている。また台地の地下には数多くの洞窟が発達する(山口ケイピングクラブ, 2012)。秋吉台は日本国内を代表するカルスト台地として古くより自然地理学の良好な調査対象として認知され、西村(1903)による報告以降、多くの研究が行われてきた。しかしながら、その地形発達史は未解明な部分も多い。それは、カルスト地形が母岩である炭酸塩岩の溶食によって発達するため、地質学的な証拠が残りにくいことに起因する。秋吉台の地形発達史は台

Fig. 1. Locations of the Akiyoshi Limestone and other Panthalassan atoll carbonates in southwest Japan (Nakazawa et al., 2015a). Ls, Limestone.

上のみならず、洞窟形成史、周縁部の非石灰岩地域の地形や堆積物とあわせて議論することが不可欠であり、今後の基礎的な研究の進展と成果が待たれる。

本巡検では、秋吉石灰岩および玄武岩の露頭、石板試料の観察を通して、パンサラッサ海洋島頂部で形成された浅海成石灰岩の岩相および古環境復元研究の成果を紹介する。また、いわゆる秋吉造山運動(Kobayashi, 1941)が提唱される根拠となった古典的フィールドである帰り水地域において、フズリナ化石層序による地層の逆転を観察する。さらに自然地理学的な視点から地表のカルスト地形および石灰洞を観察し、カルスト化作用とその特徴を紹介し現地討論を行う。

地質概説

1. 秋吉帯

秋吉帯は、石炭・ペルム系の海山被覆型浅海成石灰岩の大型岩体で特徴づけられるペルム紀沈み込み付加体であり、浅海成石灰岩のほか玄武岩質岩、チャート、泥岩、砂岩、礫岩、酸性凝灰岩などで構成される(Kanmera et al., 1990)。このような石灰岩体は秋吉台地域を代表的分布地として、福岡県平尾台、広島県帝釈台、岡山県阿哲台・大賀台、新潟県青海地域などにも分布している(Fig. 1)。秋吉台とその周辺に分布する秋吉帯は、南東部において周防変成岩と断層で接し、西部においては上部三疊系美祢層群によって不整合で覆われる。また、北部では白亜系関門層群・阿武層群により覆われるか断層で接する。西部および南西部には上部白亜系苦鉄質深成岩類が分布し、秋吉台南東麓には同時代に貫入した珪長質火山岩類が認められる(西村, 2009; Fig. 2)。

Sano and Kanmera(1988)は、秋吉帯の石炭・ペルム系を岩相、構造層序、および年代に基づき区分し、海山頂部から大洋底にかけての海洋性岩石 4 ユニットと海溝充填堆積物としての陸源碎屑性岩石 1 ユニットが複雑な構造を形成しているとした。このうち海洋性岩石ユニットは、(1)生物

Fig. 2. Geological map of the Akiyoshi Limestone and adjacent lithologies. Simplified after Kanmera and Nishi (1983).

礁堆積物を含む浅海成石灰岩からなる海山頂部相、(2) 碎屑性石灰岩と少量の海綿骨針チャートからなる海山縁辺～斜面相、(3) 海綿骨針チャートと少量の碎屑性石灰岩からなる海山斜面～大洋盆相、(4) 含放散虫チャートからなる大洋盆底相で構成される。一方、海溝充填堆積物は泥岩および砂岩を主体とし、異地性の石灰岩塊を含む。後に Kojima et al. (2016) は、これらユニットを構造層序学的観点から、海山斜面～大洋盆相と大洋盆底相の2つの整合層ユニットとメランジユニットに大別し、このなかで Sano and Kanmera (1988) が海山頂部相および海山縁辺～斜面相とした主に石灰岩からなるユニットはメランジユニット中のブロックとして位置づけた。

このような岩石ユニットの構成は日本列島の付加体の中で一般的であるが、なかでも本巡検の見学対象である秋吉石灰岩は、その海洋性岩石ユニット中の海山頂部堆積物の典型例といえる。

2. 秋吉石灰岩

秋吉石灰岩は、パンサラッサ海のホットスポット火山活動を起源とする海洋島玄武岩の上に発達した下部石炭系～中部ペルム系の浅海成石灰岩である。本石灰岩の南および北西には砂岩および海綿骨針チャートを主体とする大田層群が、西には鱗片状泥岩で特徴づけられる常森層が分布する (Fig. 2)。西および南東では後期白亜紀の苦鉄質深成岩類が分布し、また南東にも同時代の珪長質火山岩類が貫入しスカルン鉱床が形成されている。このほか、秋吉石灰岩中には白亜紀に貫入したとみられる斜長斑岩やドレライトが認められる (佐々木ほか, 2014)。

秋吉石灰岩はその大部分が熱変成を免れており、フズリナ

Fig. 3. Stratigraphic summary of the Carboniferous-Permian Akiyoshi Limestone, showing stratigraphic levels relevant to the excursion stops. Modified after Nakazawa et al. (2015a).

をはじめ小型有孔虫、サンゴ、腕足動物、頭足類、海綿類、コノドントなど多様な浅海棲生物の化石が豊富に含まれる。これらの化石に基づいた年代層序学的研究により、秋吉石灰岩は前期石炭紀(ビゼーアン期)から中期ペルム紀(キャピタニアン期またはミディアン期)にかけて形成されたことが明らかになっている (Fig. 3)。ただし、最下部の凝灰質頁岩 (Fig. 3 の柱状図最下部の玄武岩質火山岩 / 火山碎屑岩に相当) 中に産するレンズ状石灰岩からは前期石炭紀トルネーシアン期を示すコノドントが報告されていることから (配川, 1986, 1988), 秋吉海山の歴史は石炭紀最前期まで遡ることができる。今日では常森層より産出した放散虫化石に基づき、秋吉海山の付加時期を中期ペルム紀後期～後期ペルム紀最前期とする見解が一般的である (Sano and Kanmera, 1988)。

3. 秋吉石灰岩における地質構造解釈の変遷

秋吉石灰岩は地域によって層序がほぼ完全に逆転していることが古くから知られており、その構造の解釈について多くの研究者が議論を重ねてきた (Fig. 4)。小澤 (1923) は帰り水地域および江原地域の化石層序を詳細に調査し、秋吉石

Fig. 4. Previous structural interpretations of the Akiyoshi Limestone (after Ota et al., 1973 and Sano and Kanmera, 1991b). (A) Ozawa (1923). (B) Kobayashi (1941). (C) Toriyama (1954). (D) Murata (1961). (E) Hasegawa (1958). (F) Ota et al. (1973) and Ota (1977). (G) Sano and Kanmera (1991b). Details of each interpretation are provided in the main text.

灰岩が古生代末期～中生代初期にかけての地殻変動により周辺の非石灰岩相と共に南から北へ横臥褶曲したことで逆転したと解釈した。その後、Kobayashi (1941)は秋吉石灰岩が現在の位置で堆積したものではなく、北方より移動し逆転した、とする説を述べ、併せて当時西南日本で起こった地殻変動について、小澤の功績を称え「秋吉造山運動」と命名した。Toriyama (1954)はフズリナ化石層序の再検討から、秋吉石灰岩の北半分のみが南から北方に横臥褶曲したのちに、逆転していない南半分に衝上した、とする説を唱えた。これらの逆転構造に疑義を呈したのが村田 (1961)であり、秋吉石灰岩が周囲の非石灰岩相と共に北側に傾斜した褶曲構造を作り、南側が北側に向かって衝上しているとする説を唱えた。これと同時期に、秋吉石灰岩は褶曲の繰り返しによって見かけ上の逆転を示すのであり、帰り水地域でも凹地の底を中心とした盆地状構造であるとする説が唱えられている (長谷川, 1958)。一方、太田ほか (1973)、Ota (1977)は帰り水地域におけるボーリング調査の実施とその詳細な化石層序学的研究から、地層が明らかに逆転していることを三次元的に立証した。ここでは秋吉石灰岩が北から南に向かって横臥褶曲し、北側の半分が逆転構造を示す、と述べている。以上の議論は全て、秋吉石灰岩を広い意味で現地性堆積物と捉えた上で地殻変動と地質構造を解釈している点で共通している。

秋吉石灰岩の起源と地質構造解釈において大きな転換点となったのが、Sano and Kanmera (1991b)による秋吉海山の衝突・付加テクトニクスに基づいた研究である。Sano and Kanmera (1991b)は、秋吉石灰岩では従来の横臥褶曲構造モデルで期待される石灰岩粒子の塑性変形がみられないことに注目した。一方で詳細な現地踏査および薄片の鏡下観察からは、露頭および顕微鏡下といった様々なスケールでの破壊や粉碎を受けた石灰岩 (broken limestone) が観察されることから、秋吉石灰岩の地質構造がむしろ海山の大規模崩壊モデルから予想されるものに整合的であることを示した。この解釈では、現在の秋吉石灰岩はキロメートルからミリメートルにいたるさまざまな大きさの石灰岩崩壊物のブロックが集合した地質体として表現されている (Fig. 4G)。

秋吉石灰岩の層序と年代

秋吉石灰岩では Ozawa (1925)の先駆的研究以来、有孔虫類、特にフズリナ類による生層序学的研究において非常に高精度の化石分帯が行われ、詳細な年代論が展開されている (例えば、Toriyama, 1958; 松末, 1986; 上野, 1989; Ozawa and Kobayashi, 1990; Ueno, 1991b, 1992, 1996; Watanabe, 1991; 太田, 1995; Kobayashi, 2017)。それによると、秋吉石灰岩の堆積年代は前期石炭紀ビゼーアン期から中期ペルム紀ミディアン期 (≈ キャピタニアン期) であり、さらに有孔虫を産しない基底部からは石炭紀最前期 (トルネーシアン期) のコノドントも報告されている (配川, 1988)。一方、秋吉石灰岩最上部からは後期ペルム紀ウーチャーピンジアン期に対比されたフズリナ化石帯の報告 (Sakamoto et al., 2000)があるが、そのフズリナ群集の属構成から判断すると中期ペルム紀最後期の年代である可能性

Geologic time scale			Index taxa of biozones in Akiyoshi Limestone	
				International
PERMIAN (pt)	Guadalupian	Capitanian	Midian	<i>Lepidolina multiseptata</i>
		Wordian		<i>Colania douvillei</i>
		Roadian	Murgabian	<i>Verbeekina verbeeki</i>
				<i>Neoschwagerina craticulifera</i>
				<i>Afghanella? ozawai</i>
	Cisuralian	Kurgurian	Kubergandian	<i>Parafusulina kaerimizensis</i>
				Bolorian
		Artinskian	Yakhtashian	<i>Pseudofusulina ex gr. krafftii</i>
		Sakmarian	Sakmarian	<i>Chalartoschwagerina vulgaris</i>
Asselian		Asselian	<i>Sphaeroschwagerina-Pseudoschwagerina</i>	
CARBONIFEROUS	Pennsylvanian	Gzhelian	<i>Triticites-Rauserites-Carbonoschwagerina</i>	
		Kasimovian	<i>Prottriticites-Montiparus-Quasifusulinoides</i>	
		Moscovian	<i>Beedeina akiyoshiensis</i>	
			<i>Fusulinella biconica</i>	
		Bashkirian	<i>Profusulinella beppensis</i>	
	Mississippian <td rowspan="2">Serpukhovian</td> <td><i>Pseudostaffella antiqua</i></td>	Serpukhovian	<i>Pseudostaffella antiqua</i>	
			<i>Millerella? yowarensis</i>	
		Visean	<i>Mediocris-Eostaffella</i>	
		Tournaisian	<i>Endothyra-Zaphrentoides</i>	
			<i>Gnathodus delicatus-G. semiglaber</i>	

Fig. 5. Biostratigraphy and biochronology of the Akiyoshi Limestone. Among biozone marker taxa, *Zaphrentoides* is a rugose coral, *Gnathodus delicatus* and *G. semiglaber* are conodonts, and the others are foraminifers (mainly fusulines).

が高い。これまでの有孔虫生層序の研究を総合すると、約 8000 万年間の堆積期間をもつ秋吉石灰岩中にはおよそ 50 の生層序層準(biohorizon)が認定できる。これは、生層序や年代対比の基準となる各生層序層準が平均すると 150~200 万年程度解像度をもつことを意味する。すなわち、秋吉石灰岩は単に石炭-ペルム紀の連続した層序を記録しているだけでなく、後期古生代の堆積物としては世界的にも高い年代層序分解能を有する地質体であるといえる。

秋吉石灰岩はその最下部に玄武岩溶岩、同質火山砕屑岩類、凝灰質石灰岩が見られる以外は全体が非常に純度の高い石灰岩からなり、かつ大半の層準では塊状無層理である。全層厚はおよそ 1000 m に達する (Fig. 3)。秋吉台地域は全体がカルスト台地を形成し、西台の石灰岩鉱山以外では露頭が石灰岩柱(ピナクル)にほぼ限られるため、野外調査において簡便に岩相の特徴を読み取り岩相層序を確立するのは容易でない。秋吉石灰岩に対しては、Toriyama (1954) により導入された「秋吉石灰岩層群 (Akiyoshi Limestone Group)」という岩相層序单元名が長らく多くの研究で用いられてきた。ただし、秋吉石灰岩層群には岩相層序单元の基本である累層は存在せず、主にフズリナ類による化石帯がその代わりとなる層序单元となっている。秋吉石灰岩層群という岩相層序单元名は地層命名規約の観点からは正しい用法ではないが、一方で化石帯を層序单元と見做して大規模かつ厚層の塊状石灰岩体を層序区分するこのやり方は、秋吉石灰岩のような地質体において現実的に取り得る有益な研究方法である。

太田ほか (1973, 1982) はこのような手法を用いて秋吉台

全域の「地質図」(正確には化石帯分布図)を作成した。これらの研究は秋吉石灰岩の層序や地質構造の概略を把握するうえで非常に優れたものである。一方で、秋吉石灰岩では特定の地域および層序区間を対象として非常に詳細な有孔虫(特にフズリナ)生層序が検討され、化石帯の分布が図示されているが、このような高精度化石分帯が必ずしも秋吉石灰岩の広域で適用できるわけではない。太田ほか (1973, 1982) が用いた化石帯は秋吉石灰岩の広い範囲で追跡、図示が可能で、さらに化石帯を定義づける分類群の多くは野外でも比較的容易に同定できる。その意味では、秋吉石灰岩での実用的な化石分帯であり、汎用性が高い。

今回、太田ほか (1973) および Ota (1977) が確立した、秋吉石灰岩の広域で認定が可能な化石分帯について、その後の新しい知見を取り入れ改訂したものを Fig. 5 に示す。この化石分帯は秋吉石灰岩の個々の地域で行われている生層序学的研究でのそれと比べると決して高精度ではないが、秋吉石灰岩全体の年代層序の枠組みを理解する上では有用である。なお、秋吉石灰岩を含む秋吉帯のパンサラッサ海山から産するフズリナ群集は、古生物地理学的に同時代のテチス地域にみられるものとの類縁性が高いことが知られている (例えば、Watanabe, 1991; Ueno, 1996)。そのため、本巡検案内書にある見学地点の説明では、基本的にはテチス地域で用いられているペルム紀/系の年代および年代層序区分(期、階)を使用する (Fig. 5)。

秋吉石灰岩の堆積相の多様性と礁の変遷

秋吉石灰岩では、伝統的に構築されてきた詳細なフズリナ化石層序を軸に、微岩相解析などに基づく堆積相解析を実施することで、石灰岩の堆積相の多様性と礁の変遷過程が明らかにされてきた。

1. 堆積相の多様性

礁の下地の形成は、海洋島の火山活動がおおよそ終焉に至った前期石炭紀(ミシシッピアン亜紀)前期~中期のトルネーシアン~ビゼーアン期に開始された。火山体の上に、先駆生物としてまず最初に侵入し繁栄したのはウミユリであり、その後、これにコケムシ(主に窓格目コケムシ)が加わった(衛藤, 1967; 配川, 1986)。これらの生物化石はほとんどが生物遺骸片として産出する。これらの遺骸片からなる初期の石灰岩は火山砕屑物を多分に含みながらも、上方に徐々に火山砕屑物を減じて純度の高い石灰岩へと変化していく。このようにウミユリやコケムシの遺骸片が火山体の頂部一帯を覆うことで、礁の下地が形成された(衛藤, 1967)。

その後、秋吉石灰岩は環礁の形態を呈する礁複合体として発達した(太田, 1968; Fig. 6)。礁複合体とは、堅固な礁フレームワークを含む礁相(礁中核相)を中心に、前面には崖堆積物やタービダイトからなる前礁相、背後には砂浜相やラグーン相などが配列する礁構造であり (Longman, 1981)、礁生物が形成に大きく関与した一種の堆積システムである。しかし石灰岩形成の全期間に渡って完全な礁複合体を維持していたわけではなく、この時代に特有の短周期海水準変動 (Ross and Ross, 1988) の影響などを受け、堆積相の多様性

Fig. 6. Conceptual model of the reef complex that formed the Akiyoshi Limestone (Ota, 1968). *T. m.*, *Triticites* (s.l.) *matsumotoi* Zone; *B. a.*, *Beedeina akiyoshiensis* Zone; *F. b.*, *Fusulinella biconica* Zone; *P. b.*, *Profusulinella beppensis* Zone; *M. y.*, *Millerella* sp. Zone; *N. s.*, *Nagatophyllum satoi* Zone; *Z.*, *Zaphrentoides* sp. Zone.

はサイクリックに変化していたと考えられている。たとえばラグーンは海水準上昇期～高海面期初期には明瞭であったが、高海面期後期以降は生物遺骸片などの堆積物により埋め立てられていった。背礁(back reef)域には、これにより形成されたラグーン相(主に packstone や wackestone で構成される)と砂浜相(主に grainstone で構成される)からなる堆積サイクルが観察される(Nakazawa and Ueno, 2004; Nakazawa et al., 2009)。また低海面期にはこれらの堆積物は陸上に露出し、淡水続成作用を受けた(Sano et al., 2004; Nakazawa and Ueno, 2004; Nakazawa et al., 2009)。上部石炭系最上部には、植生の発達を示唆する、黒褐色スパー方解石からなるマイクロコディウムも認められる(Machiyama, 1994; 長谷川, 1997; 佐野ほか, 2008; 配川, 2008)。海水準変動の振幅が小さい時代(ゴンドワナ氷床衰退後の前期ペルム紀後期～中期ペルム紀)には、海進期にしばしば石灰泥質の干潟環境が出現し、一部で堆積性のドロマイトも形成された(Nakazawa and Ueno, 2004; Nakazawa et al., 2009; 上野ほか, 2010)。

2. 礁の変遷

造礁生物群集が生息状態を保持した状態で保存されている石灰岩は、現地性礁石灰岩と呼ばれる。現地性礁石灰岩には当時の礁の構造がほぼそのまま記録されているため、各時代の現地性礁石灰岩を調べることで、秋吉石灰岩がどのような造礁生物群集によって形成され、またそれがどのように変遷していったかを知ることができる。特にパンサラッサ海の海洋島で形成された秋吉石灰岩は、海洋プレートおよび火山体の冷却沈降に伴い堆積期間が約 8000 万年と極めて長期におよぶため、大陸棚の石灰岩では到底検討できない長期間の礁構造の変遷を、一連の石灰岩体のなかで検討できることが大きなメリットである(Sano, 2006)。

秋吉石灰岩からの現地性礁石灰岩の報告を概観すると、秋吉生物礁の造礁生物群集の変遷には大きく 4 つのフェーズが認められる(Nakazawa et al., 2015a; Fig. 7)。各フェーズは以下のような特徴をもつ。

1) 前期石炭紀(ミシシッピアン垂紀)：樹状のコロニーをもつ四放サンゴとそれを薄く被覆するコケムシ、少量のシアノバクテリアなど被覆性微生物からなる比較的単純な構成の礁

石灰岩が知られる。コケムシや微生物は四放サンゴを厚く被覆するわけではなく、全体としてさほど堅固なフレームワークを有してはいない。秋吉生物礁の初期を代表する礁構造である。秋吉石灰岩では配川・太田(1978)の報告がある。同時期の類似の礁フレームワークは同じ秋吉帯に属する青海石灰岩からも報告がある(Nakazawa, 2001)。この時期は秋吉・青海ともにラグーン相に相当するミクライト質石灰岩のまとまった分布がみられないことから、未だ堆積相の分化がすすんでいない未成熟な礁であったと考えられている(太田, 1968; Nakazawa, 2001)。

2) 後期石炭紀(ペンシルバニアン垂紀)前期～中期：ケーテテス類に代表される海綿類や、樹状・塊状などさまざまな群体形態の四放サンゴ類、シアノバクテリアをはじめとする被覆性微生物、コケムシ、石灰藻類など、多様な生物からなる礁が形成された。特にケーテテス類は被覆性微生物のレイヤーと互層しながら層状に厚く発達することで重厚なフレームワークを形成した。秋吉石灰岩からは、太田(1968)、長井(1978)、橋本(1979)、Nagai(1985)、Sugiyama and Nagai(1994)など、多数の詳細な報告がある。同様の礁フレームワークは青海石灰岩からも知られている(Nakazawa, 2001)。

3) 後期石炭紀後期～前期ペルム紀前期：石灰藻 *Palaeoaplysina* が多産する。海綿類はみられず、四放サンゴも産出は少ない。秋吉石灰岩からはラグーン域に発達した *Palaeoaplysina* や葉状石灰藻類のマウンドが報告されているほか(Nakazawa et al., 2011)、礁中核相からも *Palaeoaplysina* 礁の報告がある(町山, 1996)。帝釈石灰岩では *Palaeoaplysina* が密に分布し、シアノバクテリアなど被覆性微生物によるレイヤーやコケムシの付着を伴う現地性礁石灰岩が報告されている(Nakazawa et al., 2011)。

4) 中期ペルム紀(グアダルピアン世)：球体を連ねた形態を呈する海綿類(スフィンクトゾア)や塊状の海綿類(イノゾア)が多くみうけられ、シアノバクテリアなど被覆性微生物のレイヤーやコケムシの被覆を伴う(Nakazawa et al., 2012, 2015a)。また後期石炭紀前期～中期に繁栄し、その後、後期石炭紀末期～前期ペルム紀にはみられなかったケーテテス類が、この時期に再び産出するようになる。

Fig. 7. Schematic diagram of the biotic succession of reef communities on the Akiyoshi atolls. Modified after Nakazawa et al. (2015a). Lst, Limestone.

全体を通してみると、秋吉生物礁の変遷はこの時期の全球的な気候変動に連動していたことが推測される。例えば2) 後期石炭紀(ペンシルバニアン亜紀)前期～中期はケーターテスなど海綿類をはじめとする秋吉生物礁で最も多様性の高い礁が形成された時期であるが、この時期は第2～第3オーダー海水準変動の海面上昇期に相当し(Ross and Ross, 1988; Nakazawa and Ueno, 2009), 堆積空間が長期的に増加する時代である。ゴンドワナ氷床が発達し始める時期ではあるものの、未だ氷床の発達に限定的であり(Isbell et al., 2012), 比較的温暖であったことが推測される。一方、3) 後期石炭紀後期～前期ペルム紀前期は、海綿類などが姿を消し、北方のボレアル区の要素とされる *Palaeoaplysina* が産出することで特徴づけられる。この時期はゴンドワナ氷床が大きく発達した時期に相当し(Isbell et al., 2012), 第四紀に似た短周期大振幅の海水準変動で特徴づけられる(Ross and Ross, 1988; Heckel, 2008) 冷涼な時代であった。また4) 中期ペルム紀(グアドルピアン世)は、ゴンドワナ氷床が衰退し温暖化した時期に相当する。この時期には石炭紀のものとは形態が異なるグループの海綿類が再び優勢になるようになり、少量ではあるがケーターテス類もみられるようになった。しかしこの海綿礁の回復は容易ではなかったことが推測される。*Palaeoaplysina* 礁から海綿礁への転換(前期ペルム紀後期)に際しては、秋吉帯石灰岩ではしばらく後生動物による礁がみられず、シアノバクテリアなどの微生物が優勢した時代が続いた(Nakazawa et al., 2015b)。この時代には巨大なオンコイド(球状ストロマトライト)も報告さ

れている。

このように秋吉生物礁は石炭-ペルム紀の全球的な気候変動・環境変動の影響を敏感に受けて、礁構造をその都度変化させていたことが理解される。特にゴンドワナ氷床最盛期の前後で造礁生物群集は大きく転換していることから、ゴンドワナ氷床の発達が低緯度域の海洋環境・礁生物にも大きな影響を与えていたことが推測される。

カルスト化作用による秋吉台の地形発達史

炭酸塩岩が分布する地域において雨水、土壌水の溶食により形成される地形をカルスト地形といい、地表面には凹凸の地形が、地下には洞窟群が発達する。カルスト化作用は、地表の排水系を一時的あるいは継続的に地下の水系へと変化させる。

秋吉台は秋吉石灰岩がカルスト化作用を受け、台地化が進行することで形成された。現在の秋吉台は海拔240 m付近に特異な凹凸面をもつ平坦部が広がり、周囲の大部分は急崖に囲まれている。その形状は北東-南西に長辺をとった平行四辺形で、面積は100 km²程度である。秋吉台の麓は海拔約80 mであるため、最高峰の龍護峰(標高425.5 m)との標高差は350 mほどに留まる。秋吉台の周囲には台上の平坦面と比して210～460 m程度高い山が連なっており、これは地質時代における石灰岩体の溶食の結果であると考えられる(小畑, 1991)。また、秋吉台上には複数の平坦面が発達しているが、これは河川営力の影響によるものと考えられている。これら各平坦面の形成年代を直接示すデータはこれま

Fig. 8. Idealized illustration of karst development on Akiyoshi Plateau. Modified after Fujii (2008).

Fig. 9. Drainage basins and dividing ranges determined using fluorescein dye tracers on Eastern Akiyoshi Plateau. Modified after Haikawa (2006).

でに発見されていない(藤井, 2005). 秋吉台の原面(高羽山面)は岡山県から広島県にかけて広がる中新世の吉備高原面と同一の地形面から発達したと推定され, それは標高約 610 m にある(藤井, 2005, 2008). これは秋吉台周辺の非石灰岩地域に連なる山の標高とも整合的である。これに基づく, 秋吉台のカルスト化は 2000 万年前以降に進行したと推定される (Fig. 8). 一方, 同様に平坦面を持つ広島県帝釈

台上流域での溶食速度 (8.4 mm/1000 年) と, 現在集水面積 14 km² を有する秋芳洞の地下水中の石灰分溶存量から台地の溶食速度を推計した結果 (56 mm/1000 年) から, 秋吉台において台地化が始まった年代として 426 万年前 (前期鮮新世) という推計がなされている (藤井, 2008). またこれにより, 溶食された石灰岩の厚さは最大で 239 m と見積もることができる (藤井, 2005, 2008). 藤井 (2005) はまた, 地

Fig. 10. Map showing the locations of excursion stops. Base maps are from 1:25,000 topographic maps “Akiyoshidaihokubu” (A) and “Akiyoshidai” (B) produced by the Geospatial Information Authority of Japan.

形面の発達には洞窟発達水準とも密接に関連すると述べ、地形面発達と洞窟形成の解明は相補的であることを示唆している。

秋吉台地域にはこれまでに 453 の石灰洞が確認されている(山口ケイピングクラブ, 2012)。小澤(1925)の予察的研究以降、秋吉台では浜田(1953)、藤井(1980)、井倉ほか(1989)など、多くの水文地質学的研究、特に地下水系に関する研究が行われてきた。配川(2006)はウラン色素をトレーサーとして使用し秋吉台に広がる地下水系の全体像を詳細に図示している(Fig. 9)。

地表面の台地化と共に、地下水系やそれに伴う洞窟もまた発達していく。炭酸塩岩を母岩とする洞窟は炭酸カルシウムに不飽和な地下水の溶食作用により形成される。岩石中の割れ目に沿って地下水が流れることにより空間が拡大し、また基準面の低下や複数の水系が合流または分岐することで複雑に入り組んだ洞窟群が発達する。秋吉台地域においては周辺域の河川の基準面の低下に伴いより高位から石灰洞が形成さ

れていった(藤井ほか, 1973; 藤井, 1980; 野島ほか, 1980)とする説が概ね支持を得ている。これらの研究では洞窟の高度分布と地表平坦面の高度分布、また堆積物や脊椎動物化石群などの情報を総合し、秋吉台の中央を流れる厚東川の下刻過程において存在したとされる河川侵食の安定期に対応した洞窟発達時期があったとした。

見学地点

本巡検での見学地点の位置を Fig. 10 に示す。また、秋吉石灰岩全体の層序の中での見学露頭の層準を Fig. 3 に示す。

Stop 1 : 宮の馬場に観察される玄武岩

[地形図] 1 : 25,000「秋吉台北部」

[位置] 34°16'44"N, 131°20'31"E

[説明] Stop 1 では秋吉石灰岩の基盤をなす玄武岩を見学する(Fig. 11)。ここで観察される玄武岩は、塊状溶岩あるいはハイアロクラスタイトからなる。秋吉地域の玄武岩は、化学組成から、ホットスポット起源の海洋島玄武岩に比較可

Fig. 11. Basaltic basement beneath the Akiyoshi Limestone at Stop 1 (Miyanobaba).

Fig. 12. Fusuline bioclastic grainstone/rudstone, generally referred to as “fusuline limestone”. This lagoonal sand-shoal sediment represents one of typical shallow-marine facies observed in the Permian of the Kaerimizu area. The sample illustrated here was collected close to Stop 2A and housed in the Akiyoshi-dai Museum of Natural History. It consists of well-abraded bioclasts (mainly fusulines and calcareous algae), which are surrounded by submarine cements.

能なアルカリ玄武岩とされる(田崎ほか, 1994; Tatsumi et al., 2000; Sano et al., 2000; Safonova et al., 2015). また, 西山(1997)は, 秋吉地域の玄武岩質溶岩 1 試料, 凝灰岩 2 試料の残留磁化から古緯度を検討し, それぞれ 1.5°N, 3.0°N, 17.4°S といずれも低緯度を示す結果を得ている.

Stop 1 では玄武岩類とその上位の層準との関係は観察できないが, 本見学地点の南西約 500 m にある露頭では, 玄武岩質火山砕屑岩(やや石灰質な火山礫凝灰岩)から漸移して上位に前期石炭紀ビゼアン期の石灰岩が累重する(上野, 1989). 秋吉生物礁形成初期の石灰岩は火山砕屑物が混入するとともに, ウミユリやコケムシの生物遺骸片を多量に含むことを特徴とする.

Stop 2: 帰り水地域のペルム系フズリナ生層序と秋吉石灰岩の逆転構造

[地形図] 1: 25,000 [秋吉台北部]

[位置] 34°16'00"N, 131°19'06"E (Stop 2A); 34°16'00"N, 131°19'02"E (Stop 2B); 34°15'57"N, 131°18'56"E (Stop 2C); 34°16'00"N, 131°18'53"E (Stop 2D); 34°16'07"N, 131°18'50"E (Stop 2E)

[説明] 秋吉台北東の帰り水地域は「帰り水ドリーネ」とよばれる播鉢状のカルスト地形を形成し, 秋吉台の中でも石灰岩柱の露出が良好な地域のひとつである. この地域の秋吉石灰岩には主に最上部石炭系から中部ペルム系のラグーン相堆積物が分布し(太田, 1968), 特に浅海砂浜相の代表的な岩相である「フズリナ石灰岩」(Fig. 12)が広く認められる. 小澤(1923)および Ozawa(1925)に始まる秋吉石灰岩研究の歴史の中で, 帰り水地域はその古典地として地質学徒の間で広く知られ, 特にフズリナ生層序とそれに基づく秋吉石灰岩の逆転構造を観察するのに最適な地域となっている. Stop 2 では, 帰り水地域におけるフズリナ生層序の基本的な枠組みを理解するため, 計 5 地点(Stop 2A~Stop 2E)でペルム紀の代表的フズリナ類が産出する露頭を見学し, その産状や生層序学的な変遷を観察する. ペルム紀のフズリナ類はシュワゲリナ科(Schwagerinidae)やネオシュワゲリナ科(Neoschwagerinidae)に属する, 殻の大きさが数 mm から 1 cm 以上になる大型の種が多く, ルーベを用いた観察により, 野外においてその特徴を比較的容易に捉えることができる. さらにここでは, フズリナ化石帯の分布をもとに, 帰り水地域における秋吉石灰岩の逆転構造についての理解を深める.

帰り水地域では前述の小澤(1923), Ozawa(1925)による先駆的な研究以来, Toriyama(1954, 1958), 太田ほか(1973), Ota(1977), Ozawa and Kobayashi(1990), Ueno(1991a, b, 1992, 1996)によりフズリナ生層序の研究が行われてきた. この中で Ueno(1991a, b, 1992, 1996)は主にそのペルム系を精査し, 帰り水地域全域でのフズリナ類の詳細な産出層準と産出地点を明らかにすることで, 年代対比に重要な 20 の生層序層準を認定した(Fig. 13). さらにこれをもとに帰り水地域においてその分布を追跡, 図示することが可能な 13 のフズリナ化石帯を設定した. これらフズリナ化石帯の分布図を Fig. 14 に, また帰り水地域での化石帯の認定およびその年代論に重要なフズリナ類の薄片写真を Fig. 15 に示す. 本巡検では, これらのフズリナ化石帯のうち *Pseudofusulina* ex gr. *krafftii* 帯, *Levenella leveni* 帯, *Misellina* (M.) *claudiae* 帯, *Parafusulina kaerimizensis* 帯, *Verbeekina verbeeki* 帯の 5 化石帯について, その代表的な露頭で観察を行う.

帰り水南東の Stop 2A は今回のフズリナ類観察地点の中では標高が最も高い位置にあり, そこには *Pseudofusulina* ex gr. *krafftii* 帯の石灰岩が広く分布している(Fig. 14). Stop 2A の石灰岩は典型的な砂浜相フズリナ石灰岩である(Fig. 12). さらにこの付近の石灰岩柱には, 一般的に塊状を呈する秋吉石灰岩としては例外的に, 層理面の発達が見られる. 帯種である *Pseudofusulina krafftii* (Fig. 15c) は大型

Fig. 13. Stratigraphic distribution of the major fusulines in the Permian succession of the Kaerimizu area (modified after Ueno, 1996). FBH, Fusuline biohorizon defined by the appearance/disappearance of particular fusuline species.

で円筒形の殻をもつシュワゲリナ科のフズリナで、テチス地域のヤクタシアン期後期からボロリアン期前期にかけの指標として知られている (Leven, 1980). このほかに Stop 2A では、短紡錘形の殻をもつ大型のシュワゲリナ科フズリナである *Chalaroschwagerina vulgaris* (Fig. 15b) も多産する。

Stop 2BはStop 3を兼ねるが、ここに分布するオンコイド石灰岩からは秋吉石灰岩の前期ペルム紀後期のフズリナ生層序、およびその後のフズリナ進化史を考える上で非常に重要な *Levenella leveni* (Fig. 15g) が産する。この種はオザワイネラ科 (Ozawainellidae) に属する、殻径が 1 mm 弱の微小なフズリナで、単純な形態をした円盤型の殻をもつ。*Levenella* 属はテチス地域におけるヤクタシアン期後期の指標であり (Ueno, 1991a ; Leven, 2009)、次のボロリアン期以降、中期ペルム紀を通じて大発展を遂げるフェルビキナ科 (Verbeekinidae) およびネオシュワゲリナ科の起源となるフズリナである (Ueno, 1991b)。

帰り水ドリーネ東側斜面を下った遊歩道沿いの Stop 2C
 では、*Misellina* (*M.*) *claudiae* 帯の石灰岩を観察する。
Misellina (*M.*) *claudiae* はフェルビキナーナ科の原始的な種
 であり、大きさが 2~3 mm 程の短楕円形の殻をもつ (Fig.
 15e)。本種は帰り水地域では当該化石帯の最下部数 m の層
 準に多産し、その密集層は帰り水を取り巻くように分布して
 いる (Fig. 14)。太田ほか (1973) でも述べられているように、
 この密集層のみられる層準は帰り水地域における最も良い鍵
 層である。本化石帯はボロリアン階上部に対比される (Ueno,
 1991b, 1996 ; Fig. 13)。

Fig. 14. Distribution of fusuline biozones in the Kaerimizu area (based on Ueno, 1991a, 1991b, 1992). Abbreviations of the fusuline biozones are provided in Fig. 13.

Fig. 15. Representative fusulines from the Permian succession of the Kaerimizu area. (a) *Chalaroschwagerina inflata*. (b) *Chalaroschwagerina vulgaris*. (c) *Pseudofusulina krafftii*. (d) *Misellina (Brevaxina) otai*. (e) *Misellina (M.) claudiae*. (f) *Misellina (Brevaxina) nipponica*. (g) *Levenella leveni*. (h) *Parafusulina kaerimizensis*. (i) *Neoschwagerina simplex*. (j) *Misellina (M.) postclaudiae*. (k) *Neoschwagerina craticulifera robusta*. (l) *Afghanella? ozawai*. (m) *Verbeekina verbeeki*. (n) *Afghanella schencki*. (o) *Neoschwagerina fusiformis*. (p) *Colania douvillei*. (a)–(h) and (j)–(o) are reproduced from Ueno (1991a, 1991b, 1992, 1996); (i) and (p) are from the Kaerimizu No. 1 Boring Core, stored in the Akiyoshi-dai Museum of Natural History. Magnification: (a)–(c), (h), (i), and (k)–(p): $\times 6.5$, (e) and (j): $\times 10$, (d) and (f): $\times 13$, (g): $\times 26$.

帰り水ドリーネの底部へと続く遊歩道をさらに北に進んだところにある Stop 2D では、*Parafusulina kaerimizensis* 帯の石灰岩を見学する。帰り水の名をその種小名にもつ本種は Ozawa (1925) により記載された由緒ある分類群であり、秋吉石灰岩を代表するフズリナといっても過言ではない。シュワゲリナ科に属するこの種は、長紡錘形ないし亜円筒形の大型の殻が特徴的である (Fig. 15h)。Stop 2D では、ちょうど長粒米をひと回り大きくしたような殻をもつ *Parafusulina kaerimizensis* が密集して産する、典型的な浅海砂浜相フズリナ石灰岩が観察できる。本化石帯はムルガビアン階下部に対比される (Ueno, 1996; Fig. 13)。なお、*P. kaerimizensis* の密集する砂浜相石灰岩は、本巡検の Stop 5 においても観察することができる。

帰り水下部の Stop 2E は今回見学するフズリナ見学地点では地形的に最も低い位置にある (Fig. 14)。ここは *Verbeekina verbeeki* 帯の分布域にあたり、帯種である *Verbeekina verbeeki* (Fig. 15m) が、やや泥質な堆積物中に多産する。本種はフェルビキーナ科の代表的なフズリナで、最大径が 1 cm に達する球形の殻をもつことが特徴である。秋

吉石灰岩ではベルム系の最も上位の層序区間から産出が知られている (Fig. 13)。*Verbeekina verbeeki* 帯はムルガビアン階最上部に対比できる (Ueno, 1996; Fig. 13)。

前述のように、帰り水地域は小澤 (1923) が秋吉石灰岩の逆転構造を発見した古典的な研究地域である (Fig. 4A)。その後、帰り水地域における秋吉石灰岩の逆転は一般的には広く受け入れられてきたが、一方で長谷川 (1958)、村田 (1961) による逆転構造を否定する見解も示された (Fig. 4D, E)。これを受け、秋吉台科学博物館では帰り水北側において 2 本の学術ボーリング (帰り水ボーリング第 1 号、同第 2 号) を掘削し、地下構造の検討を行った (太田ほか, 1973)。第 1 号ボーリングでは地表より深度 162 m までのコアにおいて、帰り水の地表調査で確認されたものと同じ、年代的に完全に逆転したフズリナ化石帯が得られている。この研究により、帰り水地域での秋吉石灰岩の逆転が確かめられた。

Fig. 14 に示すように、帰り水地域のフズリナ化石帯は帰り水を中心におおむね同心円状に分布し、帰り水ドリーネ斜面の標高の高い側 (分布としては帰り水を中心により外側) ほど、より古い時代の化石帯が順序良く分布する。Stop 2A

Fig. 16. Oncoidal limestone at Stop 3. (a) Large oncoids on an outcrop surface. (b) Scanned image of a slab sample of large oncoidal limestone. (c) Thin-section photomicrograph of oncoidal limestone. (d) Cyanobacterial filaments (*Girvanella*) observed in the cortex of oncoid. The specimens shown in (b)–(d) are stored in the Akiyoshi-dai Museum of Natural History.

や、次の Stop 5 で認められる石灰岩の層理面の姿勢、および帰り水ドリネの地形をもとに考えると、本地域の秋吉石灰岩は完全に逆転し、帰り水を中心に盾を伏せたような地質構造をなすことが推定される。ただし、現在考えられている秋吉石灰岩(秋吉海山)の形成、付加、定置の過程から判断すると(Sano and Kanmera, 1988 ; Sano and Kanmera, 1991b), この逆転構造は小澤(1923)が提案したような横臥褶曲の下翼に相当するものではない。地質構造が非常に複雑で石灰岩体のブロック化がより激しい西台と比べ、帰り水地域を含む東台は初生的な地層の状態が比較的良く残され、そのため化石帯の連続性も一般に良い。帰り水およびその周辺地域では秋吉石灰岩は数百 m ～数 km の規模のブロックを形成し、そのブロックが全体として逆転した構造をもつものと考えられる (Fig. 4G)。

Stop 3 : 帰り水地域に観察される下部ペルム系ラグーン相の巨大オンコイド石灰岩

[地形図] 1 : 25,000「秋吉台北部」

[位置] 34°16'00"N, 131°19'02"E

[説明] オンコイドとは、主に浅海成石灰岩に見られる大型の被覆粒子の一種であり、その多くは被殻(cortex)の形成にシアノバクテリアなどの微生物群集が関与している。ただし、広義のオンコイドには紅藻類や被覆性有孔虫など、骨格をつくる生物が形成した骨格性オンコイドも知られている。大きさは 2 mm 以上であり、一般的には数 mm ～1 cm 程度のもが多い。オンコイドは中心に化石や石灰岩片からなる核をもち、そのまわりに順次被殻が付け加わることで成長する。被殻は薄く明瞭な場合から、不明瞭なものまでさまざ

である。形状はほぼ球形に近いものが多いが、核が大型で不定形な場合にはつくられるオンコイドもそれに合わせて不規則な形になる。

下部ペルム系では世界各地でオンコイド、特にシアノバクテリアがつくるタイプの球状ストロマトライト(porostromate oncoid あるいは cyanoid)の産出が顕著であるが(Forke, 1995 ; Shi and Chen, 2006 ; Gaetani et al., 2009), その多くは大きさが径 1 cm 程度の「標準的な」サイズのオンコイドである。秋吉石灰岩下部ペルム系上部(上部ヤクタシアン階 ～ 最上部アルティンスキアン階)から産するオンコイドは、他地域で知られている同時代のオンコイドと比べサイズが格段に大きいことが特徴である。また、このオンコイド堆積物はオンコイド以外の部分でも石灰岩形成への微生物の関与が高い(Nakazawa et al., 2015b)。Stop 3 では、この特異なオンコイド層準を観察する。

ここで見られるオンコイドは径が 2 cm から 5 cm 程のもが多いが(Fig. 16a, b), 中には 10 cm を超える巨大なものも認められる。オンコイドは密集した産状を示し、フズリナ、サンゴ、巻貝、二枚貝[特に、巨大な殻をつくることで知られるアラトコンカ科(Alatoconchidae)二枚貝類]などの比較的大型の骨格粒子を核にもつものが多い。大型で不規則な形のオンコイドでは被殻が不規則に重なる部分もあるが、比較的小型で球状のものはおおむね同心円状の不明瞭な薄層からなる被殻をもつ(Fig. 16b, c)。そのため、形成時には水流や波浪によるオンコイドの転動があったことが推測される。被殻の一部に石灰化したシアノバクテリアのフィラメント様構造が残されていることから(Fig. 16d), このオン

コイドは *Girvanella* が形成に関与した cyanoid 型のオンコイド(球状ストロマトライト)である。巨大オンコイド粒子の間は、粗粒砂から細礫サイズの生物骨格粒子(フズリナを主体とする有孔虫や紅藻類)、オンコイドの破片を含むマイクロブ粒子片などが埋め、その間にはやや褐色を帯びた海成セメントが良く発達する。これらのことから、水の流動のある浅海環境での形成が考えられる。ただし、産出するフズリナ類には環境耐性の広いスタッフェラ科(*Staffellidae*)の種が多く認められることから、ややストレスのある環境(例えば蒸発による高塩分など)が推定される。

Stop 4: 帰り水ドリーネの湧水と秋吉台の地下水系

[地形図] 1:25,000「秋吉台北部」

[位置] 34°16'04"N, 131°18'51"E

[説明] 帰り水ドリーネとは、秋吉台の東台北東部に広がる、秋吉台では比較的大規模な挿鉢状地形の名称である。国土地理院発行の地形図には「帰水」と表記されるが(Fig. 10)、古くから「帰り水」として学術雑誌に紹介されており(小澤, 1923)、今日では「帰り水」の表記が広く認知されている。帰り水の底(標高 178 m)から周囲の丘陵にかけてはやや急峻な斜面を形成し、その標高差は 200 m 前後である。このような大規模な窪地が形成された理由は、西北西-東南東方向に伸長する白亜系斜長斑岩の岩脈が風化した(佐々木ほか, 2014)ことと、カルスト化作用の溶食によって北北西-南南東方向に谷状地形が発達したことによる。これら二線の交点が帰り水の底部にあたる。藤井(1980)は、シート状に貫入したこの岩脈が天然の地下ダムとして機能することでカルスト台地としては例外的に地上河川が形成される、と述べている。ここの湧泉は年間を通じて涸れることがない。湧泉から湧き出した河川は地表を十数 m 流れた後、再び地中へ帰る。この現象が「帰り水」の由来とされている。地中に吸い込まれた地下水は西方の青景・芝尾地区で地表へ流出する(Fig. 9)。

Stop 5: 帰り水ドリーネ北側の下部ペルム系最上部に観察される干潟堆積物および離水相

[地形図] 1:25,000「秋吉台北部」

[位置] 34°16'11"N, 131°18'45"E

[説明] 帰り水地域の秋吉石灰岩ペルム系には、下部ペルム系上部(ヤクタシアン階上部)、下部ペルム系最上部(クベルガンディアン階上部~ムルガビアン階最下部)、そして中部ペルム系上部(ムルガビアン階上部)の3層準に、比較的大規模の大きな干潟相堆積物が認められる(佐野ほか, 2009)。このうち、前期ペルム紀最後期の干潟相堆積物は帰り水ボーリング第1号掘削地点周辺に広く分布しており、上野ほか(2010)によりその層序および堆積相の特徴が記載・報告された。Stop 5 ではこの干潟堆積物およびそれに関連した離水相を観察する。

見学地点は帰り水ドリーネの北側に位置し、Ueno(1991b, 1996)によるフズリナ化石帯では *Misellina claudiae* 帯に相当する(Fig. 14)。ここでは秋吉石灰岩は概ね N40~70°W, 30~40°NE の走向・傾斜をもち、完全に逆転している(Fig. 17)。干潟相堆積物の下部からは *Maklaya sara-buriensis* が、上部からは *Maklaya pamirica* が、また最上

Fig. 17. Distribution of limestone outcrops (pinnacles) at Stop 5, including the dips and strikes of bedding. Labels A to F correspond to the locations of outcrops described in this excursion guidebook. Modified after Ueno et al. (2010).

部からは *Neoschwagerina simplex* が産出することから、この干潟相堆積物の年代はクベルガンディアン期後期~ムルガビアン期最前期である(Figs. 13, 18)。

Stop 5 付近の石灰岩は層相の違いをもとに、それぞれ不整合で接する3ユニットに区分できる(Fig. 18)。このうちユニット I とユニット III は砂浜相の浅海成堆積物であり、ユニット II が干潟相堆積物に相当する。この干潟堆積物は全体の層厚が約 40 m あり、主に lime-mudstone や dolo-mudstone, bioclastic wackestone/packstone, peloidal grainstone からなる。また dolo-mudstone を伴い、角礫化や裂罅の発達が特に顕著な堆積物が数層準でみられる。このような顕著なドロマイト質堆積物の発達と、強い角礫化、裂罅の形成が起こった層準を手がかりとして、ユニット II はさらに4つのサブユニットに区分できる(Fig. 18)。本巡検では、ユニット II 上部(ユニット II-3, II-4)とユニット III 基底に相当するいくつかの露頭を観察する。

ユニット II の干潟堆積物を構成する石灰岩は、秋吉石灰岩で一般的な上部潮下帯環境を示す石灰岩(前述のフズリナ石灰岩に代表される、有孔虫、ウミユリ、コケムシ、石灰藻類などの多様な生物相を伴う粗粒 bioclastic grainstone/packstone や、さまざまな造礁性生物がつくる boundstone など)とは異なり、細粒(泥質)堆積物やドロマイト質堆積物が卓越する。干潟堆積物の多くは塊状だが、ドロマイト質の部分ではしばしば dolo-mudstone の薄層が明瞭な葉理をつ

Fig. 18. Geological log, unit subdivisions, and ages of tidal-flat sediments and underlying and overlying strata (sand-shoal facies) at Stop 5 (slightly modified from Ueno et al., 2010). Labels A to F indicate the stratigraphic levels of the outcrops marked in Fig. 17. Abbreviations: gst., grainstone; pst., packstone; wst., wackestone; mudst., mudstone; bst., boundstone; biocl., bioclastic.

くり出す(例えば Fig. 17 の露頭 B : Fig. 19d). ドロマイト質の層準は明白色の色調を呈するため、野外で容易に認定できる。石灰質干潟堆積物に随伴するこのようなドロマイト堆積物は堆積時における強い干出を示すもので、そこでは頻繁に繰り返される浸水と干出により形成された lime-mudstone と dolo-mudstone の互層 (Fig. 17 の露頭 B : Fig. 19d) や、比較的規模の大きい空中露出(一部は小規模な海水準低下による離水)のため形成されたと考えられる乾裂や裂隙が発達する。さらにそれらを充填した、ドロマイト角礫を伴う細粒ドロマイト質堆積物 (Fig. 17 の露頭 B : Fig. 19e) や、ドロマイト基質をもつ lime-mudstone の角礫岩 (Fig. 17 の露頭 A : Fig. 19a) など多数見られる。恐らく干出のため半固結した干潟の泥質堆積物 (lime-mudstone) が偽礫化して、dolo-mudstone 中に再堆積した産状を示すものも

ある。また石灰質堆積物が主体のところでも色調の異なる lime-mudstone が互層を形成する場合があります。生物擾乱が認められることもある (Fig. 17 の露頭 C : Fig. 19b)。このような細粒 (泥質) 堆積物にはしばしば貝形虫殻、二枚貝殻、巻貝殻、多毛類 (チューブワーム?) の棲管、石灰藻 (特にカサノリ科の石灰藻類) 等の密集した bioclastic wackestone/packstone がシート状に稀に挟まれる (Fig. 19c)。これは、暴浪時などに干潟平底に浸入した海水がもたらしたストームイベント堆積物 (ストームラグ堆積物) と解釈できる。また、lime-/dolo-mudstone や細粒 peloidal grainstone には石灰質干潟堆積物に特徴的なミリメートルサイズの初生的層状空隙組織 (fenestrae) が認められるものもある。

一方でこの干潟相堆積物には、通常の潮下帯環境に一般的なフズリナ、小型有孔虫、石灰藻類などを含むやや粗粒な

Fig. 19. Selected representative features of tidal-flat sediments at Stop 5 (from Ueno et al., 2010). Outcrop locations are shown in Fig. 17. (a) Lime-mudstone breccias with a dolomitic matrix at location A. Desiccation cracks occur in the gray-colored lime-mudstone in the upper part of this outcrop. Note that the strata are overturned. (b) Laminated lime-mudstone (tidal-flat facies) at location C. In the lower part of this outcrop, lamination becomes laterally discrete due to bioturbation. (c) Close-up view of part of the outcrop at location C, showing a thin bed of bioclastic wackestone in the lime-mudstone. (d) Lime-mudstone at location B with common thin intercalated dolo-mudstone layers. (e) Dolomitic sediments infilling irregular-shaped fissures in laminated lime-mudstone at location B. (f) Unconformity between Unit II and Unit III at location E. In this outcrop the unit boundary is highly irregular, suggesting dissolution in the uppermost part of Unit II before accumulation of the bioclastic limestone in Unit III. (g) Sketch of outcrop at location E. 1: lime-mudstone (partly bioclastic wackestone), 2: dolo-mudstone, 3: fine bioclastic grainstone, 4: bioclastic grainstone/packstone with small-scale bindings by calcareous sponges. Lithologies 1 and 2 are part of Unit II, and lithologies 3 and 4 are part of Unit III.

bioclastic packstone/grainstone や oncoloidal rudstone が挟まれることがある(例えば Fig. 17 の露頭 D : Fig. 18)。これらは、海水準の僅かな(そして一時的な)上昇により出現した open-marine 環境での堆積物と解釈できる。今回見学する干潟堆積物は、クベルガンディアン期後期～ムルガビアン期最前期の比較的長期にわたる緩やかな海水準上昇により形成されたものと考えられるが、その中に複数の open-marine 環境を示す層準や、特に規模の大きい干出あるいは離

水イベントが認められることから (Fig. 18)、緩慢な海水準上昇の中にもより規模の小さな海水準の上下動があったことが推察される。

Stop 5 の干潟堆積物最上部には、カルスト化作用によってできあがった明瞭な溶食空洞がみられる (Fig. 17 の露頭 E : Fig. 18)。この空隙の一部は淘汰の良い bioclastic grainstone で充填され、その上位に sponge boundstone/sponge-bioclastic grainstone が重なり (Fig. 19f, g)、さら

Fig. 20. Boundstone consisting mainly of chaetetid sponges and microbial layers at Stop 6 (Chojagamori).

に円磨された *Parafusulina kaerimizensis* を多産する砂浜相の fusuline grainstone が累重する (Fig. 17 の露頭 F). 溶食空洞の発達は、ユニット II の干潟堆積物形成後に比較的大規模の大きな海水準低下 (離水イベント) があったことを示している。

Stop 6 : 長者ヶ森付近に観察される現地性礁石灰岩

[地形図] 1 : 25,000 [秋吉台北部]

[位置] $34^{\circ}15'14''\text{N}$, $131^{\circ}18'55''\text{E}$

[説明] ここでは後期石炭紀 (ペンシルバニアン亜紀) パシキーリアン期の造礁生物の産状を観察する (Fig. 20). パシキーリアン期は秋吉生物礁の約 8000 万年間の形成期間のなかでも最も多様な生物による礁フレームワークが形成された時期である (Fig. 7). この地点に観察される現地性礁石灰岩は、主に層状に発達する格子状の骨格をもつ海綿類 (ケーテテス類) で構成される。また層状の海綿類の間にはシアノバクテリアなどの微生物類がつくるミクライト質の薄層 (微生物岩) が挟まれ、層状の海綿類と互層をなしている。全体としてストロマトライトに似た層状の構造を呈するが、ストロマトライトはシアノバクテリアなどの微生物類がつくる綫状の堆積体をさす (Riding, 2000) のに対し、ここで観察される現地性礁石灰岩は海綿類が量的にも多いことから、本来のストロマトライトとは異なるものである。

ストロマトライトに限らず、海綿類など一般に層状に発達する生物は、固着基盤を覆って上に凸状に成長する (Ker-

Fig. 21. Limestone slabs at the Akiyoshi-dai Museum of Natural History. (a) Stacked dome-shaped colonies of chaetetid sponges. (b) Dendroid rugose corals.

shaw and West, 1991 など). このような造礁生物の発達形態から地層のおよその上下方向を知ることができる。ここでは成長方向を示唆する凸状の方向が斜め下方を向いており、現地性礁石灰岩がほぼ逆転していることがわかる。これは秋吉石灰岩の逆転構造を反映しているものと考えられる。

なおここで観察される現地性礁石灰岩は、太田 (1968) の stromatolite-chaetetinae limestone に相当する。このタイプの石灰岩にみられる細部構造は Nagai (1985) などに詳しい。同様の現地性礁石灰岩は青海石灰岩の同時期の礁中核部相にも認められる (Nakazawa, 2001)。

Stop 7 : 秋吉台科学博物館

[地形図] 1 : 25,000 [秋吉台]

[位置] $34^{\circ}14'05''\text{N}$, $131^{\circ}18'27''\text{E}$

[説明] ここでは、美祢市立秋吉台科学博物館の館内見学と博物館所蔵の石板標本観察を行う。

秋吉台科学博物館は、米軍による秋吉台空爆演習地問題が契機となって、秋吉台の自然保護と学術研究を行う機関設置の必要性から 1959 年に設立された。秋吉台の地質学的研究が進められる過程で、本博物館には秋吉台産の石灰岩大型石板標本が多数収蔵されるに至った (Fig. 21). 石板標本は秋吉石灰岩のさまざまな時代、岩相のものを含み、またその中にはすでに試料採取が難しい、西秋吉台の石灰岩採石場からのものもある。野外では、石灰岩表面の風化や地衣類による

Fig. 22. Map of Akiyoshi-do (Stop 8) showing localities. Modified after Kawano ed. (1980).

石灰岩柱表面の被覆のため、肉眼での岩相観察が容易でない場合が多い。また、石灰岩柱では観察できる範囲も限られる。そのため、このような石板標本は石灰岩の岩相の1:1スケールでの組織や構造を観察する際には非常に有効である。特に、表面を研磨した石板標本の研究では、秋吉石灰岩の礁環境や石灰岩形成に関する非常に多くの情報を得ることができる(Nagai, 1985; Nakazawa et al., 2015a)。

Stop 8 : 秋芳洞

[地形図] 1:25,000「秋吉台」

[位置] 34°13'41"N, 131°18'13"E

[説明] 秋芳洞は美祢市秋芳町秋吉広谷地区、秋吉台東台南麓に開口する国内最大級の石灰洞である(Figs. 10, 22)。洞口は流出する豊富な地下水により滝の様相を呈し、古くより「瀧穴」の名称で呼ばれてきた。秋芳洞は1922年に国指定天然記念物に(当時は瀧穴)、次いで1952年に国指定特別天然記念物に登録されている。近年では、秋芳洞を含む秋吉台地下水系がラムサール条約登録湿地(2005年)に認定された他、日本地質百選(2007年)、日本ジオパーク(2015年)にも登録されるなど、当地の自然環境は国内外において高い評価を得ている。

Fig. 23. Plan and vertical views of Kouya-no-aitsubo in Akiyoshi-do. Modified after Yoshimura et al. (1989). Ls, limestone; G, bat guano; Gy, gypsum.

秋芳洞は美祢市美東町碓地区の吸い込み穴「白魚洞」を始点に、おおよそ南西方向へ流下する地下河川を主流として発達している(Fig. 9)。地形図上の直線距離は約5.5 kmだが、主洞は地下で蛇行し、また支洞も多いため、その総延長距離は10,700 m(村上・山口大学洞穴研究会, 2018)に達する。その形成はカルスト台地周縁地域の水文環境と整合的であり、台地周辺の河川の水位低下に伴い高位より石灰洞が形成されていったと推定される(藤井ほか, 1973)。誕生初期には地下水面下で形成された地下水路沿いに溶食が進行し、その後下刻による下方への侵食と砂礫の流入、空洞の拡大が進行する。地下水面の低下によって通気帯となった洞内では天井の崩落が発生するとともに、二次生成物が形成されていった(藤井ほか, 1973)。これらの形成年代を直接求めることは難しいが、洞内堆積物中にみられる阿蘇4火砕流起源の鉱物(藤井, 1969)、砂礫層表層からの始良Tn火山灰と推定される薄層の検出(藤井, 1969)、砂礫層中の炭化木片より放射性炭素年代測定で2.3万年の数値が得られたこと(田中ほか, 1980)、鍾乳石のESR年代測定による70万年前と25万年前の年代値(Ikeya, 1975; Ikeya et al., 1984)などの成果に基づけば、秋芳洞は少なくとも数万年前までには現在と同等な規模にまで発達していたことが示唆される。

秋芳洞の地質学、カルスト地形学的な観点での見どころは多いが、本巡検ではFig. 22の6地点に焦点を当て見学する。

Stop 8A : 千畳敷の崩落岩塊

千畳敷とは秋芳洞内かつ現存する国内の洞窟で最も広い空間(長さ175 m, 幅80 m, 高さ35 m)の名称である(Fig. 22)。千畳敷では天井から崩落した岩塊が積み重なっており、空間がその上方に発達する。崩落岩塊の下にある砂礫層との関係や周辺の状況、阿蘇4火砕流堆積物の混入から、藤井ほか(1973)は千畳敷の形成時期を後期更新世、八木・田中(2010)は5~13万年前と推定している。また、千畳敷北寄りの天井には割れ目がおおよそN60°W方向に伸長しており、これが千畳敷から分岐する黒谷支洞の形成に寄与したと推定される。

Fig. 24. Plan of the entrance to Akiyoshido, showing the distribution of tufa (shaded area) and the sites examined. Modified after Yoshimura et al. (1996).

Stop 8B: 黄金柱(フローストーン)と洞内での二次生成鉱物

黄金柱は高さ約 15 m のフローストーン(流れ石)である (Fig. 22). 炭酸カルシウムに過飽和な地下水が壁沿いに流下することにより二次生成物として成長したが、現在では表面に水流が見られないことから成長はほぼ止まっているものと考えられる。

黄金柱から通路を隔てて反対側に紺屋の藍壺と名付けられた鍾乳石がある。高さ 3 m ほどの丸みを帯びたフローストーンを覆う黒色の粘土状物質はコウモリグアノ(糞)であり、衣服に付着すると汚れが落ちにくいことから命名された。紺屋の藍壺およびその周辺にはグアノが厚く堆積しており (Fig. 23), そこから 4 種のリン酸塩鉱物 (variscite, brushite, hydroxylapatite, taranakite) と石膏が確認された (吉村ほか, 1989)。これらの二次生成鉱物は、コウモリグアノ由来の硫酸とリン酸が石灰岩からカルシウムイオンを溶出し沈殿生成したものである。

Stop 8C: 千町田と百枚皿(リムストーンプール)

リムストーンは二次生成物の一種である。リム (rim) とは周縁・畦を意味し、縁の部分のリムストーン(畦石)、縁の内部に地下水が滞留する場合はリムストーンプールといい、棚田状の景観を呈する。秋芳洞内には大規模なリムストーンプールが二か所(千町田、百枚皿)ある (Fig. 22) が、そこでは炭酸カルシウムに過飽和となった地下水がリムストーンの縁を超える際、流水がフィルム状となり脱ガスが促進される。すなわち、

という反応で炭酸カルシウムが沈殿し、畦はより高く成長していく (Ford and Williams, 2007)。リムストーンの形成には、斜面、連続する水流、床の凹凸が必要であるとされてきたが、むしろ水の表面張力の関与が重要であるとする見解もある (Finlayson and Li, 1993)。

Stop 8D: 洞内富士裏の礫層

フローストーンの一種である洞内富士の裏側には高枚敷と

呼ばれる空間が存在し、その壁面には厚く堆積した礫層が認められる (Fig. 22)。藤井 (1969) は秋芳洞洞奥部にある琴ヶ淵付近の礫層とその上部に挟在する粘土質砂層を検討し、それらが後期更新世の堆積物であることを明らかにした。礫層からは銅鉱石の礫 (高橋, 1949) やチャート、ホルンフェルス化した砂岩、頁岩、輝緑岩、石英斑岩、石灰岩の礫が、また砂質堆積物からは多量の β 型石英結晶粒 (藤井, 1969) が認められた。洞内富士裏の礫層と琴ヶ淵の礫層は構成礫種がほぼ同様であることから、同一のものであると推定されている (藤井, 1969)。これらの礫は秋吉台東部に広がるスカルン鉱床地域に由来するものであることが示唆される。なお、同一の礫層は百枚皿およびその周辺の河床にもみられる。

Stop 8E: 洞口部のトゥファ

秋芳洞洞口には旧名称「瀧穴」の由来となった滝が認められる (Fig. 22)。丸みを帯びた数段の滝は洞内の二次生成物に似るが、吉村ほか (1996) によりシアノバクテリアの活動によって形成された陸域炭酸塩堆積物トゥファ (tufa) であることが明らかにされた (Fig. 24)。吉村ほか (1996) は、表面に着生するシアノバクテリアが光合成によって炭酸カルシウムに過飽和な環境を局所的に作り出すことでトゥファが発達し、それにより洞口部に滝が形成されていること、トゥファの形成速度には光量の多寡によって変化があることを示した。また、秋芳洞の地下河川が天井川の性格を有する (河野ほか, 1985) のは、トゥファの形成により堰き止めが起こった結果であることを述べている。

謝 辞

本稿作成にあたり、秋吉台地域において地権者の皆様に立ち入りおよび露頭観察の快諾を頂いた。山口県秋吉台青少年自然の家、美祢市観光商工部、美祢市立秋吉台科学博物館には施設利用の許可を頂いた。秋吉台科学博物館の石田麻里氏には資料作成に御助力頂いた。巡検案内書編集委員会の亀井淳志氏、向吉秀樹氏、査読者の佐野弘好氏および匿名の査読者には査読の労を取っていただき本稿は大きく改善された。

以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- 衛藤蒸二, 1967, 岩相による秋吉石灰岩層群下部層の解析. 秋吉台科学博物館報告, **4**, 7–42. [Eto, J., 1967, A lithofacies analysis of the lower portion of the Akiyoshi Limestone Group. *Bull. Akiyoshi-dai Sci. Mus.*, **4**, 7–42.]
- Finlayson, B. L. and Li, S., 1993, Some observations on the genesis of rimstone gours and dams. In Zhang, S. Y., Chief ed., *Proc. 11th Int. Cong. Speleol.*, Inst. Geol., Chinese Acad. Sci., Beijing, 70–72.
- Ford, D. and Williams, P., 2007, *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, West Sussex, 562p.
- Forke, H., 1995, Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Microfazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Nassfeldgebiet, Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, **138**, 207–297.
- 藤井厚志, 1969, 秋芳洞琴ヶ淵の段丘礫層の時代について. 洞窟研究, **1**, 1–3. [Fujii, A., 1969, Geological age of the terraced cavern grits being near “Kotoga-buchi (pool)”, Akiyoshi-Cave. *Cave Study*, **1**, 1–3.]
- 藤井厚志, 1980, 秋芳洞の地下水と石灰洞. 河野通弘編, 秋吉台の石灰洞—石灰洞の科学—, 河野通弘教授退官記念事業会, 65–80. [Fujii, A., 1980, Groundwater of Akiyoshi-do Cave and limestone caves. In Kawano, M., ed., *Limestone Caves of Akiyoshi-dai—Science of Limestone Cave—*, Professor Michihiro Kawano Retirement Commemorative Organization, 65–80.]*
- 藤井厚志, 2005, 石灰岩地の侵食速度からみた中国～北九州地方のカルスト発達史仮説. 洞窟学雑誌, **30**, 1–28. [Fujii, A., 2005, A hypothesis of karst chronology based on rate of limestone denudation in Chugoku and Kitakyushu districts, Southwest Japan. *J. Speleol. Soc. Japan*, **30**, 1–28.]
- 藤井厚志, 2008, 石灰岩地の侵食速度からみた中国～北九州地方のカルスト発達史仮説(補遺). 大阪経済法科大学科技紀要, **12**, 31–41. [Fujii, A., 2008, A hypothesis of karst chronology based on rate of limestone denudation in Chugoku and Kitakyushu districts, Southwest Japan—Supplements—. *Bull. Inst. Sci. Tech. Osaka Univ., Econ. Law*, **12**, 31–41.]
- 藤井厚志・杉村昭弘・野島 哲, 1973, 秋芳洞の成因と発達. 洞窟研究, **5**, 1–23. [Fujii, A., Sugimura, A. and Nojima, S., 1973, Origin and development of the Akiyoshi-do (cave). *Cave Study*, **5**, 1–23.]
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M., Sciunnach, D., Sabouri, J., 2009, Pennsylvanian to Early Triassic stratigraphy in Alborz Mountains (Iran). In Brunet, M.-F., Wilmsen, M. and Granath, J. W., eds., *South Caspian to Central Iran Basins*, Geol. Soc., London, Spec. Publ., **312**, 79–128.
- 配川武彦, 1986, 秋吉台大久保地域の下部石炭系. 秋吉台科学博物館報告, **21**, 1–35. [Haikawa, T., 1986, Lower Carboniferous of the Okubo area in the Akiyoshi Limestone Plateau, Southwest Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **21**, 1–35.]
- 配川武彦, 1988, 秋吉石灰岩層群の基盤と最下部層のコノドント化石層序. 秋吉台科学博物館報告, **23**, 13–37. [Haikawa, T., 1988, The basement complex and conodonts biostratigraphy of the lowest parts in the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **23**, 13–37.]
- 配川武彦, 2006, 秋吉台の地下水系. 秋吉台科学博物館報告, **41**, 17–31. [Haikawa, T., 2006, The drainage system of the Akiyoshi-dai Plateau, Western Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **41**, 17–31.]
- 配川武彦, 2008, 秋吉石灰岩層群における黒褐色 sparry calcite 帯の分布と地質構造. 秋吉台科学博物館報告, **43**, 29–40. [Haikawa, T., 2008, The distribution and geological structure of the Blackish Brown Sparry Calcite Zone in the Akiyoshi Limestone Group, Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **43**, 29–40.]
- 配川武彦・太田正道, 1978, 秋吉石灰岩層群下部石炭系 *Nagatophyllum satoi* 帯にみられる古サンゴ礁について. 秋吉台科学博物館報告, **13**, 1–14. [Haikawa, T. and Ota, M., 1978, A Lower Carboniferous coral reef found in the *Nagatophyllum satoi* zone of the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Sci. Mus.*, **13**, 1–14.]
- 浜田清吉, 1953, 秋吉台カルスト. 山口県美禰郡秋吉村, 116p. [Hamada, S., 1953, *Karstlandscape of Akiyoshi-dai Plateau, Japan*. Akiyoshi Village, Mine, Yamaguchi, 116p.]
- 長谷川美行, 1958, 秋吉台の地質構造に関する一考察(予報). 地球科学, **39**, 15–18. [Hasegawa, Y., 1958, Note on the geological structure of the Akiyoshi Plateau, S. W. Honshu. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **39**, 15–18.]
- 長谷川美行, 1997, 秋吉台(狭義)南西部, 秋吉石灰岩層群, 石炭系—ペルム系境界付近の層位学的研究. 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編, 加藤誠教授退官記念論文集, 加藤誠教授退官記念論文集刊行委員会, 19–27. [Hasegawa, Y., 1997, Carboniferous-Permian boundary stratigraphy of Akiyoshi Limestone Group in the Southwest Akiyoshidai, Japan. In Kawamura, N., Oka, T. and Kondo, T. eds., *Commemorative Volume for Professor Makoto Kato*, Editorial Committee of Commelnakot Volume for Bofessor maket kato, 19–27.]
- 橋本恭一, 1979, 秋吉台南部地域における秋吉石灰岩層群の堆積相について. 秋吉台科学博物館報告, **14**, 1–26. [Hashimoto, K., 1979, Bio- and litho-facies of the Akiyoshi Limestone Group in the southern area of the Akiyoshi Plateau. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **14**, 1–26.]
- Heckel, P. H., 2008, Pennsylvanian cyclothems in midcontinent North America as far-field effects of waxing and waning of Gondwana ice sheets. In Fielding, C. R., Frank, T. and Isbell, J. L., eds., *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., **441**, 275–289.
- Igawa, T., 2003, Microbial contribution to deposition of Upper Carboniferous and Lower Permian seamount-top carbonates, Akiyoshi, Japan. *Facies*, **48**, 61–78.
- Ikeya, M., 1975, Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, **255**, 40–50.
- Ikeya, M., Baffa, F. O. and Mascarenhas, S., 1984, ESR dating of cave deposits from Akiyoshi-do Cave in Japan and Diabo Cavern in Brazil. *J. Speleol. Soc. Japan*, **9**, 58–67.
- 井倉洋二・吉村和久・杉村昭弘・配川武彦, 1989, 秋吉台の地下水およびその溶存物質に関する研究(1)—秋芳洞の流出量および炭酸カルシウム排出量に基づく石灰岩の溶食速度—. 洞窟学雑誌, **14**, 51–61. [Inokura, Y., Yoshimura, K., Sugimura, A. and Haikawa, T., 1989, Run-off and mass flux from the Akiyoshi-dai Plateau (1)-Evaluation of solutional denudation rate based on run-off and calcium flux from Akiyoshi-do Cave. *J. Speleol. Soc. Japan*, **14**, 51–61.]
- Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., Dimeen, A. A., 2012, Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Res.*, **22**, 1–19.
- Kanmera, K. and Nishi, H., 1983, Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Publ., Tokyo, 195–206.
- Kanmera, K., Sano, H. and Isozaki, Y., 1990, Akiyoshi Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publ. IGCP Project no. 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 49–62.
- 狩野彰宏・吉田 靖, 1994, 秋吉帯石炭系石灰岩の不連続的堆積. 地質雑, **100**, 731–742. [Kano, A. and Yoshida, Y., 1994, Discontinuous deposition of the Carboniferous limestone of the Akiyoshi Terrane. *J. Geol. Soc. Japan*, **100**, 731–742.]
- 河野通弘編, 1980, 秋吉台の石灰洞—石灰洞の科学—. 河野通弘教授退官記念事業会, 256p. [Kawano, M., ed., 1980, *Limestone*

- Caves of Akiyoshi-dai –Science of Limestone Cave–*. Professor Michihiro Kawano Retirement Commemorative Organization, 256p.]*
- 河野通弘・藤井厚志・松尾征二, 1985, 秋吉地域の石灰洞と第四系. 日本地質学会第92回学術大会見学旅行案内書, 163–183. [Kawano, M., Fujii, A. and Matsuo, S., 1985, Limestone caves and Quaternary of Akiyoshi district. *92nd Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*, 163–183.]*
- Kershaw, S. and West, R. R., 1991, Chaetetid growth form and its controlling factors. *Lethaia*, **24**, 333–346.
- Kobayashi, F., 2017, Late Carboniferous and Early Permian fusulines of the Akiyoshi Limestone Group in the Wakatakeyama area, Akiyoshi (Japan)–Biostratigraphy, biogeography, and biodiversity. *Rev. Paléobiol.*, **36**, 1–155.
- Kobayashi, T., 1941, Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Ser. 2*, **5**, 219–578.
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H., Sugamori, Y., Uchino, T., 2016, Pre-Cretaceous accretionary complexes. In Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W., eds., *The Geology of Japan*. Geol. Soc. London, 61–100.
- Leven, E. Ya., 1980, *Ob'yasnitel'naya Zapiska k Stratigraficheskoy Shkale Permskikh Otlozheniya Oblasti Tetis*. Ministerstvo Geologii SSSR, Vsesoyuznyy Ordena Lenina Nauchno-Issledovatel'skiy Geologicheskii Institut (VSEGEI), Leningrad, 51p. (in Russian)
- Leven, E. Ya., 2009, Verkhniy Karbon i Perm' Zapadnogo Tetisa: Fuzulinidy, stratigrafiya, paleogeografiya. *Trudy Geologicheskogo Instituta, Rossiyskaya Akademiya Nauk*, **590**, 1–237. (in Russian)
- Longman, M. W., 1981, A process approach to recognizing facies of reef complexes. In Toomey, D. F., ed., *European Fossil Reef Models*, SEPM Spec. Publ., **30**, 9–40.
- Machiyama, H., 1994, Discovery of microcodium structure from the Akiyoshi Limestone in the Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **175**, 578–586.
- 町山栄章, 1996, 秋吉石灰岩上部石炭系の *Palaeoaplysina*-phyllloid algal buildups: その形成過程と古地理的意義. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 198. [Machiyama, H., 1996, *Palaeoaplysina*-phyllloid algal buildups in the Upper Carboniferous of the Akiyoshi Limestone: Reef-forming process and paleogeographic implication. *103rd Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*, 198.]
- 松末和之, 1986, 秋吉石灰岩層群下部層の有孔虫化石層序. 九州大理研報(地質学), **14**, 163–185. [Matsue, K., 1986, Foraminiferal biostratigraphy of the lower part of the Akiyoshi limestone Group. *Sci. Rep., Fac. Sci., Kyushu Univ., Geol.*, **14**, 163–185.]
- 村上崇史・山口大学洞穴研究会, 2018, 秋芳洞調査最前線～夢の10000 mの先へ～. 山口ケイビングクラブ会報, **53**, 21–23. [Murakami, T. and Speleological Survey Group of Yamaguchi University, 2018, Research forefront of Akiyoshi-do Cave. *Rep. Yamaguchi Caving Club*, **53**, 21–23.]*
- 村田正文, 1961, 秋吉台の地質構造. 東北大学理地質学古生物学教室研究邦文報告, **53**, 1–46. [Murata, M., 1961, On the geological structure of the Akiyoshi Plateau. *Contrib. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Univ.*, **53**, 1–46.]
- 長井孝一, 1978, 秋吉台龍護峰地域の礁性石灰岩の岩相と生相. 秋吉台科学博物館報告, **13**, 15–34. [Nagai, K., 1978, Litho- and bio-facies of reef limestones in the Ryugoh area of the Akiyoshi Limestone Plateau. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **13**, 15–34.]
- Nagai, K., 1985, Reef-forming algal chaetetid boundstone found in the Akiyoshi Limestone Group, southwest Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus Nat. Hist.*, **20**, 1–15.
- Nakazawa, T., 2001, Carboniferous reef succession of the Panthalassan open-ocean setting: Example from Omi Limestone, central Japan. *Facies*, **44**, 183–210.
- Nakazawa, T., Igawa, T., Ueno, K. and Fujikawa, M., 2015a, Middle Permian sponge-microencruster reefal facies in the mid-Panthalassan Akiyoshi atoll carbonates: observations on a limestone slab. *Facies*, **61**, 15.
- Nakazawa, T. and Ueno, K., 2004, Sequence boundary and related sedimentary and diagenetic facies formed on Middle Permian mid-oceanic carbonate platform: Core observation of Akiyoshi Limestone, Southwest Japan. *Facies*, **50**, 301–311.
- Nakazawa, T. and Ueno, K., 2009, Carboniferous-Permian long-term sea-level change inferred from Panthalassan oceanic atoll stratigraphy. *Palaeoworld*, **18**, 162–168.
- Nakazawa, T., Ueno, K., Kawahata, H., Fujikawa, M. and Kashiwagi, K., 2009, Facies stacking patterns in high-frequency sequences influenced by long-term sea-level change on a Permian Panthalassan oceanic atoll: An example from the Akiyoshi Limestone, SW Japan. *Sediment. Geol.*, **214**, 35–48.
- Nakazawa, T., Ueno, K., Kawahata, H. and Fujikawa, M., 2011, Gzhelian-Asselian *Palaeoaplysina*-microencruster reef community in the Taishaku and Akiyoshi limestones, SW Japan: Implications for Late Paleozoic reef evolution on mid-Panthalassan atolls. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **310**, 378–392.
- Nakazawa, T., Ueno, K. and Fujikawa, M., 2012, Middle Permian sponge-microencruster bioherms in the Akiyoshi Limestone, SW Japan: implications for Late Paleozoic reef evolution on mid-Panthalassan atolls. *Geol. J.*, **47**, 495–508.
- Nakazawa, T., Ueno, K., Nonomura, N. and Fujikawa, M., 2015b, Microbial community from the Lower Permian (Artinskian-Kungurian) paleoclimatic transition, mid-Panthalassan Akiyoshi atoll, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **420**, 116–127.
- 西村万寿, 1903, 山口県下美禰郡の大石灰洞(雑報). 地質雑, **10**, 584. [Nishimura, M., 1903, Large limestone cave at Mine Gunn, Yamaguchi Prefecture (General News). *J. Geol. Soc. Japan*, **10**, 584.]*
- 西村祐二郎, 2009, 先白亜系の構成と地帯構造. 日本地質学会編, 日本地方地質誌6, 中国地方, 朝倉書店, 9–15. [Nishimura, Y., 2009, Pre-Cretaceous constitution and zone structure. In Geological Society of Japan, ed., *Regional Geology of Japan, Vol. 6, Chugoku Region*, Asakura Publ., 9–15.]*
- 西山慶尚, 1997, 古地磁気とプレートテクトニクス. 愛媛県総合科学博研報, **2**, 1–11. [Nishiyama, Y., 1997, Paleomagnetism and plate tectonics. *Bull. Ehime Pref. Sci. Mus.*, **2**, 1–11.]
- 野島 哲・藤井厚志・河野通弘, 1980, 石灰洞の形成と発展史. 河野通弘編, 秋吉台の石灰洞—石灰洞の科学—, 河野通弘教授退官記念事業会, 146–171. [Nojima, S., Fujii, A. and Kawano, M., 1980, Formation and evolution of limestone cave. In Kawano, M., ed., *Limestone Caves of Akiyoshi-dai –Science of Limestone Cave–*, Professor Michihiro Kawano Retirement Commemorative Organization, 146–171.]*
- 小畑 浩, 1991, 中国地方の地形. 古今書院, 262p. [Obata, H., 1991, *Topography of Chugoku District*. Kokon Shoin, 262p.]*
- 太田正道, 1968, 地相斜型生物礁複合体としての秋吉石灰岩層群. 秋吉台科学博物館報告, **5**, 1–44. [Ota, M., 1968, The Akiyoshi Limestone Group: A geosynclinal organic reef complex. *Bull. Akiyoshi-dai Sci. Mus.*, **5**, 1–44.]
- Ota, M., 1977, General geology of the Akiyoshi Limestone Group. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **12**, 1–33.
- 太田正道・杉村昭弘・配川武彦, 1982, ガイドブック, 秋吉台の地質. 秋吉台科学博物館, 31p. [Ota, M., Sugimura, A. and Haikawa, T., 1982, *Guidebook: Geology of Akiyoshi*. Akiyoshi-dai Museum of Natural History, 31p.]*
- 太田正道・鳥山隆三・杉村昭弘・配川武彦, 1973, 秋吉石灰岩層群における逆転構造の再検討. 地学雑, **82**, 115–135. [Ota, M., To-

- riyama, R., Sugimura, A. and Haikawa, T., 1973, Restudy on the geologic structure of the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **82**, 115–135.]
- 太田泰弘, 1995, 秋吉台北西部, 地獄谷地域の中期石炭紀—早期ペルム紀フズリナ化石帯について. 九大理研報, 地球惑星科学, **19**, 29–51. [Ota, Y., 1995, Middle Carboniferous to Early Permian fusulinacean zones in the Jigoku-dani area, Akiyoshi, Southwest Japan. *Sci. Rep., Earth Planet. Sci., Kyushu Univ.*, **19**, 29–51.]
- Ozawa, T. and Kobayashi, F., 1990, Carboniferous to Permian Akiyoshi Limestone Group. In Organizing Committee Benthos '90, ed., *Fossil and Recent Benthic Foraminifera in Some Selected Regions of Japan*, Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University, E1–E31.
- 小澤儀明, 1923, 秋吉台石灰岩を含む所謂上部秩父古生層の層位学的研究. 地質雑, **30**, 227–243. [Ozawa, Y., 1923, Stratigraphical study on the so-called Upper Chichibu System including the Akiyoshi-dai Limestone. *J. Geol. Soc. Japan*, **30**, 227–243.]*
- 小澤儀明, 1925, 秋吉台の地史と地形と地下水 I. 地理評, **1**, 32–49. [Ozawa, Y., 1925, Geological history, topography and groundwater of Akiyoshi-dai I. *Geogr. Rev. Japan*, **1**, 32–49.]*
- Ozawa, Y., 1925, Paleontological and stratigraphical studies on the Permo-Carboniferous limestone of Nagato, Part II. Paleontology. *J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **45**, 1–90.
- Riding, R., 2000, Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**(Suppl. 1), 179–214.
- Ross, C. A. and Ross, J. R., 1988, Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Posamentier, H., Wagoner, J. V., Ross, C. A. and Kendall, C. G. St. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, SEPM Spec. Publ., **42**, 227–247.
- Safonova, I., Kojima, S., Nakae, S., Romer, R. L., Seltmann, R., Sano, H. and Onoue, T., 2015, Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: Tectonic and petrogenetic implications. *J. Asian Earth Sci.*, **113**, 508–523.
- Sakamoto, T., Sugimura, A. and Ishibashi, T., 2000, *Codonofusiella* Zone of the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **35**, 21–37.
- Sano, H., 2006, Impact of long-term climate change and sea-level fluctuation on Mississippian to Permian mid-oceanic atoll sedimentation (Akiyoshi Limestone Group, Japan). *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **263**, 169–189.
- Sano, H., Fujii, S. and Matsuura, F., 2004, Response of Carboniferous-Permian mid-oceanic seamount-capping buildup to global cooling and sea-level change: Akiyoshi, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **213**, 187–206.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1988, Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, southwest Japan. *Geology*, **16**, 600–603.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1991a, Collapse of ancient oceanic reef complex—What happened during collision of Akiyoshi reef complex?—Geologic setting and age of Akiyoshi terrane rocks on western Akiyoshi-dai plateau. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 113–133.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1991b, Collapse of ancient organic reef complex—What happened during collision of Akiyoshi reef complex?—Sequence of collisional collapse and generation of collapse products. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 631–644.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1996, Microbial controls on Panthalassan Carboniferous-Permian oceanic buildups, Japan. *Facies*, **34**, 239–265.
- 佐野弘好・杵山哲男・長井孝一・上野勝美・中澤 努・藤川将之, 2009, 秋吉石灰岩から読み取る石炭・ペルム紀の古環境変動—美祢市(旧秋芳町)秋吉台科学博物館創立 50 周年記念巡検—. 地質雑, **115**, Suppl., 71–88. [Sano, H., Sugiyama, T., Nagai, K., Ueno, K., Nakazawa, T. and Fujikawa, M., 2009, Carboniferous to Permian paleoenvironmental changes revealed in Akiyoshi Limestone – commemorating field excursion for the 50th anniversary of the formation of Akiyoshi-dai Museum of Natural History, Mine—. *J. Geol. Soc. Japan*, **115**, Suppl., 71–88.]
- 佐野弘好・上野勝美・大谷谷彰人, 2008, 海山被覆性浅海石灰岩から解読された石炭・ペルム紀の気候・海水準変動—秋吉石灰岩での事例研究—. 石灰石, **353**, 46–64. [Sano, H., Ueno, K. and Okunitani, A., 2008, Carboniferous to Permian climate and sea-level changes detected from seamount-capping shallow-marine buildup –Case study on Akiyoshi Limestone—. *Limestone*, **353**, 46–64.]
- Sano, S., Hayasaka, Y. and Tazaki, K., 2000, Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan. *Isl. Arc*, **9**, 81–96.
- 佐々木由香・今岡照喜・中島和夫・藤川将之, 2014, 秋吉石灰岩に貫入する火成岩類の地球科学的特徴および流体包有物と鉱化作用との関連. 秋吉台科学博物館報告, **49**, 7–24. [Sasaki, Y., Imakoka, T., Nakashima, K. and Fujikawa, M., 2014, Geochemical characteristics and fluid inclusions of intrusive rocks in the Akiyoshi Limestone, and their bearing on mineralization. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **49**, 7–24.]
- Shi, G. R. and Chen, Z. Q., 2006, Lower Permian oncolites from South China: Implications for equatorial sea-level responses to Late Palaeozoic Gondwanan glaciation. *J. Asian Earth Sci.*, **26**, 424–436.
- Sugiyama, T. and Nagai, K., 1994, Reef facies and paleoecology of reef-building corals in the lower part of the Akiyoshi Limestone Group (Carboniferous), Southwest Japan. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **172**, 231–240.
- 高橋英太郎, 1949, 山口県秋芳洞の堆積物. 鉱物と地質, **3**, 98. [Takahashi, E., 1949, Sediments of Akiyoshi-do Cave, Yamaguchi Prefecture. *Miner. Geol.*, **3**, 98.]*
- 田中和広・松尾征二・河野通弘, 1980, 石灰洞の堆積物. 河野通弘編, 秋吉台の石灰洞—石灰洞の科学—, 河野通弘教授退官記念事業会, 53–64. [Tanaka, K., Matsuo, S. and Kawano, M., 1980, Sediments in limestone caves. In Kawano, M., ed., *Limestone Caves of Akiyoshi-dai –Science of Limestone Cave—*, Professor Michihiro Kawano Retirement Commemorative Organization, 53–64.]*
- Tatsumi, Y., Kani, T., Ishizuka, H., Maruyama, S. and Nishimura, Y., 2000, Activation of Pacific mantle plumes during the Carboniferous: Evidence from accretionary complexes in southwest Japan. *Geology*, **28**, 580–582.
- 田崎耕市・佐野 栄・永尾隆志・鹿島愛彦, 1994, 中国カルストの緑色岩類: 中国帯, 秋吉・帝釈石灰岩台地の基底緑色岩類との岩石化学的対比. 岩鉱, **89**, 373–389. [Tazaki, K., Sano, S., Nagao, T. and Kashima, N., 1994, Greenstones from Shikoku Karst: Comparative petrochemical study with basal greenstones of limestone plateau at Akiyoshi and Taishaku, Chugoku belt, southwest Japan. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **89**, 373–389.]
- Toriyama, R., 1954, Geology of Akiyoshi, Part I. Study of the Akiyoshi Limestone Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, **4**, 39–97.
- Toriyama, R., 1958, Geology of Akiyoshi, Part III. Fusulinids of Akiyoshi. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, **7**, 1–264.
- 上野勝美, 1989, 秋吉石灰岩層群の石炭系および下部二畳系有孔虫生層序, 秋吉石灰岩層群上部古生界有孔虫類の研究, その 1. 秋吉台科学博物館報告, **24**, 1–39. [Ueno, K., 1989, Carboniferous and Lower Permian foraminiferal biostratigraphy in the Akiyoshi Limestone Group: Studies of the Upper Palaeozoic foraminifers in the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan, Part I. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **24**, 1–39.]

- Ueno, K., 1991a, *Pamirina* (Permian Fusulinacea) from the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. N.S.*, **161**, 739–750.
- Ueno, K., 1991b, Early evolution of the families Verbeekiniidae and Neoschwageriniidae (Permian fusulinacea) in the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. N.S.*, **164**, 973–1002.
- Ueno, K., 1992, Verbeekiniid and neoschwageriniid fusulinaceans from the Akiyoshi Limestone Group above the *Parafusulina kaerimizensis* Zone, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. N.S.*, **165**, 1040–1069.
- Ueno, K., 1996, Late Early to Middle Permian fusulinacean biostratigraphy of the Akiyoshi Limestone Group, southwest Japan, with special reference to the verbeekiniid and neoschwageriniid fusulinacean biostratigraphy and evolution. *Supplemento agli Annali dei Musei Civici di Rovereto Sezione Archeologia, Storia e Scienze Naturali*, **11**, 77–104.
- 上野勝美・横山嗣政・中澤 努・藤川将之, 2010, 秋吉石灰岩中部ベーム系にみられる大規模干潟堆積物. 福岡大学研究部論集C: 理工学編, **2**, 1–17. [Ueno, K., Yokoyama, T., Nakazawa, T. and Fujikawa, M., 2010, Large-scale tidal-flat deposits in the Middle Permian of the Akiyoshi Limestone, Southwest Japan. *Bull. Cent. Res. Inst., Fukuoka Univ., Ser. C: Sci. Technol.*, **2**, 1–17.]
- Watanabe, K., 1991, Fusuline biostratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian of Japan, with special reference to the Carboniferous-Permian boundary. *Palaeontol. Soc. Japan, Spec. Pap.*, **32**, 1–150.
- 八木達也・田中和広, 2010, 山口県美祢市秋芳洞における巨大落石群の地質学的研究. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 207–208. [Yagi, T. and Tanaka, K., 2010, Geological studies on large breakdown stone deposits in Akiyoshi-Do cave, Mine city. *Proc. 2010 Annu. Meet. Japan Soc. Eng. Geol.*, 207–208.]
- 山口ケイビングクラブ, 2012, 秋吉台の洞窟位置図, 1/25,000. [Yamaguchi Caving Club, 2012, *Location Map of Limestone Caves, Akiyoshi Plateau, Japan, 1/25,000.*]
- 吉村和久・井上眞理・染谷 孝・松浦健太郎・橋口美保子・原 友子…松岡史郎, 1996, 山口県秋芳洞洞口のトゥファ形成に及ぼすシアノバクテリアの寄与. 洞窟学雑誌, **20**, 27–37. [Yoshimura, K., Iwaya-Inoue, M., Someya, T., Matuura, K., Hashiguchi, M., Hara, T., ... Matsuoka, S., 1996, Contribution of Cyanobacteria to the formation of tufa in the entrance to Akiyoshi-do Cave, Yamaguchi. *J. Speleol. Soc. Japan*, **20**, 27–37.]
- 吉村和久・浦田健作・染谷 孝・秋芳洞を調べる会, 1989, 洞窟鉱物生成に果たすコウモリグアノの役割. 洞窟学雑誌, **14**, 40–50. [Yoshimura, K., Urata, K., Someya, T. and Akiyoshi-do Cave Research Group, 1989, The role of bat guano in the formation of some mineral deposits in limestone caves. *J. Speleol. Soc. Japan*, **14**, 40–50.]

* English translation from the original written in Japanese

(著者プロフィール)

藤川将之 美祢市立秋吉台科学博物館学芸員. 研究内容: 古生物学. 本稿では地質概説, カルスト化作用による秋吉台の地形発達史, Stop 4, 7, 8 解説の執筆を担当.

中澤 努 産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報研究部門情報地質研究グループ長. 研究内容: 炭酸塩堆積学, 層序学, 古生物学. 本稿では, 秋吉石灰岩の堆積相の多様性と礁の変遷, Stop 1, 6 解説の執筆を担当.

上野勝美 福岡大学理学部地球圏科学科教授. 研究内容: 古生代炭酸塩岩を中心とした層序学, 古生物学と, 東南アジアの地質構造発達史. 本稿では, 秋吉石灰岩の層序と年代, Stop 2, 3, 5 解説の執筆を担当.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会