

Bulletin
of the
Tohoku
University
Museum

No.25
2026

Bulletin of the Tohoku University Museum

Editors

- Yoshihisa SUGIMOTO** Professor of Art History
Department of Integrated Human Sciences, Graduate School of Arts and Letters, Tohoku University
- Atsushi FUJISAWA** Professor of Archaeology
The Tohoku university Museum, Tohoku University
- Yoshitaka KANOMATA** Professor of Archaeology
Department of Japanese Studies, Graduate School of Arts and Letters, Tohoku University
- Reishi TAKASHIMA** Professor of Geology and Stratigraphy
The Tohoku university Museum, Tohoku University

March, 2026

© **The Tohoku University Museum, Tohoku University**
6-3 Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

Printed by

Senkyo, Co., Ltd.
*2-4-2, Hinodemachi, Miyaginoku,
Sendai 983-0035, Japan
Telephone : 022-236-7161*

Cover image: Body design of Final Jomon Pottery drawn by the technique of "erased-over cord impressions". Original photograph by Miki Kikuchi.

Contents

Shuji Niko and Masayuki Ehiro : Middle Triassic cephalopods from the Rifu Formation, Miyagi Prefecture, Northeast Japan	1
Masayuki Ehiro, Misaki Ouchi, Harumasa Kano, Shuji Niko, Yoshino Ishizaki, Benjamin T. Breeden and Yasuhisa Nakajima : Fossil conservation project from collapsed rock masses at the Utatsu Tatezaki ichthyopterigian site: Interim report	5
Shinichi Atsuta, Shin-ichi Yoshikura and Takeyoshi Yoshida : Evidence for the Simultaneity of Cretaceous Granites and Associated Mafic Rocks in Shodoshima Island: Large-scale felsic magma activity in subduction zones	19
Tohru Yamanoi and Shinya Endo : Striped Coloration in the Shinanogawa Loam Formation: Stratigraphy and Environmental Conditions of Formation	51
Toshio YANAGIDA : A Study of Bipolarreduction in the Early Paleolithic Stone Tools from the Hoshino Site, Tochigi Prefecture	65
Yoshitaka KANOMATA, Yunxiao ZHAO and Yaroslava R. AFANASEVA : Research on the Prof. Chosuke Serizawa Collection from the first term excavation at the Araya Site in Niigata Prefecture	85
Atsushi Fujisawa, Harumasa Kano and Yoshinori Tajiri : 3-D measurement of stone chamber of Tsukando Tumulus in Fukuoka Prefecture using SfM method	113

Middle Triassic cephalopods from the Rifu Formation, Miyagi Prefecture, Northeast Japan

Shuji Niko* and Masayuki Ehiro**

* Research Institute of Paleontology and Geology, 5-7 Nagaike-cho, Moriguchi 570-0064, Japan,

**The Tohoku University Museum, Sendai 980-8578, Japan

Abstract: Three cephalopod species are described on the new material collected from the Middle Triassic Rifu Formation near Hamada in Miyagi Prefecture, Northeast Japan. They are a pseudorthocerid nautiloid, *Trematoceras* aff. *insperatum* Schastlivtseva, 1988, genus and species indeterminate of the Nautiloidea incertae sedis, and an aulacocerid coleoid, *Choanoteuthis hatai* (Bando, 1963). The first species is indicative of an Anisian age. The new discovery of a rostrum of the last species reveals the apical characters that closely correspond to those of *Crassiatractites* and may suggest a phylogenetic relationship between *Choanoteuthis* and the genera.

Introduction

The Rifu Formation was named by Ichikawa (1951) for a thick (more than 500 m) series of dark gray to black shales with minor amounts of sandy layers and mainly crops out along the Nagamachi-Rifu Fault in the central part of Miyagi Prefecture, Northeast Japan (Onuki and Bando, 1959a; Ishii et al., 1982, 1983; Kamada, 1989). Diverse marine fossils of Middle Triassic age have been found from the formation, such as bivalves (Jimbo, 1898; Yabe and Shimizu, 1927), gastropods (Hayasaka, 1966), ammonoids (Yabe and Shimizu, 1927; Shimizu, 1930; Bando, 1958, 1964a, 1964b; Onuki and Bando, 1959b; Ehiro, 1992), coleoids (Bando, 1963; Niko and Ehiro, 2018), brachiopods (Yabe and Shimizu, 1927), fish (Shikama and Murata, 1976), plants (Bando, 1963) and trace fossils (Ishii et al., 1982; Kitamura et al., 1986). Among these, ammonoids represent the typical Middle Triassic assemblage in Japan and constrain its age to Anisian to Ladinian (Onuki and Bando, 1959b; Bando, 1964a). The present study deals with the newly collected cephalopod material from sandy shales that crop out at a quarry near Hamada in Miyagi-gun (latitude, 38° 21' 24" N; longitude, 141° 02' 18" E) and situates the middle part of the formation.

In conclusion, three species, *Trematoceras* aff. *insperatum* Schastlivtseva, 1988, genus and species indeterminate of the Nautiloidea incertae sedis and *Choanoteuthis hatai* (Bando, 1963), are identified in the material.

Repository.—All specimens examined herein are repositied in the paleontological collections of the Tohoku University Museum, Sendai (prefixed IGPS).

Systematic paleontology

Class Cephalopoda Cuvier, 1797
Subclass Nautiloidea Agassiz, 1847
Order Pseudorthocerida Barskov, 1963
Superfamily Pseudorthoceratoidea Flower and Caster, 1935
Family Trematoceratidae Zakharov, 1996
Genus *Trematoceras* Eichwald, 1851
Type species.—*Orthocera* [sic] *elegans* Münster, 1841.

Trematoceras aff. *insperatum* Schastlivtseva, 1988
Figures 1.A–1.F, 1.H

Compare with.

Trematoceras insperatum Schastlivtseva, 1988, p. 67, pl. 2, fig. 12a, 12b, 12v.

Description.—Four more or less deformed and imperfect specimens of longiconic orthocones were examined; the largest specimens attain 141 mm in length and approximately 14 mm in reconstructed diameter assuming that it has a circular transverse section (IGPS coll. cat. no. 112999, phragmocone and apical body chamber) and 47 mm in length and approximately 18 mm in reconstructed diameter (IGPS coll. cat. no. 113004, apical body chamber with the last septum); conch expansion gradual indicating approximately 5° in reconstructed angle. Surface ornamentation consists of transverse lirae with rounded crests. Camerae relatively long; ratios of length per reconstructed diameter (cameral form ratios) are approximately 0.3–0.5; septal curvatures moderate

to shallow; suture directly transverse. Siphuncle central in position and composed by short orthochoanitic septal necks and cylindrical(?) connecting rings. No cameral and endosiphuncular deposits observable.

Material examined.—IGPS coll. cat. nos. 112999, 113000, 113004, 113005.

Discussion.—*Trematoceras insperatum* was described by Schastlivtseva (1988) on the basis of a single specimen collected from the Anisian of the Caucasus. Although the Rifu specimens exhibit several synapomorphies with this species including conch expansion angles, surface ornamentation and septal curvatures, their poor preservations preclude a confident specific identification.

The present discovery indicates an Anisian age for the middle part of the Rifu Formation. This result is quite in agreement with that using ammonoids by Bando (1964a).

Order, superfamily and family incertae sedis
Genus and Species Indeterminate
Figure 1.G

Material examined.—IGPS coll. cat. nos. 113001–113003.

Discussion.—Morphologic characters of fragmentary and deformed three specimens are as follows: conchs probably orthoconic attaining approximately 42 mm in reconstructed diameter (IGPS coll. cat. no. 113002); shell surface smooth; camerae very short with directly transverse sutures; siphuncular position and structure unknown. The poorly preserved material is inadequate to determinate even at the order level.

Subclass Coleoidea Bather, 1888
Order Aulacocerida Stolley, 1919
Family Xiphoteuthididae Naef, 1922
Genus ***Choanoteuthis*** Fisher, 1951
Type species.—*Choanoteuthis milleri* Fisher, 1951.

Choanoteuthis hatai (Bando, 1963)
Figures 1.I–1.L

Atractites hatai Bando, 1963, p. 48, 49, pl. 8, figs. 1–6.

Choanoteuthis hatai (Bando, 1963); Niko and Ehiro, 2018, p. 4, 7, figs. 4.1–4.9.

Description.—An apical part of rostrum was examined; it is conical and 31 mm in preserved length; transverse section of rostrum is laterally compressed oval having 8.8 mm in dorsoventral and 8.2 mm in lateral diameters at adoral end; outline symmetrical; apex acutely pointed with apical angle of 25° and faintly displaced toward dorsal side to form asymmetrical profile; very low but relatively wide keel-like ridge occurs on dorsum; surface of rostrum is smooth; grooves and lines absent; no alveolar region preserved. Rostrum composed by recrystallized calcite; original microstructure (presumably aragonite) disappeared.

Material examined.—IGPS coll. cat. no. 113006.

Discussion.—The type series of *Choanoteuthis hatai* was recovered from the Rifu Formation (Bando, 1963) and recently revised by Niko and Ehiro (2018). Except for the stratigraphic match, this new specimen shows sufficient features to allow specific determination with confidence.

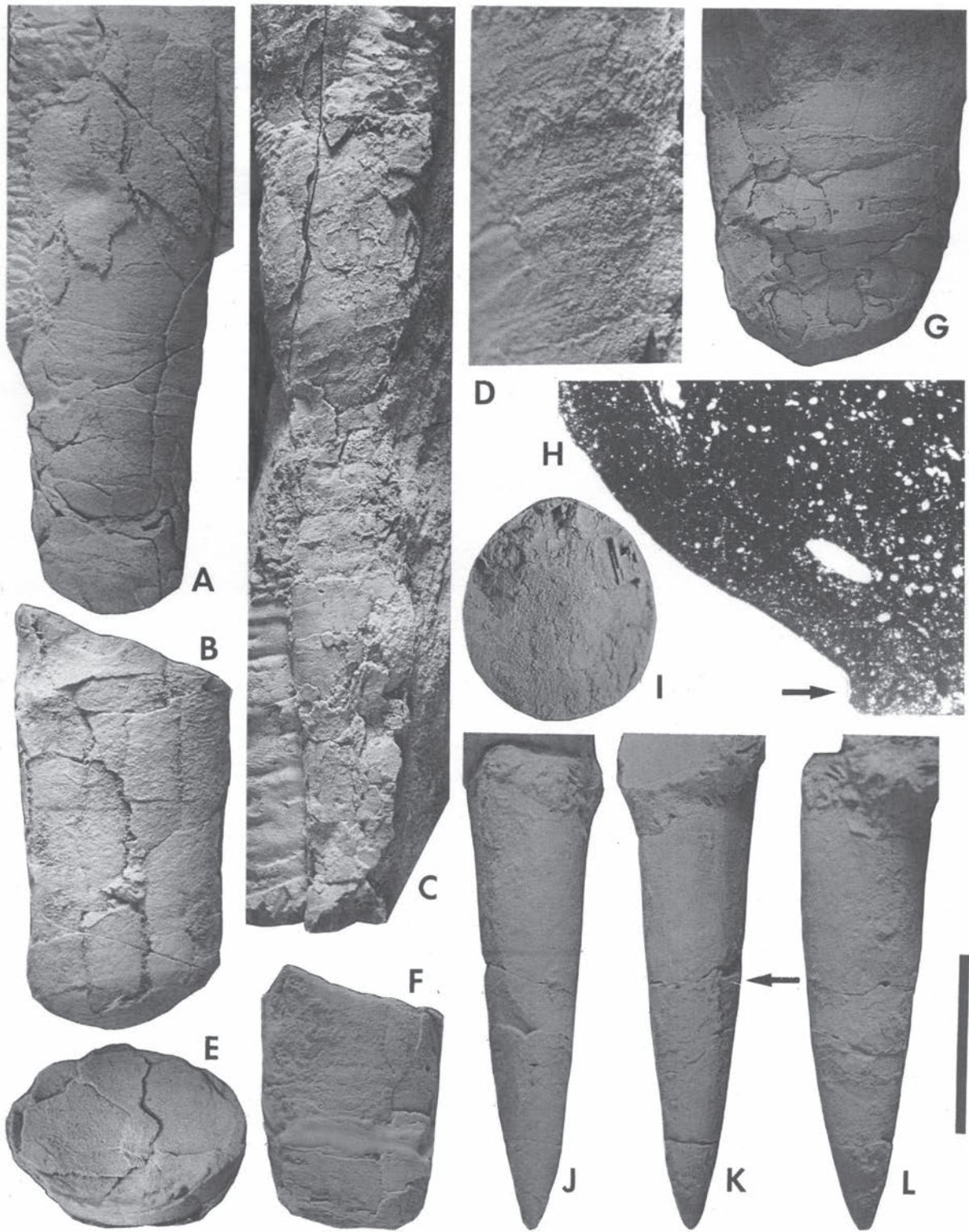
Choanoteuthis is a rare and poorly known genus, in which three species are currently placed, namely *C. milleri* Fisher, 1951, *C. antimoniaensis* Miller, 1961, and *C. hatai* (Bando, 1963). Furthermore, their diagnoses are based on fragments of the adoral stem and alveolar regions. The present discovery has revealed that the genus possesses the following morphologies of the apical region: acutely pointed apex; faintly asymmetrical profile; smooth surface; and absence of grooves and lines. The characteristics closely correspond to those of *Crassiatractites* Mariotti and Pignatti (1992; type species, *Atractites crassirostris* Hauer, 1887, from the Anisian to Ladinian of Central to Southeast Europe) and may suggest a phylogenetic relationship between the genera.

Acknowledgements

We are most indebted to Yukihiko Takaizumi who collected the all cephalopod specimens described herein and donated them to the Tohoku University Museum. We also wish to acknowledge Masayuki Fujikawa for comments and suggestions that improved the manuscript.

→

Figure 1. A–F, H. *Trematoceras* aff. *insperatum* Schastlivtseva, 1988. A, IGPS coll. cat. no. 113000, side view. B, IGPS coll. cat. no. 113004, side view. C, D, IGPS coll. cat. no. 112999; C, side view; D, partial enlargement of C, to show details of surface ornamentation. E, F, H, IGPS coll. cat. no. 113005; E, septal view; F, side view; H, longitudinal thin section of internal mold of camera, showing adoral surface of septum as cast, arrow indicates septal neck. **G.** Nautiloidea incertae sedis, genus and species indeterminate, IGPS coll. cat. no. 113003, side view. **I–L.** *Choanoteuthis hatai* (Bando, 1963), IGPS coll. cat. no. 113006, rostrum. I, transverse section, venter down. J, ventral view. K, dorsal view, arrow indicates position of I. L, lateral view, venter on left. Scale bar is 20 mm in A–C, F, G; 6 mm in D, I; 2 mm in E; 3 mm in H; 12 mm in J–L.



References

- Agassiz, L., 1847, *An Introduction to the Study of Natural History, in a Series of Lectures Delivered in the Hall of the College of Physicians and Surgeons*, 58 p. Greeley and McElrath, New York.
- Bando, Y., 1958, On the discovery and its meaning of *Protrachyceras* from the Rifu Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 64, p. 348–350. (in Japanese)
- Bando, Y., 1963, A dibranchiate cephalopod from the Rifu Formation (Triassic) near Hamada, Shiogama City, Miyagi Prefecture, Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 50, p. 48–50, pl. 8.
- Bando, Y., 1964a, The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)*, vol. 36, p. 1–137, pls. 1–15.
- Bando, Y., 1964b, On some Lower and Middle Triassic ammonoids from Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 56, p. 332–344.
- Barskov, I. S., 1963, System and phylogeny of pseudorthoceratids. *Bulletin Moskovskogo Obschestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, vol. 38, p. 149–150. (in Russian)
- Bather, F. A., 1888, Professor Blake and shell-growth in Cephalopoda. *The Annals and Magazine of Natural History, Sixth Series*, vol. 1, p. 421–427.
- Cuvier, G., 1797, *Tableau élémentaire de l'histoire naturelle des animaux*, 710 p. Baudouin, Paris.
- Ehro, M., 1992, A new species of *Parakellnerites* (Triassic ammonoid) from the Rifu Formation, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Museum of Natural History, Research Bulletin*, no. 60, p. 1–7.
- Eichwald, E. von, 1851, Naturhistorische Bemerkungen, als durch die Eifel, Tyrol, Italien, Sizilien und Algier. *Nouveaux Mémoires de la Société de Naturalistes d'Histire de Moscou*, vol. 9, p. 1–464.
- Fisher, A. G., 1951, A new belemnoid from the Triassic of Nevada. *American Journal of Science*, vol. 249, p. 358–393.
- Flower, R. H. and Caster, K. E., 1935, The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania. Part II: Paleontology. Section A: The cephalopod fauna of the Conewango Series of the Upper Devonian in New York and Pennsylvania. *Bulletins of American Paleontology*, vol. 22, p. 199–271.
- Hauer, F. von, 1887, Die Cephalopoden des Bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, vol. 54 [1888], p. 1–50, pls. 1–8.
- Hayasaka, S., 1966, Four Triassic gastropods from the Rifu Formation near Hamada, Shiogama City, Miyagi Prefecture, Japan. *Science Reports of Kagoshima University*, no. 15, p. 25–33, pl. 1.
- Ichikawa, K., 1951, Triassic System on the southern Kitakami Mountainland. *Geological Survey of Japan, Special Report*, p. 7–23. (in Japanese)
- Ishii, T., Yanagisawa, Y., Yamaguchi, S., Sangawa, A. and Matsuno, K., 1982, *Geology of the Matsushima District. Quadrangle Series, Scale 1:50,000*, 121 p. Geological Survey of Japan, Tokyo. (in Japanese with English abstract)
- Ishii, T., Yanagisawa, Y. and Yamaguchi, S., 1983, *Geology of the Shiogama District. Quadrangle Series, Scale 1:50,000*, 112 p. Geological Survey of Japan, Tsukuba. (in Japanese with English abstract)
- Jimbo, K., 1898, *Pseudomonotis* from the vicinity of Sendai. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 5, p. 267. (in Japanese)
- Kamada, K., 1989, The Triassic System. In, Oide, K., Nakagawa, H. and Kanisawa, S. eds., *Regional Geology of Japan. Part 2. Tohoku*, p. 31–35. Kyoritsu Shuppan, Tokyo. (in Japanese)
- Kitamura, N., Ishii, T., Sangawa, A. and Nakagawa, H., 1986, *Geology of the Sendai District. Quadrangle Series, Scale 1:50,000*, 134 p. Geological Survey of Japan, Tsukuba. (in Japanese with English abstract)
- Mariotti, N. and Pignatti, J. S., 1992, Systematic remarks on *Atractites*-like coleoid cephalopods: *Crassiatractites* gen. nov., *Breviatractites* gen. nov. *Paleopelagos*, vol. 2, p. 109–141.
- Miller, H. W., 1961, Belemnoides del Tráásico superior del Estado de Sonora. *Paleontologia Mexicana*, no. 11, p. 1–15, pl. 1.
- Münster, G. zu, 1841, II, Beschreibung und Abbildung der Abbildung der in den Kalkmergelschichten von St. Cassian gefunden Versteinerungen. In, Wissmann, H. L. and Münster, G. zu, *Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des Südöstlichen Tirol's Vorzüglich der Schichten von St. Cassian*, p. 25–152, pls. 1–16, Bayreuth.
- Naef, A., 1922, *Die Fossilien Tintenfische*, 322 p. Gustav Fisher, Jena.
- Niko, S. and Ehro, M., 2018, Aulacocerid coleoids from the Triassic of the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bulletin of the Tohoku University Museum*, no. 17, p. 1–8.
- Onuki, Y. and Bando, Y., 1959a, On the Inai Group of the Lower and Middle Triassic System. *Contributions from the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University*, no. 50, p. 1–69. (in Japanese with English abstract)
- Onuki, Y. and Bando, Y., 1959b, On some Triassic ammonites from the Rifu Formation. *Contributions from the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University*, no. 50, p. 70–80, pls. 1–3.
- Shikama, T. and Murata, M., 1976, A fish fossil from Middle Triassic formation in Rifu, Miyagi Prefecture. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 82, p. 67–71. (in Japanese)
- Schastlivtseva, N. P., 1988, Triassic orthoceratids and nautilids from USSR. *Akademii Nauk SSSR, Trudy Paleontologicheskogo Instituta*, vol. 229, p. 1–104, pls. 1–8. (in Russian)
- Shimizu, S., 1930, Two new species of Ladinic ammonites from the *Daonella* Beds of Rifu, province of Rikuzen. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, Second Series (Geology)*, vol. 14, p. 75–77, pls. 24–26.
- Stolley, E., 1919, Die Systematik der Belemniten. *Jahresberichte des Niedersächsischen Geologischen Vereins*, vol. 11, p. 1–59.
- Yabe, H. and Shimizu, S., 1927, The Triassic fauna of Rifu, near Sendai. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, Second Series (Geology)*, vol. 11, p. 101–136, pls. 10–13.
- Zakharov, Y. D., 1996, Orthocerid and ammonoid shell structure: Its bearing on cephalopod classification. *Bulletin of the National Science Museum, Series C*, vol. 22, p. 11–35.

歌津館崎の魚竜化石産地の崩壊岩塊からの化石保護活動 (中間報告)

Fossil conservation project from collapsed rock masses at the Utatsu Tatezaki ichthyopterigian site: Interim report

永広 昌之*・大内 望咲**・鹿納 晴尚*・児子 修司***・石寄 美乃****・
ブリーデン ベンジャミン****・中島 保寿*****

* 東北大学総合学術博物館 ** 南三陸町教育委員会 *** 広島大学総合科学部 (現所属：地質学古生物学研究所)
**** 東京大学理学系研究科 ***** 東京都市大学理工学部

Masayuki Ehiro*, Misaki Ouchi**, Harumasa Kano*, Shuji Niko***, Yoshino Ishizaki****,
Benjamin T. Breeden*****, Yasuhisa Nakajima*****

*The Tohoku University Museum, **Minamisanriku Town Board of Education,
***Faculty of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University (Present address: Research Institute of Paleontology and
Geology), ****Graduate School of Science, The University of Tokyo,
*****Faculty of Science and Engineering, Tokyo City University

Abstract: The first fossils of the early ichthyopterigian *Utatusaurus hataii* were discovered in 1970 from the Lower Triassic (Olenekian) Osawa Formation along the western coast of Tatezaki, a cape that extends into the Pacific Ocean at the mouth of Isatomae Bay in Utatsu, Minamisanriku Town, Miyagi Prefecture, Japan. This site, known as the Utatsu Tatezaki Ichthyopterigian Fossil Locality, was designated a National Natural Landmark in 1975. During the summer of 2024, a joint conservation project to recover fossil specimens from landslide sites within this natural monument commenced between the Minamisanriku Town Board of Education and the Tohoku University Museum with the permission of the Miyagi Prefectural Board of Education. Since then, a large number of fossils from the Osawa Formation have been collected from fallen blocks of mudstone within the landslide masses, including ammonoids, orthoconic nautiloids, brachiopods, bivalves, thylacocephalans, and vertebrates. Among these, ammonoids are the most abundant, followed by brachiopods.

1. はじめに

宮城県南三陸町歌津館崎 (図 1) は、1970 年にわが国初の魚竜化石が発見された場所で、この化石が当時世界最古の魚竜のひとつでもあったことから、産地の館崎西岸の露頭と化石の一部は『歌津館崎の魚竜化石産地及び魚竜化石』として 1975 年に国の天然記念物に指定された。この魚竜化石は下部三畳系大沢層から産出したもので、北方の気仙沼市本吉町大沢海岸の大沢層産の標本とともに、1978 年に新属新種の *Utatusaurus hataii* (通称：ウタツギョリュウ) として記載報告された (Shikama et al., 1978)。大沢層からはその後石巻市雄勝町その他の南三陸地域の各地から魚竜化石の産出が続いている。また、1985 年には歌津管の浜の中

部三畳系伊里前層から魚竜化石が発見され (通称：クダノハマギョリュウ)、1991 年には 1952 年に南三陸町志津川細浦のジュラ系細浦層から発見されていた海棲脊椎動物化石も魚竜 (通称：ホソウラギョリュウ) であることがわかり (藻谷, 1991)、南三陸町 (当時は歌津町) は魚竜化石の町としてその名が知られるようになった。館崎西岸の魚竜産出層準は、大沢層上部の Bando and Shimoyama (1974) の *Arnautoceltites* 帯にあるとされ、下部三畳系 (Scythian) 上部に対比された (Shikama et al., 1978)。Bando (1970) は館崎付近からアンモノイド *Subcolumbites* cf. *perrinismithi* (Arthaber) を記載している。その後この魚竜の産出層準については様々な意見が提出されている。Shigeta et al. (2024) は、産地の館崎西海岸を含む各地の大沢層下部から、アンモノ

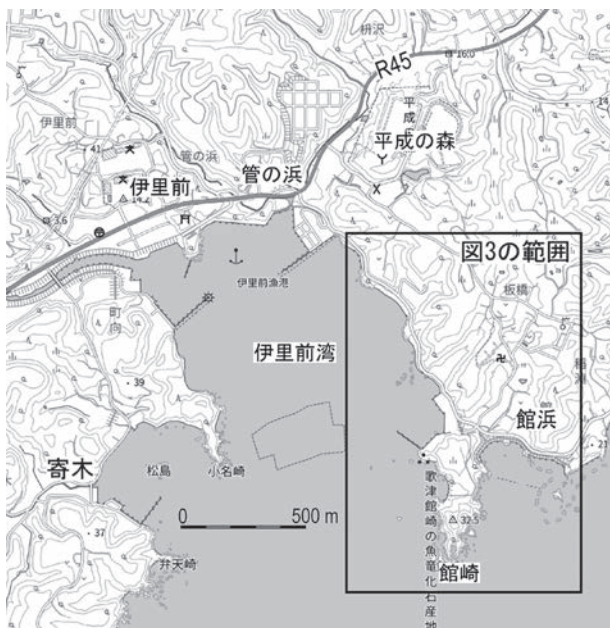


図1 南三陸町歌津館崎の魚竜化石産地（国指定天然記念物）の位置図。地形図は電子地形図 25000（国土地理院）を加工して作成。

イド *Subcolumbites perrinismithi* (Arthaber) を記載し、大沢層の下位から2番目のアンモノイド帯として *Subcolumbites perrinismithi* 帯を設定した。大沢層の主要な魚竜化石の産出層準はこの帯に含まれるとされ、この化石帯は下部三畳系上部のオレネキアン階上部のスパシアン亜階中部に対比さ

れた。

歌津館崎の天然記念物国指定地では、1970年の発掘の後に発見された魚竜標本を、「現地保存展示」として、海岸の崖の露頭に、発見されたままの状態状態で保存し、アクリルカバーで保護した上で、化石の産状がわかるかたちで展示している。この国指定の保存範囲内の崖で、数年前から崖の崩壊が生じ、大量の岩塊が崩落していた（図2）。この崩壊地周辺には大沢層下部の泥岩が露出し、崩壊岩塊にもしばしば大沢層のアンモノイドや腕足動物類の化石が含まれていたが、天然記念物保護地であるため、採集等の行為は行えなかった。

崩壊岩塊は時間がたつと風化し、次第に粉碎され、化石とともに消え、また、冬季や台風時の荒波は崖下部の岩塊を海中に運び去った。これらの化石は、大沢層の年代や堆積時の環境を知るために貴重であるのみならず、そこに包含される魚竜化石の年代を考える上でも重要な学術資源である。そこで、東北大学総合学術博物館は、南三陸町教育委員会と協議し、これら崩壊岩塊中の化石の保護と活用のために、国指定地内での化石保護活動を行うこととした。

この天然記念物指定地からは、Ehiro et al. (2019) により囊頭類化石も報告されている。館崎周辺では、指定地の約500m北方の大沢層泥岩露頭からも、魚竜に加えて、多数のアンモノイド (Ehiro et al., 2016), 囊頭類 (Ehiro et al., 2015, 2019; Ehiro and Kano, 2024), 腕足動物類 (Ishizaki and Shiino, 2024) などが記載されている。Ehiro et al. (2019) はこの指定地を館崎A地区 (Tatezaki-A locality), 北方500mの露頭の範囲を館崎B地区 (Tatezaki-B locality) とよんでいる。後者は館崎A地区よりやや上位の層準にあたるが、



図2 歌津館崎の国天然記念物指定地全景（ウタツギョリュウホロタイプ産地の岩礁より撮影）。サイト Tz-1-Tz-3 は指定地内の崩壊地（化石標本採集地点）。

両者の間には連続露頭がなく、間にいくつかの横断断層の存在が推定されるので、両者の層準の差を正確に見積もることは困難である。

2. 指定地での保護活動の申請経過

1) 申請経過

文化財指定範囲内で計画的な標本採取を行うためには、現状変更許可申請が必要である。2024年6月、南三陸町教育委員会は宮城県教育委員会文化財課および文化庁と協議を行い、今回の採取は、文化財保護法施行令（昭和50年政令第267号）第5条第4項第1号に規定する「史跡名勝天然記念物の保存のため必要な試験材料の採取」に該当することから、宮城県教育委員会へ現状変更許可申請書を提出することとなった。結果として、7月23日付け宮城県教育委員会指令第153号で無事許可されたため、2024年8月より保護活動に着手した。

2) 事業の許可内容とタイトル

申請受理にあたっての許可の内容（調査の手法、標本の保存・活用方法）は以下のとおりである。

- 1 調査主体：南三陸町教育委員会
- 2 協力機関：東北大学総合学術博物館（館長 高嶋礼詩）
みちのく古生物研究会（代表 曳地泰博）
- 3 目的：国指定天然記念物「歌津館崎の魚竜化石産地及び魚竜化石」の指定範囲内において、自然営為により崩落した岩塊に含まれる化石標本を、風化による毀損、高波等による流出から保護するため。
- 4 実施期間：令和6年8月1日から令和6年9月30日まで。
- 5 実施方法：崩落が進む指定範囲内3か所（添付資料1参照）について、崩落岩塊中の表面に露出している化石標本を保存のため採取する。また、化石を内包する可能性が高い崩落岩塊については、ハンマー等を用いて岩塊中に含まれる標本を確認、採取する。
- 6 現状変更後の措置：採取した標本は東北大学総合学術博物館で分析・研究を行い、保存公開のために南三陸町教育委員会と共同で保管する。その後、分析・研究結果に基づき、南三陸町内展示施設及び東北大学総合学術博物館で展示を行い、広く一般に公開する。

これをうけて、プロジェクトの正式名称を「国指定天然記念物『歌津館崎の魚竜化石産地及び魚竜化石』保存のための標識調査」とし、活動を開始した。

なお、調査期間は9月30日までであったが当該地点での崖の崩壊が続いていたこともあり、調査の延長が必要と考えられたので、2024年9月4日に現状変更期間変更の届

出を行い、2025年10月31日まで延長となった。さらに、2025年10月9日に再度現状変更期間変更の届出を行い、2026年8月31日までの延長が許可されたので、引き続き保護活動を行うこととなっている。

3. 化石標本保護プロジェクトの立ち上げと実施経過

1) 保護活動の実施日と参加機関

崩壊岩塊の調査および岩塊からの化石採集の許可を得て、標本の“救出”作業は当初2024年の8月1日から9月末までの期間に行うこととなった。主要な崩壊地（Tz-3地点）は天然記念物指定範囲の南部にあるが、そのほか現地保存展示地点の北方の2地点（Tz-1、Tz-2地点）でも小規模な崩落があり、これらの地点も活動の対象とした（図2）。プロジェクト実施地域の詳しい地質、保護地点の層準などについては後述する。

活動は南三陸町教育委員会・東北大学総合学術博物館が中心となったが、みちのく古生物研究会の協力を得たほか、ネイチャーセンター友の会、Hookesなど地元の団体や県内外の関係する研究機関の有志の協力も得て、のべ22日間、のべ119人の参加で実施された。

2024年

- 6月6日-7日：現地保存展示標本調査および崩壊地の化石“保護”予備調査：参加機関—東京大学・国立科学博物館・産総研・東北大学総合学術博物館（以下総合学術博物館と略記）
- 8月5日-6日：東京大学・国立科学博物館、みちのく古生物研究会、ネイチャーセンター友の会・Hookes、南三陸町観光協会、総合学術博物館・みちのく博物楽団
- 8月19日-21日：東京大学、みちのく古生物研究会、ネイチャーセンター友の会・Hookes、南三陸町教育委員会、総合学術博物館・みちのく博物楽団
- 9月2日-3日：広島大学、みちのく古生物研究会、ネイチャーセンター友の会・Hookes、南三陸町教育委員会、総合学術博物館
- 9月12日-13日：東京大学・国立科学博物館・産総研、ネイチャーセンター友の会・Hookes、南三陸町教育委員会、総合学術博物館
- 9月29日-30日：ネイチャーセンター友の会・Hookes、みちのく古生物研究会、相馬中村層群研究会、総合学術博物館

2025年

- 3月21日：予備調査 - 総合学術博物館
- 4月1日-3日：東京大学・国立科学博物館・産総研、ネイチャーセンター友の会・Hookes、南三陸町教育委員会、総合学術博物館

4月12日-13日：東京大学・国立科学博物館，ネイチャーセンター友の会・Hooks，総合学術博物館
 6月14日-15日：ネイチャーセンター友の会・Hooks，みちのく古生物研究会，総合学術博物館
 8月30日-31日：東京大学・国立科学博物館・産総研，東京都市大学，ネイチャーセンター友の会・Hooks，総合学術博物館
 9月22日：総合学術博物館

2) 機関団体別参加者名 (いずれも関係者を含む。アイウエオ順，敬称略：所属は調査開始時のもので，その後の移動もある)

東京大学・国立科学博物館・産総研：石川弘樹，石寄美乃，石塚麻奈，内野隆之，片桐星来，武藤 俊，吉澤和子

広島大学：兒子修司

東京都市大学：中島保寿

みちのく古生物研究会：青柳雅貴，石森克志，西城光洋，庄子 裕，鈴木杏奈，高泉幸浩，橋本亮平，曳地泰博，森 俊一，森 富士雄，守屋千夏，渡邊祐太

相馬中村層群研究会：荒 好，笠松隆将，笠松竹志，木幡修政，塩谷明広，平 宗雄，蒔田一美，西 夏輝，三宅 匠，宗形英雄，八巻安夫

ネイチャーセンター友の会・Hooks：大森丈広，高橋直哉，山崎浩子

南三陸町観光協会：菊池 優

南三陸町教育委員会：大内望咲

総合学術博物館・みちのく博物楽団：永広昌之，遠藤皐姫，鹿納晴尚，坂本留唯，佐藤 充，鈴木帆佳，根本 潤，平沢 遼，藤澤 敦，藤澤耀久，逸見由佳

一般：奈良康永，野田篤弘，松浦宏和

4. 調査地域の地質と保護された化石の概要

1) 国指定天然記念物指定地周辺の岩相層序

天然記念物『歌津館崎の魚竜化石産地及び魚竜化石』の国指定において保護地として指定された歌津館崎西岸を含む，歌津管の浜から館浜にいたる伊里前湾北東岸一帯には，東方の館浜から西方の管の浜に向かって，最上部ペルム系田の浦層，下部～中部三疊系稲井層群の平磯層・大沢層・風越層・伊里前層が順次分布する(図3)。保護地の館崎西岸や沖の岩礁には平磯層と大沢層が南北走向，西傾斜で露出する(図4：館崎西岸のルートマップ)。この地点はEhiro et al. (2019)の館崎A地区にあたる。

館崎の東半部は平磯層の砂岩や砂岩泥岩互層からなり，西岸部は，平磯層最上部の砂岩泥岩互層の上位に，泥岩主体の大沢層が重なるが，大沢層下部にはしばしば砂岩や砂岩泥岩互層がはさまれる。平磯層の最上部をなす砂岩泥岩

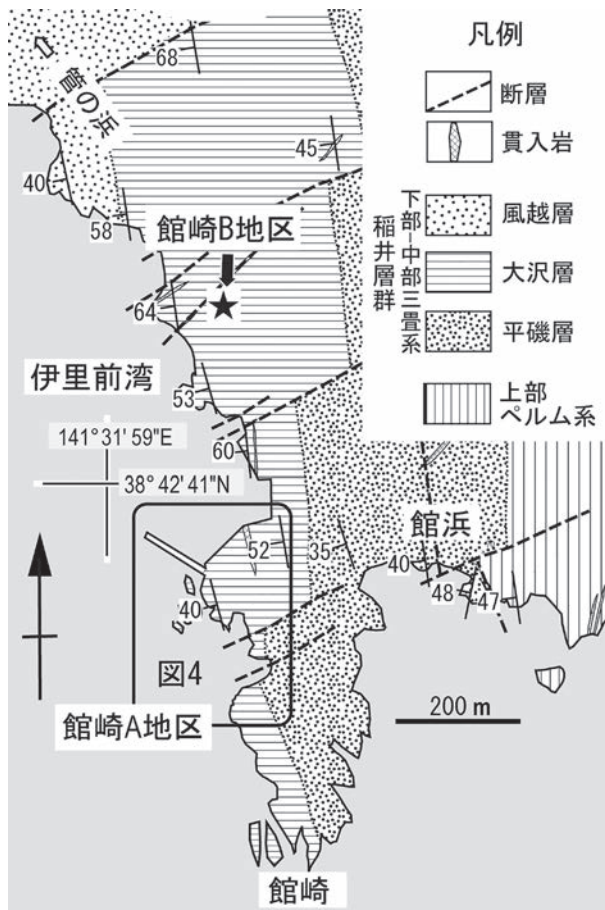


図3 南三陸町歌津の管の浜から館崎にいたる地域の地質図。大沢層の主化石産地(館崎A地区および館崎B地区)の位置を示す。

互層は，国指定地の南方の砂利浜の北端および南端部にわずかに露出し(図4)，その上位には大沢層最下部の1)単層の厚さ5mm-20cmの砂岩を頻繁にはさむ板状泥岩(厚さ数10m)，その上位の2)数mmの砂岩ラミナをはさむ縞状泥岩(20m)，3)砂岩優勢の砂岩泥岩互層(18m)，4)縞状泥岩(18m)，5)泥岩砂岩細互層(3m)，6)露頭欠如(6m)，7)板状泥岩(5m)，8)スランプ構造を呈する砂岩泥岩互層(2m)，9)板状泥岩(2.5m)，10)縞状泥岩(9m以上)が順次重なる(図4の柱状図)。指定地内で現在現地保存展示されている魚竜化石は4)の縞状泥岩の最下部に含まれている。また，Shikama et al. (1978)で記載された魚竜化石は，4)層および9)+10)層から採集されており，*Utatusaurus hatiai*のホロタイプの出産層準は10)層と判断される。

2) 崩壊岩塊の層準と保護された化石の概要

化石“保護”作業の対象となった崩壊地は，国天然記念物指定地内の3ヶ所(サイトTz-1, Tz-2およびTz-3：図2，図

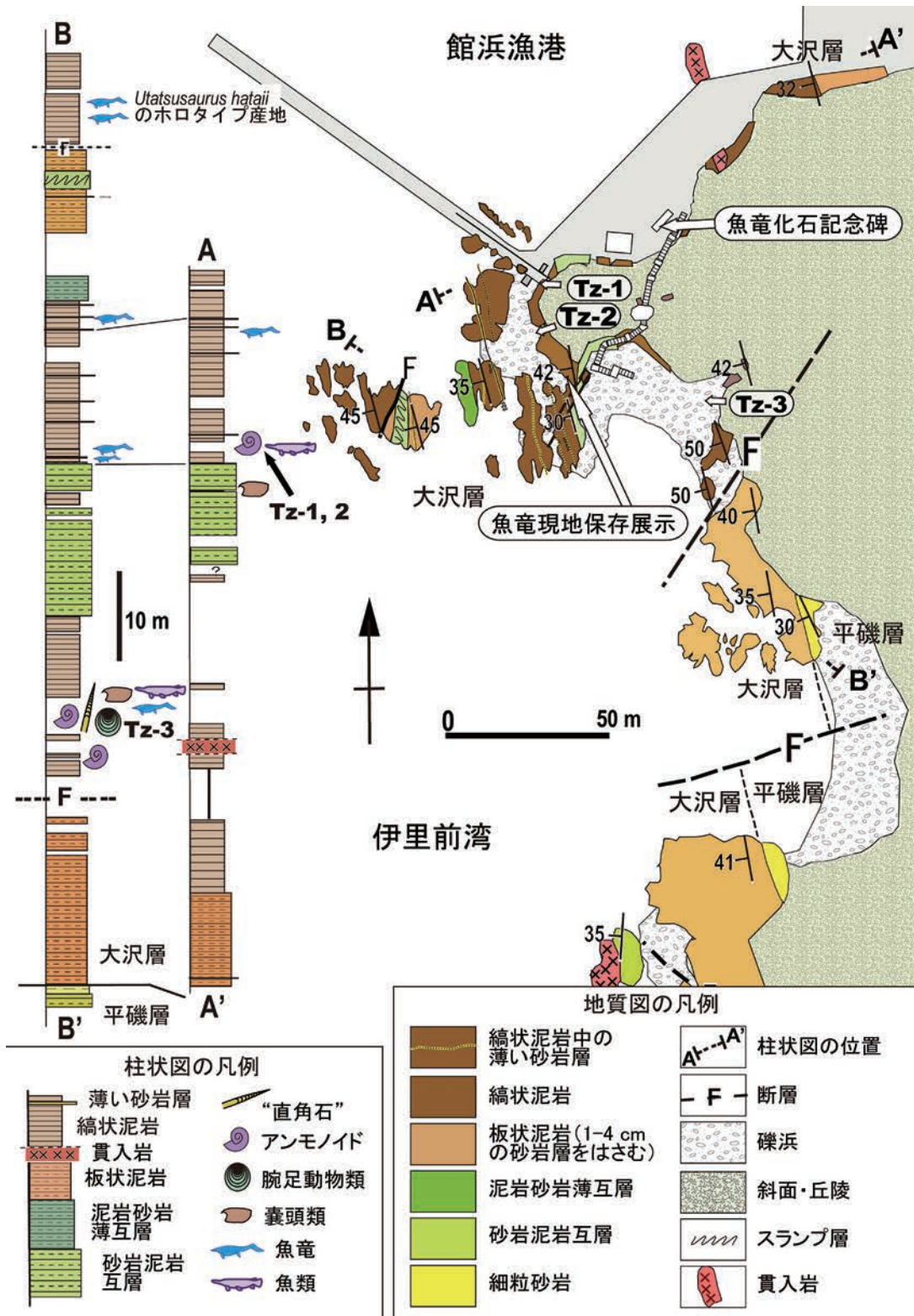


図4 歌津館崎西岸の国天然記念物指定地周辺のルートマップおよび地質柱状図（永広原図）。Tz-1-Tz-3は崩壊地（化石採集地点）の位置と層準を示す。

4) で、Tz-3 が最も崩落の規模が大きい。Tz-1 および Tz-2 は現地保存展示標本の北方にあり、その層準はほぼ同じで、現地保存展示標本より 1-2 m 程度上位の、4) の縞状泥岩の下部の泥岩の崩壊地である。Tz-3 は、現地保存展示標本の南東部にあり、2) の縞状泥岩層下部の泥岩が崩落岩塊となっている。

Tz-1 および Tz-2: この 2 つのサイトは、距離も 15-20 m 程度しか離れておらず、上述のようにほぼ同層準である。この 2 サイトからは以下のような化石が採集されている (両サイトを合わせた数)。

- ・アンモノイド: 4 種, 7 個体
- ・二枚貝: 6 個体 (すべて小型で, 1cm 以下)
- ・腕足動物類?: 3 個体
- ・魚類: 2 個体 (サメの歯 1 個体, 硬骨魚類の骨片? 1 個体)
- ・材化石 (陸上植物の幹・枝などの破片): 多数
- ・種別不明化石 (?): 18 点

Tz-3: 現地展示魚竜標本の層準より 20 数 m 下位の大沢層下部の泥岩層がやや大きな崩壊地をなし、多数の崩壊岩塊が斜面およびその基部に存在する。産出化石は、多数含まれる小さな植物片 (材化石) をのぞくと、アンモノイドが最も多く、次いで腕足動物類が多数存在する。その他の化石は少ない。いずれも泥岩中に散点的に含まれ、密集して化石層や化石床をなすことはない。

- ・アンモノイド: 破片化した外形雌型や保存の悪い個体を含め、400 個体以上が採集されているが、9 割以上が *Hellenites* 属に属する同一種と思われる。また、殻の幅が狭い *Pseudosageceras* をのぞき、ほとんどが殻の片面 (層理面に平行に埋没した下半分) のみが保存されている。これは堆積時侵食により上半部が失われたためと考えられる。
- ・“直角石” (直錐殻オウムガイ類): 25 個体。少なくとも 2 種。
- ・二枚貝: 6 個体 (すべて小型で, 1cm 以下)
- ・腕足動物類: 150 個体以上。多くは *Bronzoria recta* Ishizaki and Shiino で、その他別種個体および腕足動物類? が数個体含まれる。
- ・囊頭類: 保存不良の不確かなものも含め、少なくとも 12 個体が得られている。 *Ankitokazocaris bandoi* Ehro and Kato に同定されるものと、それとは異なるやや大型のものなどがあるが、所属については検討中である。
- ・硬骨魚類・魚竜など: 硬骨魚類の鱗・骨片など 18 個体 (不確かなものを含む) および魚竜の尾椎 1 個体。
- ・糞化石: 6 個体
- ・材化石: 多数
- ・種別不明化石 (?): 10 点

5. 保護された化石の検討状況 (中間報告)

1) アンモノイド

館崎の国指定天然記念物保護地のサイト Tz-1, Tz-2 および Tz-3 からはあわせて 400 個体以上のアンモノイドが採集されているが、現在まで保存の悪い標本や小さな破片標本をのぞいた 190 個体が南三陸町教育委員会 (160 個体: UIM30633 ~ 30792) および東北大学総合学術博物館 (30 個体: IGPS coll. cat. no. 112969 ~ 112998) に登録され、これらについては記載論文を投稿中である。産地別・種別の内訳は以下の通りである。

サイト Tz-1: *Pseudosageceras* sp. 1 個体, *Prenekites* sp. 2 個体。

サイト Tz-2: *Albanites vulgaris* Zakharov and Smyshlyayeva 1 個体, *Hellenites* sp. nov. 2 個体。

サイト Tz-3: *Hemilecanites* cf. *discus* (Arthaber) 1 個体, *Pseudosageceras* sp. 5 個体, *Tirolites?* sp. 2 個体, *Hellenites* sp. nov. 173 個体, *Procarnites?* sp. 1 個体, *Kazakhstanites* cf. *zakharovi* Zhamnikova 2 個体。

破片や保存不良の未登録の標本類もほぼすべてが *Hellenites* sp. nov. (新種) としたのものによく似ており、アンモノイド群集としては 1 種がきわめて卓越する単調な構成となっている。*Hellenites* sp. nov. は従来 *Subcolumbites perrinismithi* とされていた標本類と同様の殻形態をもっているが、その殻形態および縫合線の形態は *Subcolumbites* のそれらとは明瞭に異なっており、殻形態および縫合線の形態とも *Hellenites* 属に類似する。しかし、殻の表面装飾、とくに巻き方向の条線が発達することや殻口近辺で放射肋が細く、不規則になる点で、既知の *Hellenites* の種とは区別される。これまで館崎から記載ないし産出報告のあった、*Subcolumbites* cf. *perrinismithi* (Bando, 1964) および *S. perrinismithi* (Ehiro et al., 2019; Shigeta et al., 2024)、および石巻市大指の大沢層から Shigeta et al. (2024) により記載された *S. perrinismithi* もすべてこの *Hellenites* の新種に同定される。従来館崎の魚竜化石産地の大沢層は、アンモノイドの *Subcolumbites perrinismithi* 帯に含まれるとされ、下部三畳系上部のスパシアン亜階中部に対比されていたが、*S. perrinismithi* の産出が否定されたので、その詳細な年代対比には再検討が必要である。主要なアンモノイドを図 5 に示す。(永広昌之)

2) “直角石” (直錐殻オウムガイ類)

館崎の国指定天然記念物保護地のサイト Tz-3 からはこれまでに 25 個体 (仮番号 O-01-O-25) の直錐殻オウムガイ類化石が採集されている。これらは外見上、殻表に弱い横条線があり、殻拡大角 2° 程度、気室形状比 length/width) 0.9-1.4 を示す型 (type 1) と、殻表装飾がやや粗い横条線で、

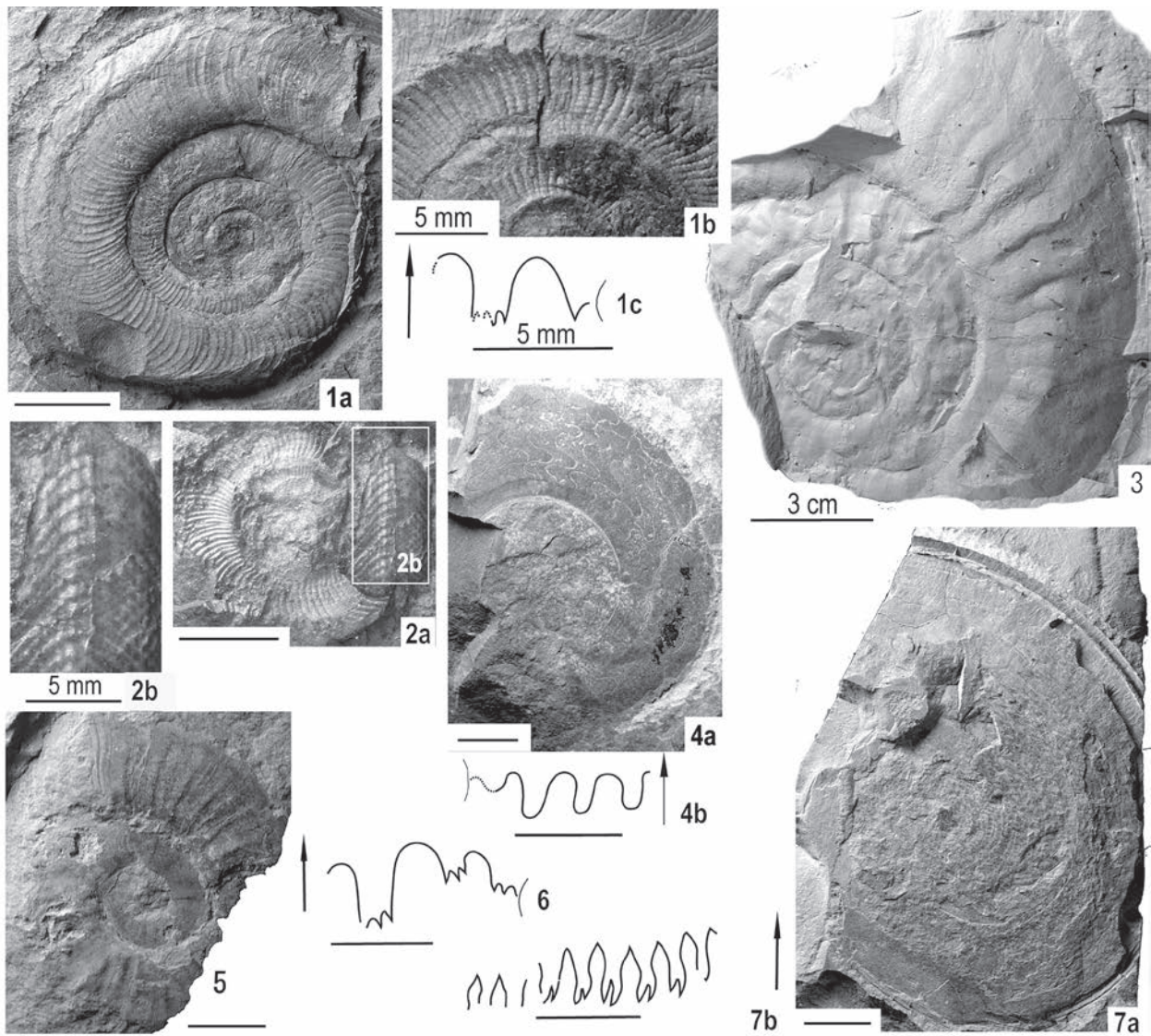


図5 サイト Tz-2, Tz-3 産の主要なアンモノイド化石 (3 のみ Tz-2, 他は Tz-3). 1-2. *Hellenites* sp. nov.; 1. IGPS coll. cat. no. 112974 の側面 (1a), 外形雌型の拡大図 (1b) および縫合線 (1c); 2. IGPS coll. cat. no. 112975 の側面 (1a) および破片化した腹部の拡大図 (2b); 3. *Albanites vulgaris* Zakharov and Smyshlyaeva, UIM 30637; 4. *Hemilecanites* sp., UIM 30633 の側面 (4a) および縫合線 (4b); 5-6. *Kazakhstanites* cf. *zakharovi* Zharnikova; 5. UIM 30792, 側面; 6. IGPS 112998, 縫合線; 7. *Pseudosageceras* sp., UIM 30634 の側面 (7a) および縫合線 (7b). 表記のないスケールは 1 cm.

殻拡大角 4° 、気室形状比 2 程度の型 (type 2) とに分類できる (図 6)。両者共縫合線は直線的で殻軸方向に直交する。全ての個体で先端・口縁部は失われている。最長個体は type 1 で 95 mm (O-01), type 2 で 56 mm (O-12) に達する。

棒状の直錐殻をもつオウムガイ類は直角石と呼ばれることが多い。しかし、この呼称は実際には前期オルドビス紀に分化系統を異にする 4 群、狭義の直角石 (オルソセラス目)、擬直角石 (シュードオルソセラス目)、珠角石 (ア

クチノセラス目)、^{ないかくせき}内角石 (エンドセラス目)、の総称である。一般的に本類においては、外形的な特徴が少ないことに加えて、目間での収斂現象も認められるため、外部形態のみに基づく分類は困難であると言わねばならない。館崎の Tz-3 産標本 type 1, type 2 の帰属先決定にあたり、珠角石と内角石はそれぞれ前期石炭紀、後期オルドビス紀に絶滅しているので明らかに除外出来るとしても、^{たいかん}直角石・擬直角石のいずれであるかは内部構造特に体管形態の検討が



図6 サイト Tz-3 産の“直角石”化石の例。1. type 1; 2. type 2.

不可欠である。研究未了の現時点では全て“直角石”（直錐殻オウムガイ類：orthoconic nautiloids）とせざるを得ない段階にある。（児子修司・永広昌之）

3) 腕足動物類

サイト Tz-1 および Tz-3 からは 150 個体以上の腕足動物化石が採集されている。ほぼすべての標本がサイト Tz-3 から産出しており、その大半が *Bronzoria recta* Ishizaki and Shiino (118 個体以上) で、次いで *Lingula* sp. (5 個体以上) である (図 7)。破片や保存状態が悪く分類できないものも、*Bronzoria* によく似たディスキナ科腕足動物の特徴を示す。*Bronzoria recta* 標本の内訳としては合弁個体が 15 個体以上、離弁個体は背殻が 66 個体以上、腹殻が 37 個体以上採集された。一方で今回産出した *Lingula* sp. はすべて離弁個体であり、形態学的特徴の詳細は検討中である。本種は Murata

(1973) によって記載されたものの、その後シャミセンガイ科の分類体系の改定により分類学的再検討が必要となっており、現在研究が進められている。

Bronzoria や *Lingula* が含まれるシャミセンガイ目は、一般的に貧酸素環境に適応的なことで知られている (e.g., Dustira et al., 2013)。特に、ペルム紀末の大量絶滅の回復期に相当する下部三畳系大沢層から産出する腕足動物は、これまで古生代型の残存種として扱われてきた (Chen et al., 2005; Ishizaki and Shiino, 2023)。実際に、現地性の *Bronzoria recta* と *Lingula* sp. の産出層準は貧酸素下で堆積したと考えられている (Ishizaki and Shiino, 2023)。ところが近年、形態解析によって *Bronzoria* はペルム紀末までに産出する代表的なディスキナ類とは異なり、腹殻の肉茎孔周辺に特有の凹みを伴うことが明らかになった (Ishizaki and Shiino, 2024)。この凹みを持つことで *Bronzoria* は貧酸素環境により適応的とされ、大沢層のような回復期独自の分類群であると考えられている (Ishizaki and Shiino, 2024)。本プロジェクトで保護された化石のうち、底生生物であり唯一運動能力をもたない分類群でもある腕足動物の場合、化石産出層準の底質環境が直接的に彼らの生息環境を反映している。引き続き、化石の形態解析や分類学的検討と、産状や底質環境の検討を合わせて実施し、古生態の解明に取り組んでいく。(石寄美乃)

4) 囊頭類

囊頭類化石は、サイト Tz-3 から不確かなものを含め 22 個体が採集され、そのうち確実に囊頭類と判別できる化石は 12 個体である。それらの内訳は、*Ankitokazocaris bandoi* Ehiro and Kato (1 個体)、*Ankitokazocaris* sp. (1 個体：図 8-1)、*Paraostenia* sp. (1 個体)、*Concavicularis* sp. (1 個体：図 8-2)、甲皮に肋がある個体の破片 (2 個体：図 8-3、図 8-4)、および所属不明の破片 (6 個体) である。

Concavicularis sp. とした個体は、甲皮の後部が欠けているが、全体の 4 分の 3 程度が確認できる。甲皮の高さは 47 mm、想定される長さは吻状突起（額角：rostrum）の先端から 80mm 程と比較的大型である。この個体は吻状突起も大きく幅が広い特徴をもつ。吻状突起を含めた甲皮の形状と大きさ等は *Concavicularis bradleyi* Meek (1872) に類似するが、甲皮全体が *C. bradleyi* より丸みを帯びている点で異なる。*Concavicularis* 属は主にデボン系、石炭系から報告がある属であるが (Meek, 1872; Chlupáč, 1963 など)、歌津の館崎 B 地区の大沢層下部から、小型の種であるが、*Concavicularis parva* Ehiro et al. が報告されている (Ehiro et al., 2019)。*Ankitokazocaris* sp. とした個体 (図 8-1) は、側面の背中側に明瞭な峰 (lateral ridge) をもつ。甲皮に縦方向の肋が発達する 2 個体 (図 8-3、8-4) は、甲皮の高さは 12 ~ 15mm 程度で、おそらく *Microcarididae* 科に属する。*Paraostenia* 属の個体は、館崎 B 地区から報告された *Paraostenia*

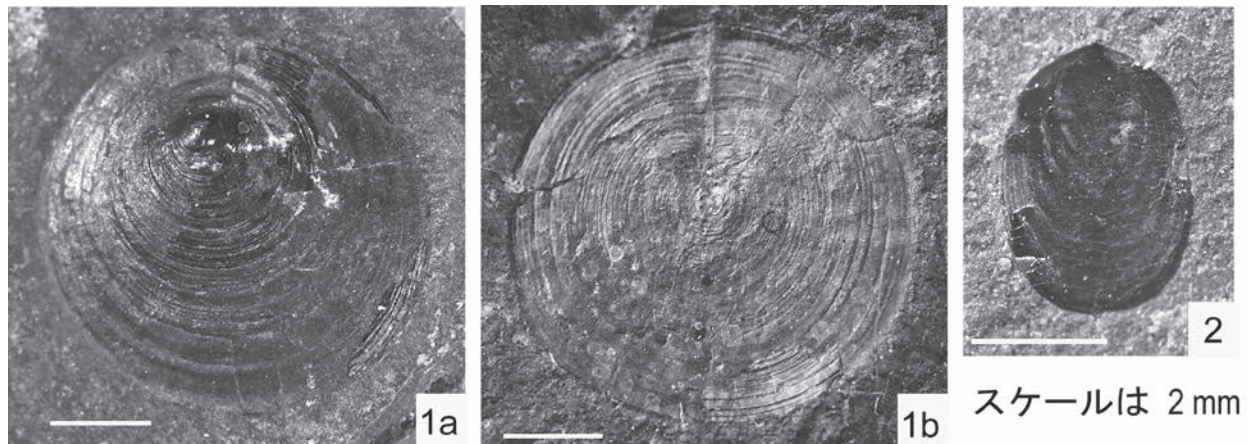


図7 サイト Tz-3 産の腕足動物類. 1. *Bronzoria recta* Ishizaki and Shiino, 1a. 背殻, 1b. 腹殻; 2. *Lingula* sp.

sp. (Ehiro et al., 2015, fig. 10) に類似している. 他の6個体については甲皮の表面はなめらかで, 甲皮の長さが2~4 cm程度であることから, おそらく *Concavacarididae* 科に属すると考えられる.

Ehiro et al., (2019) は館崎 A 地区から大型の囊頭類 *Ostenocaris?* sp. を報告しているが, この層準はサイト Tz-1 に近く, Tz-1 より数m下位であり, 魚竜化石の現地保存標本の層準よりも少し下位に位置する. Tz-3 層準はさらに下位にある. 保護活動で得られた囊頭類は保存があまり良くないことから, さらなる検討が必要であるが, 大沢層が堆積した海では, 少なくとも魚竜化石の現地保存標本層準より下位でも, 数属・数種の囊頭類が生息していたことが明らかとなった. (鹿納晴尚)

5) 軟骨魚類

大沢層では軟骨魚類の化石は極めて稀であり, これまでに記載された標本は, 平成の森スポーツ総合宿泊施設北側の露頭で発見されたヒボドゥス科の歯1本のみである(加藤ほか, 1995). しかし, その標本が保管されていた南三陸町歌津の魚竜館は, 2011年の東北地方太平洋沖地震による津波で被災し, その際標本は失われたと考えられている. 2020年, 筑波大学の大学院生(当時)が歌津館崎北方(館崎 B 地区: Ehiro et al., 2019)の大沢層から, 非ヒボドゥス科板鰓類軟骨魚類の背棘化石を新たに発見した. この標本は三角形の断面をもち, 側方向に圧縮され, 腹側に2列の歯状突起がある. このような背棘の形態は, 三畳紀の板鰓類からは報告されていないことから, おそらく新種を表すと考えられているが, 研究中(ブリーデンほか, 2025)である.

これまで館崎の国指定天然記念物保護地(館崎 A 地区: Ehiro et al., 2019)からは軟骨魚類の化石は記録されていなかったが, 2024年の調査中に東京大学の大学院生(当時)がサイト Tz-1 でヒボドゥス科の歯1本を発見した. 研究は

未完了であるが, この標本は加藤ほか(1995)が報告した標本とは異なる種であると考えられる. したがって, 大沢層には少なくとも3種の軟骨魚類が存在すると思われる. ペルム紀末の大量絶滅は, 地球生命史上最大とされているが, 軟骨魚類への影響は明らかではないので(Friedman and Sallan, 2012), 大沢層のような前期三畳紀の記録は極めて重要であり, 館崎の国指定天然記念物における将来の調査が奨励される. (ブリーデン, ベンジャミン)

6) 硬骨魚類・魚竜など

大沢層からは, 基盤的な条鰭類のグループである“パレオニスクム目(Palaeonisciformes)”に属する小型の条鰭類や, 大型の捕食性条鰭類である *Birgeria* sp., その他の破碎型の歯をもつ魚類の産出が報告されている(中島ほか, 2017). とくに“パレオニスクム目”については, 全体像が確認できる標本こそないものの, 複数の産地から多数発見されており, うち一部は大部分の骨格要素がまとまって産出している. これらの条鰭類化石は, カナダのブリティッシュコロンビア, 米国西部, ノルウェーのスピッツベルゲン島などの下部三畳系と共通する分類群を含み(Neumann, 2015; Brayard et al., 2017; Roberts et al., 2025), 前期三畳紀の南部北上帯海域における捕食者相の詳細を明らかにする上で重要である.

館崎の魚竜化石産地からは, これまで硬骨魚類化石の報告はなかったが, 今回の調査によりサイト Tz-3 から少なくとも5点の硬骨魚類化石が発見された. 内訳は, 板状の皮骨2点および鱗3点である(図9). 板状の骨はいずれも不完全で全形は不明だが, うち1点の表面はエナメル光沢を呈し, 結節および隆起線からなる装飾に覆われている(図9.1). 同標本は主要パートとカウンターパートに分かれ, 主要パートの破損部位の母岩中には数点の菱鱗と見られるものの一部が露出している(図9.1). 各菱鱗の表面では隆起

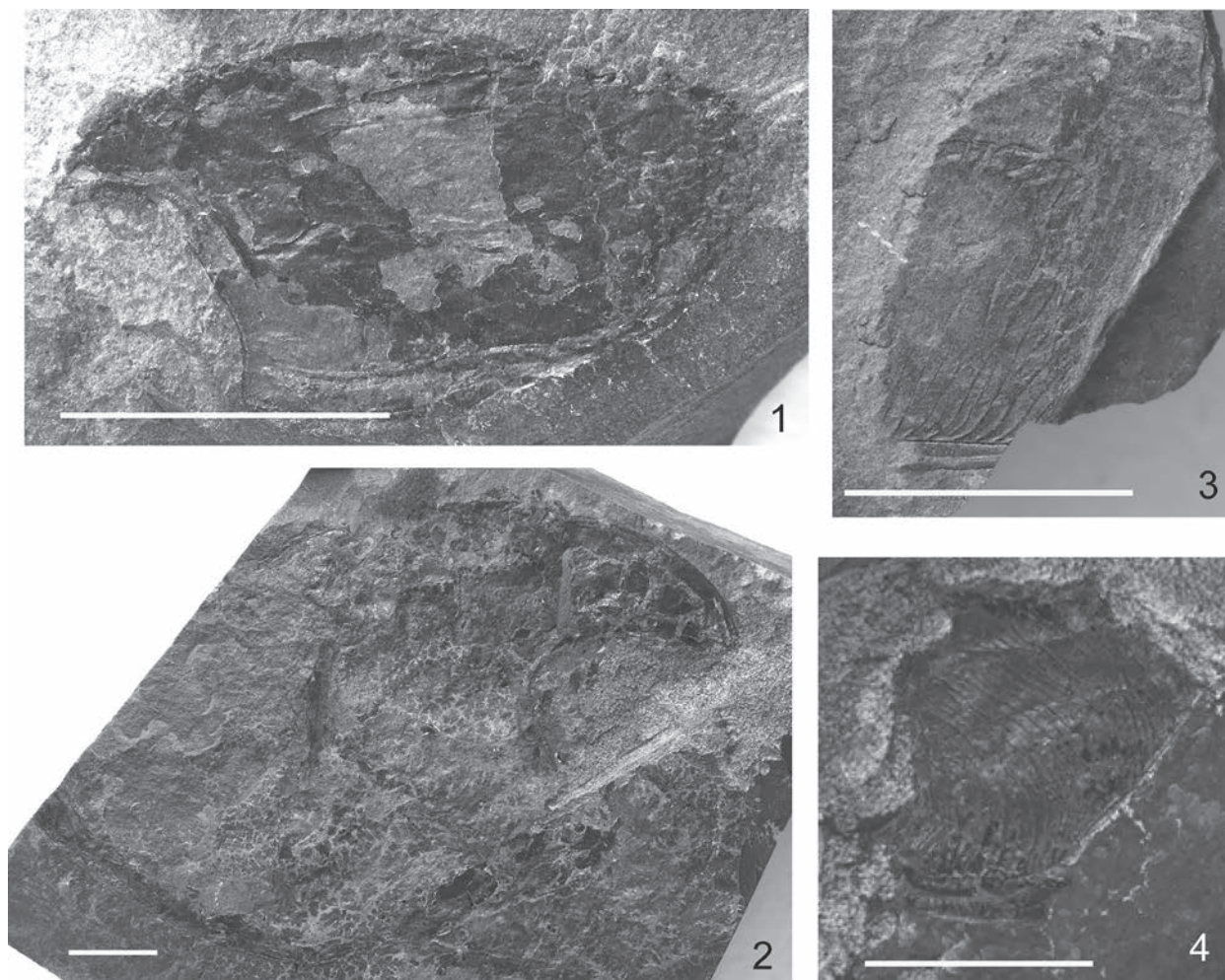


図8 サイト Tz-3 産の囊頭類. 1. *Ankitokazocaris* sp.; 2. *Concavicaris* sp.; 3, 4. *Microcarididae* 科の囊頭類. スケールは 1 cm.

線がほぼ平行に走行し、一部で合流・分岐する. このような特徴は古生代から中生代にかけて繁栄した“パレオニスクム目”の条鱗類のもつ「ガノイン鱗」の特徴と一致する. もう1点の板状の骨に関しては形態学的な特徴に乏しいが, 前述の標本と共通する薄く緻密な構造から, 同じく魚類の頭部付近を構成する皮骨と推測される.

このほかの3点の鱗標本については, いずれも内面のみが露出しているため, 表面のエナメル光沢や装飾については確認できない. うち1点は, 主要部が長い平行四辺形を示し, 中央からは「ペグ」状の突起が伸びる(図9.2). 同様の特徴を示す鱗は基盤的な硬骨魚類に広く見られる. 残る2点は不完全のため外形はわからないが, うち1点においては, 鱗の縁を構成する辺の一部に多数の突起からなる櫛状の構造が確認できる(図9.3). このような特徴を持つ鱗(櫛鱗)は一般的には, 現生条鱗類のほとんどの種を含む真骨類(Teleostei, 前期三畳紀~)の中でも特に派生的な棘鱗上目(Acanthopterygii, 白亜紀~)に特徴的なもの

とされている. ただし, この現生棘鱗上目の櫛鱗に似た構造をもつ鱗がポーランドの上部三畳系から報告されており(Antczak and Bodzioch, 2018), 前期三畳紀にも同様の鱗を持った魚類が登場していたことが示唆される. ただし, 本標本の表面構造や全形は現時点では不明であるため, 今後, マイクロCTスキャンなどを用いた非破壊かつ精密な分析を行う必要がある.

軟骨魚類・硬骨魚類以外の脊椎動物としては, 魚竜化石産地が保護されるきっかけとなった魚竜形類(lchthysauromorpha)の化石も今回の調査で新たに発見された. サイトTz-3から得られた1点の標本は, 脊椎骨の背側の構成要素である神経弓であり, 主要パート・カウンターパートの保存部位および母岩に残された印象を組み合わせることで外側面の形状を復元できる(図10.1, 10.2). 斧刃形の神経弓基部, 前関節突起, さらにその背側に伸びる長方形の神経弓が確認できる, 神経弓が後方に強く傾くことから, *Utatusaurus* もしくはそれに類似した魚竜形類の尾部

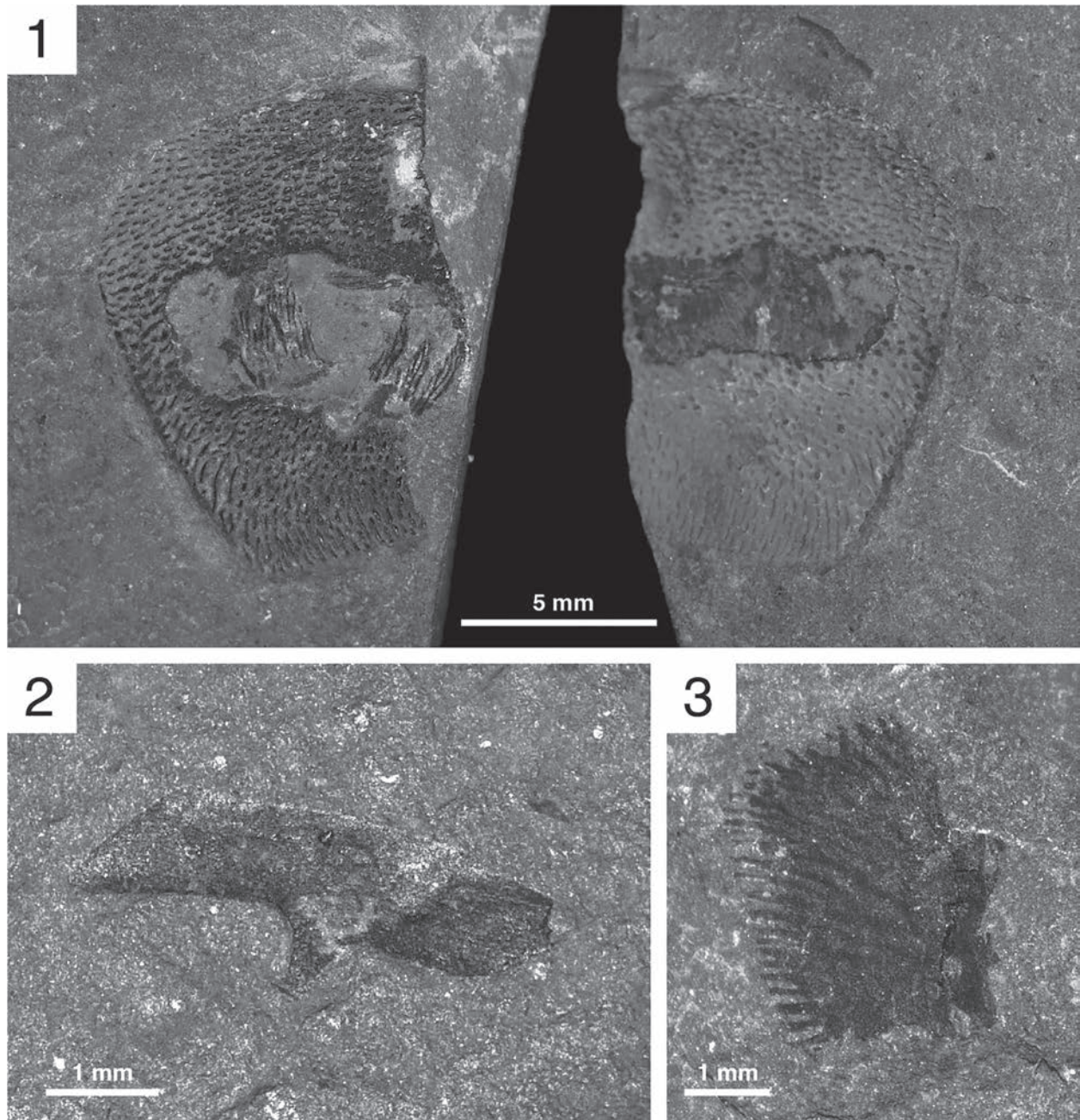


図9 サイトTz-3産の硬骨魚類化石。1. 硬骨魚類の鰓蓋部の骨および鱗，外表面の大部分を観察できる主要パート（左）およびカウンターパート（右）。主要パートの欠損部には隆起線の発達する菱鱗数点の外表面が確認できる；2. ペグ状の突起を伴う硬骨魚類の菱鱗（内表面）；3. 櫛状に並ぶ微細な突起を伴う硬骨魚類の鱗（内表面）。

前半部の尾椎^{びつ}と同定される（図10.3）。本標本は、サイズの点からも *Utatsusaurus* の椎骨の一部とみても矛盾がない。

今回の調査においては、以上挙げたほかにも、Nakajima et al. (2014) が歌津館崎以外の大沢層から報告したものと同様の脊椎動物の糞の化石（図11.1, 11.2, 11.3）や、脊椎動物の一部であることが疑われるも同定が困難である化石、

これまで報告されていない分類群・部位に属する可能性がある化石、そして植物化石などが多数採集されている。今後は、研究者間で連携して検討の視野を広げるとともに、さらに状態の良い化石の産出を期待して継続調査を行い、また、マイクロCTスキャンや顕微鏡下での組織学的研究などの手法を導入することで、その分類学的帰属や性質を明

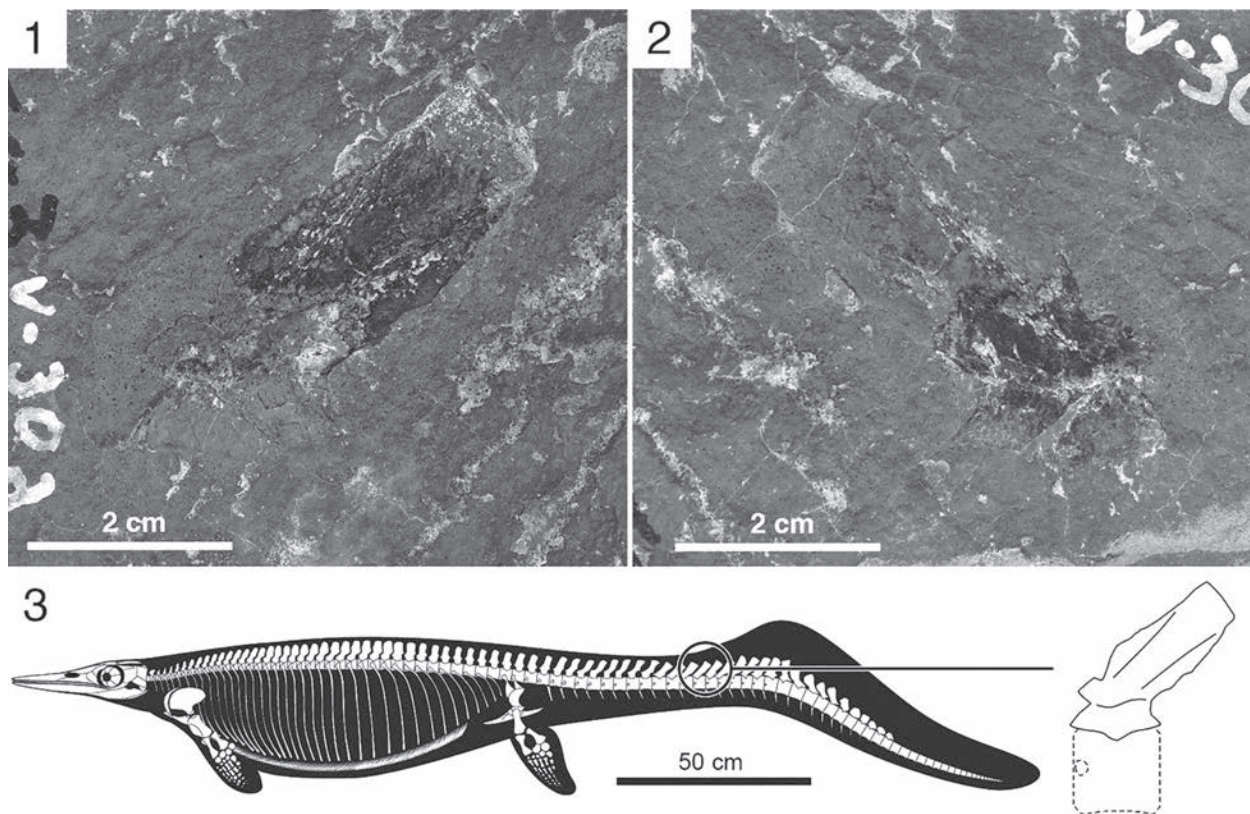


図 10 サイト Tz-3 から産出した魚竜形類の尾椎の神経弓。1. 神経棘の背側端を含む大部分が保存されている主要パート；2. 神経弓の基部が保存されているカウンターパート；3. 同標本全体の復元図（右、未発見の椎体は点線で示す）およびウタツサウルス (*Utatusaurus hataii*) の骨格図（左）。本標本に対応する部位を骨格図上に○で示す。

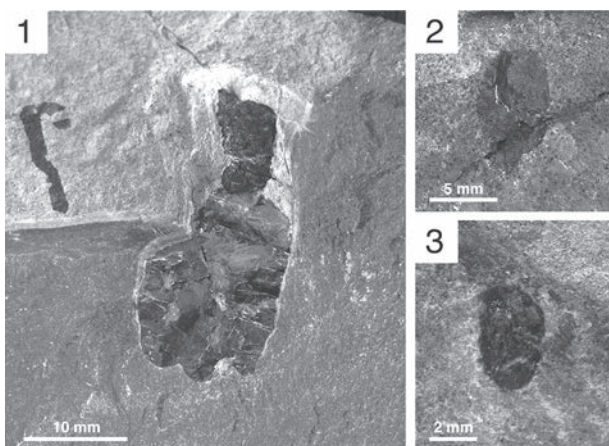


図 11 サイト Tz-3 産の糞化石。1. 今回の調査で得られた糞化石のうち最大の標本。破断面には未消化物の痕跡とみられるものが点在する；2. 楕円球状の糞化石；3. 今回の調査で得られた糞化石のうち最小の標本。

指したい。（中島保寿）

6. おわりに

崩壊岩塊の調査はほぼ終了したが、崩壊現象はまだ継続している。そこで、上述のように、2026年8月末までの期間延長を申請し、10月21日付けで了承された（天然記念物歌津館崎の魚竜化石産地及び魚竜化石の現状変更の期間延長について（通知））ので、2026年春に再開することとなっている。この中間報告は2025年10月までの調査・保護活動とその後の標本の検討結果である。

採集された標本類は、東北大学総合学術博物館で大まかな分類整理の後、上記の様に各専門分野の研究者によって詳しい検討が行われている。その一部についてはすでに中間報告がなされているが、多くは研究途上にある。

南三陸町では、2025年7月19日から10月19日まで、南三陸町・南三陸町教育委員会・東北大学総合学術博物館共催の、「ウタツギョリュウ化石天然記念物国指定50周年・南三陸町誕生20周年記念特別企画展『南三陸の魚竜化石と

らかにし、ひいては前期三畳紀の古生態系の全容解明を目

大地の生い立ち』が開催されたが、この企画展会場でも館崎での標本「保護」プロジェクトについての経過報告を行った。また、保護されたアンモノイド・腕足動物類等の標本の一部は特別企画展で展示標本の一部として活用されている（永広ほか、2025）。

特別企画展終了後、南三陸町教育委員会と東北大学総合学術博物館が協力して、南三陸町歌津総合支所化石展示室の拡充リニューアルを開始した。今回の保護活動で採集されたアンモノイド・腕足動物類化石の一部もこの展示の中に組み込まれており、その他の分類群についても、検討結果の公表にともない、順次展示の更新等で活用する予定である。

本化石保護活動は、宮城県教育委員会および南三陸町教育委員会の化石標本保護についての深いご理解の上で実施されている。また、得られた化石標本類は文中に示した多くの研究機関・民間団体および活動に参加された皆様のご努力の賜物である。ここに深い謝意を表するとともに、今後ともご協力をお願いする次第である。

引用文献

- Antczak, M. and Bodzioch, A., 2018, Diversity of fish scales in Late Triassic deposits of Krasiejów (SW Poland). *Paleontological Research*, vol. 22, p. 91–100.
- Bando, Y. and Shimoyama, S., 1974, Late Schythian ammonoids from the Kitakami Massif. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 94, p. 293–312.
- Brayard, A., Krumenacker, L. J., Botting, J. P. et al., 2017, Unexpected Early Triassic marine ecosystem and the rise of the Modern evolutionary fauna. *Science Advances*, vol. 3, e1602159.
- ブリーデン, ベンジャミン・遠藤悠一・川邊恵大・真鍋 真・坂田智佐子, 2025, 宮城県の下部三畳系大沢層から産出した板鰓類の背棘. 日本古生物学会 2025 年年会講演予稿集, p. 25.
- Chen, Z. Q., Kaiho, K. and George, A. D., 2005, Early Triassic recovery of the brachiopod faunas from the end-Permian mass extinction: a global review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 224, p. 270–290, doi: 10.1016/j.palaeo.2005.03.037.
- Chlupáč, I., 1963, Phyllocarid crustaceans from the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. *Paleontology*, vol. 6, p. 97–118.
- Dustira, A. M., Wignall, P. B., Joachimski, M., Blomeier, D., Hartkopf-Fröder, C. and Bond, D. P. G., 2013, Gradual onset of anoxia across the Permian–Triassic boundary in Svalbard, Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 374, p. 303–313, doi: 10.1016/j.palaeo.2013.02.004.
- Ehiro, M. and Kano, H., 2024, A new species of *Parisicaris* (Microcarididae, Thylacocephala) from the upper Olenekian (Lower Triassic) Osawa Formation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bulletin of the Tohoku University Museum*, no. 23, p. 23–34.
- 永広昌之・鹿納晴尚・根本潤 (編), 2025, ウタツギョリュウ化石天然記念物国指定 50 周年・南三陸町誕生 20 周年記念 特別企画展「南三陸の魚竜化石と大地の生い立ち」展示解説. 30 p., 南三陸町教育委員会.
- Ehiro, M., Sasaki, O. and Kano, H., 2016, Ammonoid fauna of the late Olenekian Osawa Formation in the Utatsu area, South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Paleontological Research*, vol. 20, p. 90–104.
- Ehiro, M., Sasaki, O., Kano, H. and Nagase, T., 2019, Additional Thylacocephala (Arthropoda) from the Lower Triassic (upper Olenekian) Osawa Formation of the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Palaeoworld*, vol. 28, p. 320–333.
- Ehiro, M., Sasaki, O., Kano, H., Nemoto, J. and Kato, H., 2015, Thylacocephala (Arthropoda) from the Lower Triassic in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Paleontological Research*, vol. 19, p. 269–282.
- Friedman, M. and Sallan, L. C., 2012, Five hundred million years of extinction and recovery: A phanerozoic survey of large-scale diversity patterns in fishes. *Palaeontology*, vol. 55, p. 707–742. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2012.01165>.
- Ishizaki, Y. and Shiino, Y., 2023, Sedimentary environment and redox conditions of the Lower Triassic Osawa Formation in the Southern Kitakami Terrane, Japan: insights into ocean redox stratification and faunal recovery. *Palaios*, vol. 38, p. 210–232, doi: 10.2110/palo.2021.045.
- Ishizaki, Y. and Shiino, Y., 2024, A new genus of Triassic discinid brachiopod and re-evaluating the taxonomy of the group—evolutionary insights into autecological innovation of post-Palaeozoic discinids. *Acta Palaeontologica Polonica*, vol. 69, p. 529–548, doi: 10.4202/app.01164.2024.
- 加藤 敬・長谷川清・石橋 毅, 1995, 南部北上山地大沢層 (下部三畳系) よりヒボドゥス属板鰓類の発見. 地質学雑誌, vol. 101, p. 466–469.
- Meek, F.B., 1872, Descriptions of new Western Palaeozoic fossils, mainly from the Cincinnati Group of the Lower Silurian Series of Ohio. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, vol. 23, p. 308–336.
- 藻谷亮介, 1991, 宮城県志津川町産出の大型魚竜化石について. 日本古生物学会第 140 回例会予稿集, p. 36.
- Murata, M., 1973, Triassic fossils from the Kitakami Massif, Northeast Japan: Part 1, Pelecypods and Brachiopods of the Osawa and the Fukkoshi Formations. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)*, special vol. 6, p. 267–275.
- Nakajima, Y. and Izumi, K., 2014, Coprolites from the upper Osawa Formation (upper Spathian), northeastern Japan: Evidence for predation in a marine ecosystem 5 Myr after the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 414, p. 225–2232.
- 中島保寿・高橋 聡・佐々木 理・永広昌之・御前明洋,

2017, 稲井層群大沢層（下部三畳系 Olenekian）より発見された硬骨魚類化石群集が示す中生代初期の食物網の複雑性. 日本古生物学会 2017 年年会講演予稿集, p. 45.

Neuman, A. G., 2015, Fishes from the Lower Triassic portion of the Sulphur Mountain Formation in Alberta, Canada: geological context and taxonomic composition. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 52, p. 557–2568.

Roberts, A. J., Rucinski, M., Kear, B. P., et al., 2025, Earliest oceanic tetrapod ecosystem reveals rapid complexification of Triassic marine communities. *Science*, vol. 390, p. 722–727.

Shigeta, Y., Endo, Y. and Inose, H., 2024, Spathian (late Olenekian, Early Triassic) ammonoids from the Osawa Formation, South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Paleontological Research*, vol. 28, supplement, p. 1–55.

Shikama, T., Kamei, T. and Murata, M., 1978, Early Triassic ichthyosaurs, *Utatusaurus hataii* gen. et sp. nov., from the Kitakami Massif, Northwest Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)*, vol. 48, p. 77–97.

小豆島の白亜紀花崗岩類と同時に活動した苦鉄質岩類： 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

Evidence for the Simultaneity of Cretaceous Granites and Associated Mafic Rocks in Shodoshima Island: Large-scale felsic magma activity in subduction zones

熱田 真一*,***・吉倉 紳一**・吉田 武義*

* 東北大学大学院理学研究科地球学専攻地球惑星物質科学科 ** (元所属) 高知大学自然科学系理学部門地球科学科
*** (現所属) 株式会社アサノ大成基礎エンジニアリング

Shinichi Atsuta, ***, Shin-ichi Yoshikura**, and Takeyoshi Yoshida**

* *The Department of Earth Science, Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai, 980-8578, Japan,*
***(Former affiliation) Sciences Unit, Natural Sciences Cluster, Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi, 780-8520, Japan,*
****(Present address) Asano Taiseikiso Engineering Co., Ltd., Kitaueno 2-8-7, Taitou-ku, Tokyo, 110-0014, Japan*

Abstract: The distribution of the Cretaceous Ryoke-Sanyo Granite Series in Shodoshima Island and the occurrence and petrology of mafic rocks formed during the same period were examined. The bulk chemical compositions of the mafic rocks are high-alumina basaltic, aphyric basalt to basaltic andesite. The origin of mafic rocks includes both an enriched crustal/lithospheric component and the subduction zone component, exhibiting the typical characteristics of magma that formed in active continental margin undergoing interaction with continental crust. The mafic rocks occurring in Shodoshima can be broadly classified into Mafic Magmatic Enclave (MME), syn-plutonic dikes, and late dikes. The diversity of mafic dikes resulted from repeated intrusions of high-temperature mafic magma into low-temperature granitic magma with varying degrees of crystallinity (solid/liquid ratio). The activity of large-scale Cretaceous granitic belt in southwest Japan shares similarities with that of the NE Japan arc, also the products of subduction zone magmatism, and with activity during the Late Cenozoic.

本論の表1(モード組成一覧表)、表2(全岩化学組成一覧表)、表3(サンプル採集地点一覧表)については、下記 URL の東北大学総合学術博物館 WEB サイトの研究紀要のページから、PDF データで配布します。
https://www.museum.tohoku.ac.jp/press_info/bulletin/bulletin_index.html

Table.1 (Mode analysis data), Table.2 (Bulk chemical compositions), and Table.3 (Sampling point), in this paper are available as PDF files on the Bulletin page of the Tohoku University Museum website at the URL below.
https://www.museum.tohoku.ac.jp/press_info/bulletin/bulletin_index.html

1. はじめに

現在の西南日本は、ジュラ紀以降、アジア大陸東縁のプレート収束境界に位置しており、白亜紀～古第三紀には「対の変成帯 (Miyashiro,1961)」で特徴づけられる沈み込み帯が発達していた (Taira,2001)。この沈み込み帯は、極

めて速い沈み込み速度、あるいは海嶺軸の沈み込みで特徴づけられる (Nakajima et al.,2016)。このとき、西南日本外帯では、付加体である四万十帯 (90～20Ma) が形成され、内帯では活発な火成活動によりカルデラを伴う大規模な珪長質火山岩やそれをもたらしたマグマ溜りに由来する珪長質貫入岩 (バソリス群) が形成された。この珪長質

貫入岩は、前弧側の中央構造線から背弧側の日本海側に向かって領家帯、山陽帯、そして山陰帯の3帯に区分されている (Ishihara, 1971; Murakami, 1974; 飯泉ほか, 1985)。領家帯では、白亜紀の深成一変成作用が、また山陽帯や山陰帯では白亜紀から古第三紀漸新世にかけて火山一深成活動があり、当時の火山フロントは時代とともに背弧側へと移動したと考えられる。領家花崗岩はグラニュライト相に達する低圧型の領家変成帯に分布し、変成岩とともに複合岩体を形成している (Okudaira et al., 1993)。領家花崗岩は、古期領家花崗岩と新期領家花崗岩に区分され、前者は地下約 15 ~ 20 km 深度で周囲の領家高変成度岩の構造に調和的なシート状貫入形態を示すのに対して、後者は、より浅所で領家変成岩の構造に非調和的に貫入している (奥平, 1998; Okudaira et al., 2003; Nakajima et al., 2016)。90 ~ 80Ma の年代を示し、領家花崗岩を貫く山陽帯の広島花崗岩 (今岡ほか, 1994) は板状岩体を形成し、その層状集合体がバソリスを形成している (Hayashi, 1995; 山本ほか, 2006) が、同時期に活動した火山岩を貫くこともある浅所貫入岩体で、領家花崗岩に接触変成作用を与えている (東元ほか, 1983)。領家花崗岩や広島花崗岩質マグマの最終冷却固結時期に明瞭な年代差は認められないことから、これらがほぼ一体として隆起冷却した白亜紀大陸縁の上部地殻断面であるとする考えがある (横山, 1984; Nakajima, 1994, 1996)。これらの領家花崗岩や山陽花崗岩は、I タイプ・チタン鉄鉱系に属し、山陰花崗岩は I タイプ・磁鉄鉱系に属する (Ishihara, 1979; Takahashi et al., 1980)。いずれも MORB 規格化図 (Pearce, 1983) で Nb 負異常を示し、(Y+Nb)-Rb 図 (Pearce et al., 1984) では、火山弧型 (VAG) を示す。また、領家帯から山陰帯の花崗岩類へと、全岩 SiO₂ 量、全鉄量、Fe₂O₃/FeO 比は増加し、K₂O 量、K₂O/Na₂O 比は低下している (Ishihara, 1971; Murakami, 1974; 沢田, 1979)。白亜紀火山一深成複合岩体の相伴う火山岩と深成岩の Sr 同位体初生値はほぼ等しく、起源物質を同じくすると考えられる。また、領家花崗岩は領家変成岩とは異なる Sr 同位体初生値を示している (Nakajima et al., 2016)。これらの白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩の Sr 同位体初生値は、0.707 ~ 0.708 であり、これは花崗岩類が示す範囲のうち低い側にほぼ等しい。このことから、相伴う苦鉄質マグマと珪長質マグマは元々は同源であり、おそらく大陸縁の沈み込み帯上盤のエンリッチしたリソスフェアマントルや苦鉄質下部地殻に由来すると考えられている (Nakajima et al., 2016)。

近年、珪長質マグマ溜りプロセスの理解のため、上記の白亜紀花崗岩類やそれらに伴われる苦鉄質岩類の野外での産状についての再検討がなされている (例えば、吉倉・熱田, 2000; 西岡ほか, 2001; Nakajima et al., 2004; 西脇・奥平, 2007; 西村ほか, 2014)。未固結の花崗岩質マグマに貫入した、特異な形態を示す苦鉄質マグマの岩脈を「同時性岩脈 (syn-plutonic dike)」と呼ぶ。同時性岩脈は未固結の珪

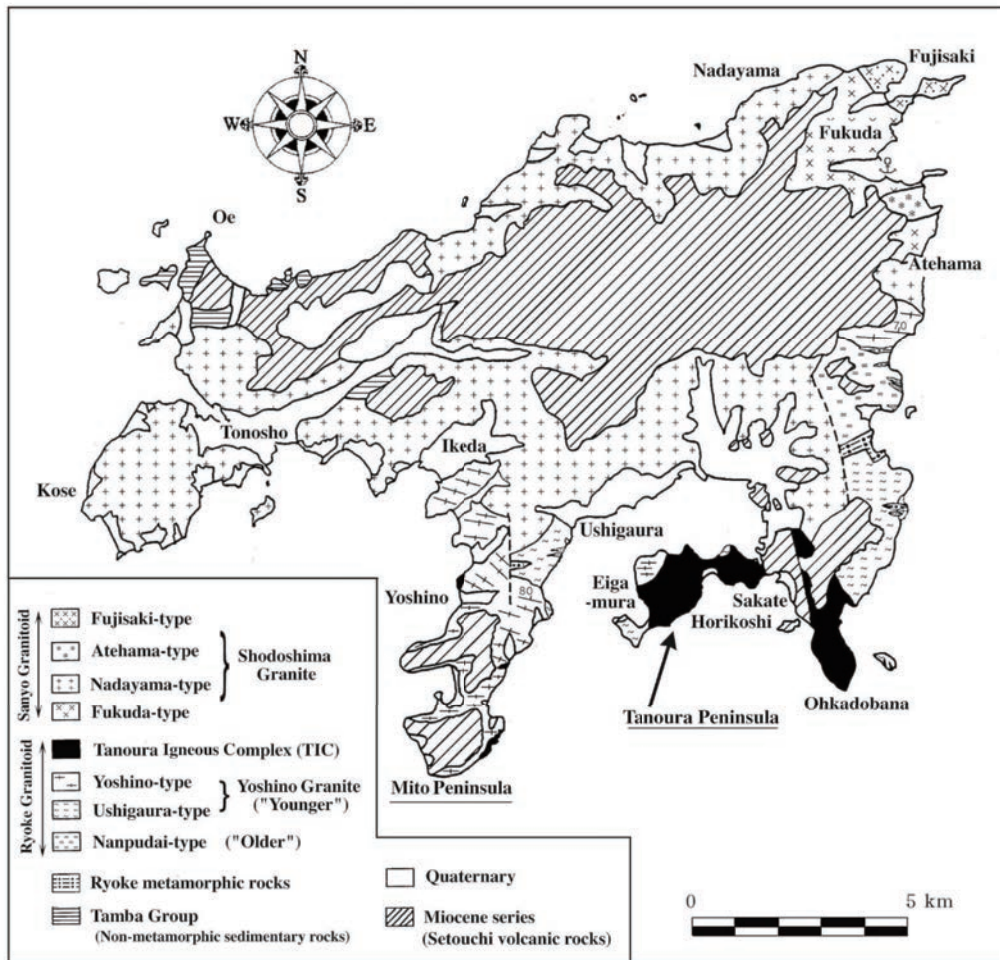
長質 (花崗岩質) マグマ溜りに地下深部から繰り返し供給されていると推定される苦鉄質マグマの存在を示す直接的な証拠である。吉倉ら (吉倉, 1997; 吉倉ほか, 1999) は、九州北部から四国を経て大阪府南部に至る地域の白亜紀花崗岩体の調査・研究によって、(1) 花崗岩には同時性苦鉄質岩が普遍的に伴われる、(2) 花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で進行した多様な相互作用が凍結されている、(3) 苦鉄質マグマの岩石化学的特徴が広域的に類似する、ことなどを明らかにしている。花崗岩質マグマの発生から固結に至る一連の過程を花崗岩のみならず、それに伴われる苦鉄質火成岩にも注目し、特に同時共存した花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で進行した熱的、機械的、化学的相互作用を解き明かすことは、マグマ組成変化やダイナミクスを明らかにする上で極めて重要である。この相互作用の様式は、関与したマグマの量比、温度、組成、H₂O 量、結晶度、密度、粘性などをパラメータとして、多様に变化する (吉倉・熱田, 2000; 西村ほか, 2014)。

結晶に富む結晶マッシュュアリジッドスポンジ状の花崗岩質マグマ溜りに広域的な応力が加わると、短時間に破断が生じ、マグマに満たされた開口割れ目が形成され、岩脈の貫入が起こる。しかし、時間がたつと岩脈の周囲の花崗岩質マグマが粘性流動し、固化した岩脈の割れ目に侵入して岩脈を引き離したり、また岩脈が未固結のときには、岩脈を構成する高温の苦鉄質マグマが急冷縁を持つ液滴状の包有岩：苦鉄質火成包有岩 (Mafic Magmatic Enclave: 以下、MME) の集合体となり、周囲の低温の花崗岩質マグマが、その隙間を埋めるような形態を示したりする。さらには、岩脈を構成する未固結の苦鉄質マグマが周囲の花崗岩質マグマと混合 (mixing)・混交 (mingling) した結果、両者の境界部に新たに混合・混交マグマが形成されたりする (Wiebe et al., 1997; 吉倉・熱田, 2000; Ishihara et al., 2003; 西村ほか, 2014)。

本論では、香川県小豆島における、そのような花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの共存する様子や、それらの岩石化学的特徴を示し、それらの成因を論じる。

2. 小豆島の地質概略

小豆島は、香川県高松市の北東約 20km に位置し、その大きさは東西 20km、南北 17km である。本島の大部分は、白亜紀花崗岩類からなり (第 1 図)、いわゆる片状構造を伴う古期領家花崗岩類、片状構造を伴わない新期領家花崗岩類、山陽花崗岩類などが産する (沓掛ほか, 1979)。小豆島東海岸と三都半島では砂質岩・泥質岩を原岩とする変成岩が露出している。また、海拔 150 ~ 200m 以上には中新世の瀬戸内火山岩類に属する溶岩・火山砕屑岩が花崗岩類を不整合に覆って分布する。



第1図 小豆島地質図
小豆島の地質分布図。特に深成岩と変成岩を中心とした図

Figure 1: Geological Map of Shodoshima Island.

A geological map showing the distribution of rocks on Shodoshima Island. Focusing particularly on plutonic and metamorphic rocks.

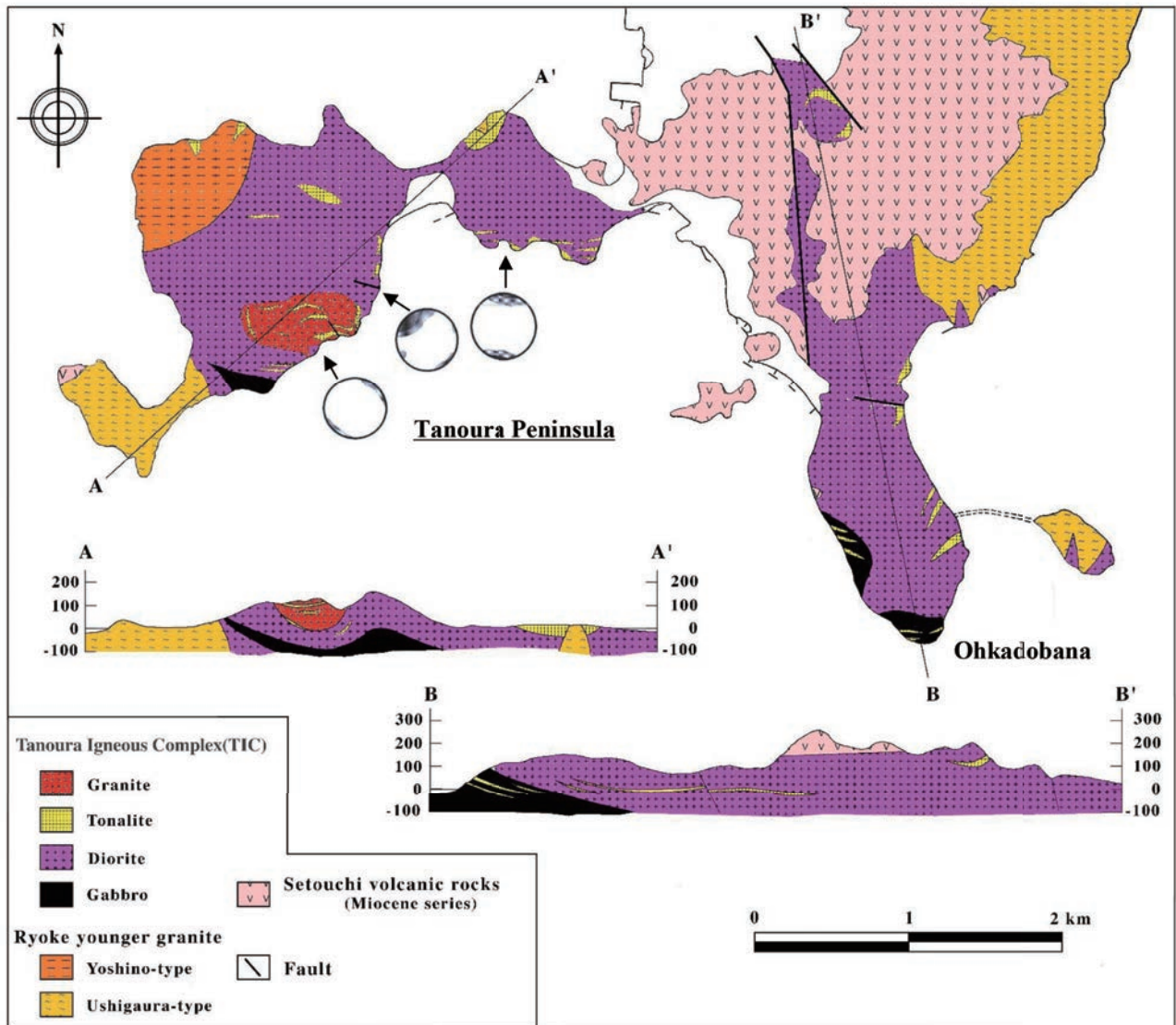
2.1 白亜紀花崗岩類

小豆島に産する白亜紀深成岩類は主に黒雲母花崗岩からなり、南東部の田ノ浦半島と内海町坂手から大角鼻にかけては苦鉄質岩が分布する。年代学的研究には、Kagami et al. (1988) があり、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代から $82.1 \pm 3.0\text{Ma}$ の年代値が報告されている。深成岩類の岩相区分は、沓掛ほか (1979), 横山 (1984), Ishihara et al. (2003), 本研究などによってなされ、産状、岩相、片状構造の有無とその程度により大きく山陽花崗岩類に属する広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩体と、領家花崗岩類に属する片状構造の発達した南風台花崗岩体、一部で片状構造を示す田ノ浦複合岩体、そして弱い片状構造を持つ吉野花崗岩体の4

つの独立した深成岩体に区分できる (第1図)。花崗岩質マグマと同時期に活動した苦鉄質岩類は、小豆島南部の領家花崗岩類分布域、とりわけ角閃石黒雲母トータル岩、黒雲母角閃石閃緑岩、輝石角閃石斑れい岩など、より苦鉄質な岩相で特徴づけられる田ノ浦複合岩体 (第2図) に多産する。

2.2 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類

小豆島に産する白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類は、岩脈、MME、シート状岩体、集積岩体など多様な産状を示す (吉倉・熱田, 2000; Ishihara et al., 2003) が、主体を成すのは岩脈と包有岩 (MME) である (第3図, 第4図: 詳細は後述)。そのうち岩脈は、白亜紀花崗岩類、変成岩類、非変成



第2図 田ノ浦複合岩体地質図

田ノ浦半島、および大角鼻にかけて分布する深成岩類。下にはAA'およびBB'の断面図を示す。田ノ浦複合岩体の花崗岩類に発達する斜長石による定向配列はステレオネットで示す。

Figure 2: Geological Map of the Tanoura Igneous Complex(TIC)

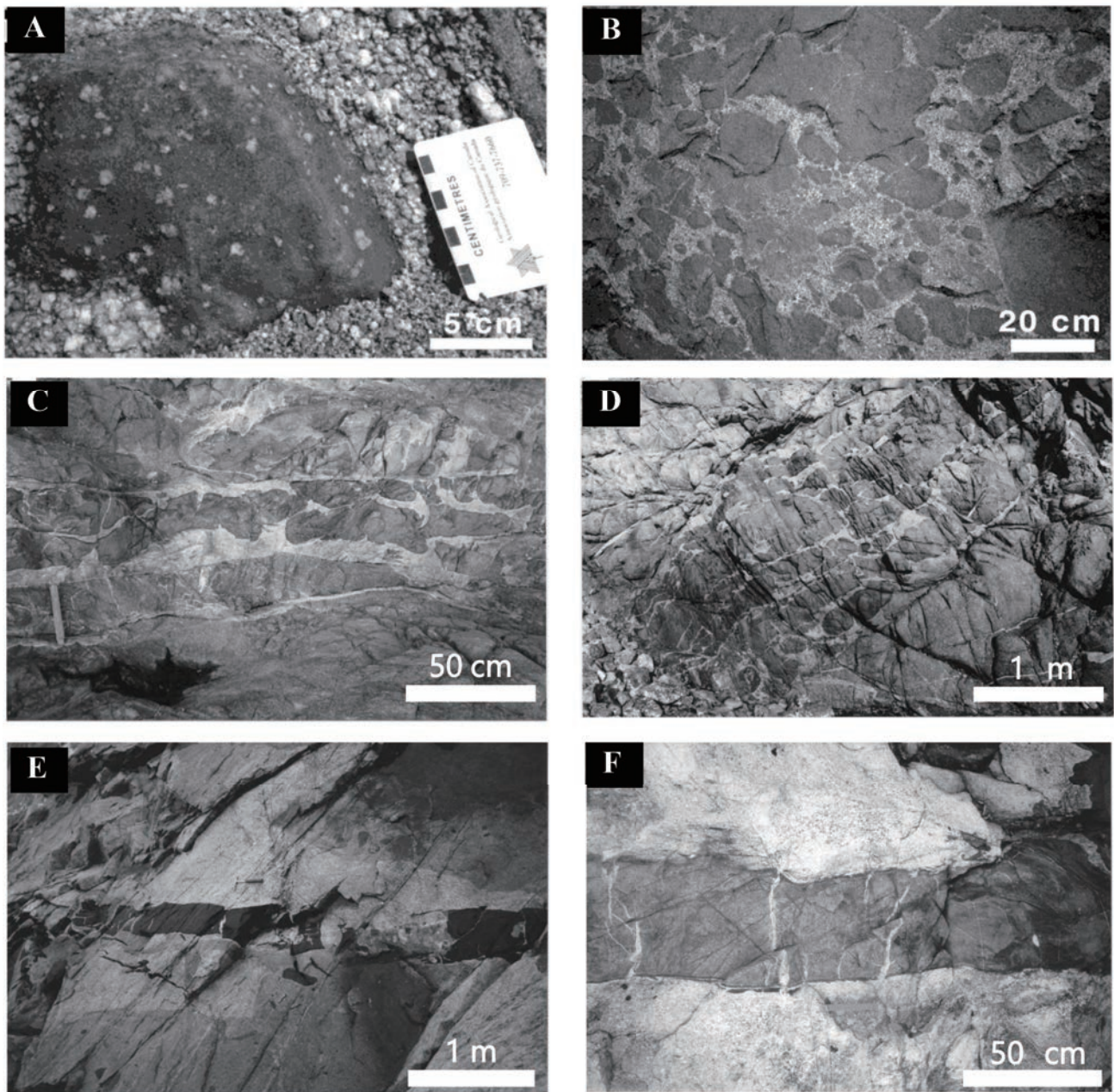
Plutonic rocks distributed across the Tanoura Peninsula and Ohkadobana.

Cross-sections AA' and BB' are shown below. The plagioclase-induced orientation arrangement developed in the granitic rocks of the Tanoura Igneous Complex are depicted in Stereonet diagram.

中・古生層に貫入した、輝緑岩脈、斑岩脈、アプライト岩脈、ペグマタイト岩脈などからなる。横山・原(1981)や横山(1984)は、岩脈の活動時相を5つにわけ、活動時相が後期になるほど岩脈の活動が小豆島北部へ移動し、その活動は苦鉄質マグマの活動に始まり珪長質マグマの活動で終わったと報告している。後述するように、小豆島では岩脈が多産し、輝緑岩などある特定の岩石種だけで構成されている

こともあるが、さまざまな岩石種からなる複合岩脈をなすこともある。

苦鉄質岩は、玄武岩〜ドレライト組織や閃緑岩〜斑れい岩組織を示し、主に斜長石、角閃石、黒雲母からなり、石英や単斜輝石が含まれることもある。角閃石や斜長石斑晶を含むものもあるが、多くは無斑晶質である。モード容量比では、閃緑岩、石英閃緑岩、トータル岩などに分類され

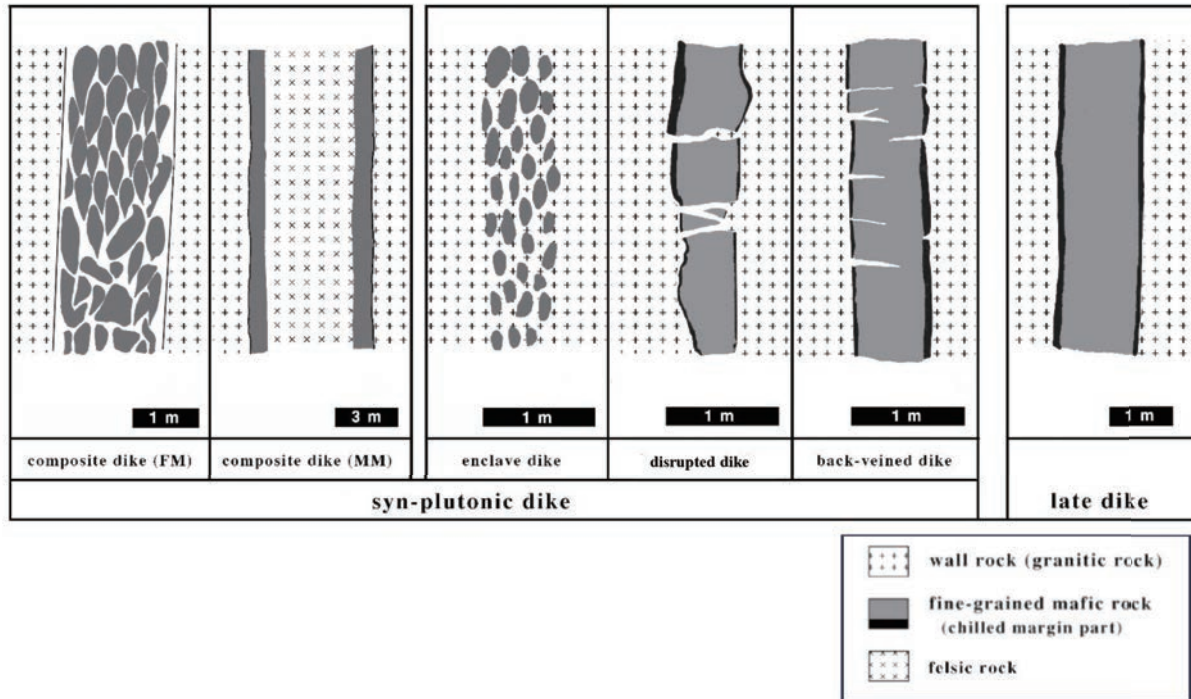


第3図 小豆島に産する苦鉄質包有岩（MME）と苦鉄質岩脈の産状。

- A : xenoporphyrictic texture を示す MME, B : MME 群,
 C : 複合岩脈 (composite dike), D : 包有岩岩脈 (enclave dike)
 E : 分断岩脈 (disrupted dike), F : 逆流脈岩脈 (back-veined dike)

Figure 3: Occurrence of MME and mafic dikes in Shodoshima Island.

- A : xenoporphyrictic MME, B : MME swarm,
 C : composite dike, D : enclave dike
 E : disrupted dike, F : back-veined dike



第4図 岩脈模式図

小豆島に産する苦鉄質岩脈の産状の模式図。

Figure 4: Schematic illustration of the Mafic dike.

Schematic illustration of the occurrence of mafic dikes in Shodoshima Island.

る。なお、一般に再結晶による火成岩組織の改変はほとんどないか、あっても軽微である。斑晶質の苦鉄質岩の中には、斑状の石英を含むものがあり、結晶周縁が融食され、角閃石や黒雲母の細粒結晶からなるコロナに被覆される構造 (mantled quartz ocelli) をなすことから、これらは花崗岩質マグマ由来の石英の捕獲結晶と考えられる。斑状斜長石も、結晶中心部にスポンジーセル状組織が認められ、融食帯や石灰質スパイクが発達するものがあることから、同様の捕獲結晶であると考えられている (西村ほか, 2014)。花崗岩質マグマに対して急冷した細粒優黒色の包有岩には、針状または樹枝状をなす中空状アパタイト、樹枝状 Fe-Ti 酸化物鉱物、swallow-tail 状コアを有する斜長石などの急冷品が含まれることがある。

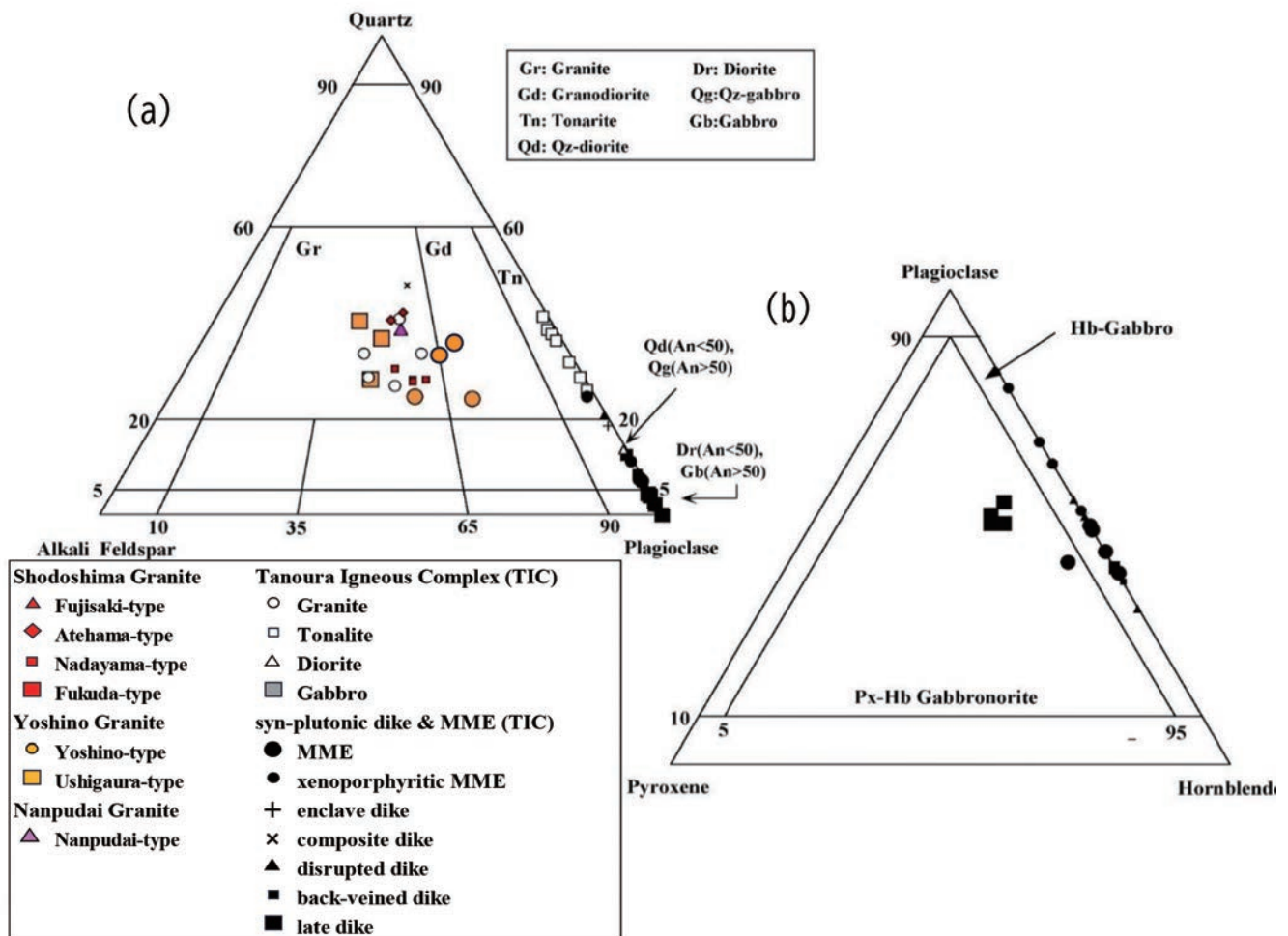
2.3 非変成中・古生層

小豆島の北西端の小江周辺には、ジュラ紀の付加体堆積物とされる美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックス (玖珂層群相当) が分布し、主に黒色の泥質岩・細粒砂岩からなる (沓掛ほか, 1979)。これらは広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩に貫入されて、局所的に接触変成作用を受け、黒雲母、

石英、斜長石やアクチノ閃石・斜長石が見られる。領家変成岩の原岩とされる玖珂層群には、広島花崗岩の接触変成を受けている場合があるが、その時期は年代学的検討によれば後期白亜紀 (84Ma) である (高見, 2000)。

2.4 変成岩類

小豆島の変成岩としては、本島東部の橋にまともって片麻岩が分布する (第1図)。また後述する南風台花崗岩と牛ヶ浦型花崗岩の捕獲岩として、島東部の岩谷付近、南東部の北谷および三都半島東部の牛ヶ浦にも分布する (第1図)。これらは主として玖珂層群相当堆積岩源の領家変成岩 (東元ほか, 1983; 高見ほか, 1990) である。南風台の変成岩は、泥質・珪質の変成岩からなり、泥質変成岩は1~2 mmの縞状構造が顕著である。代表的な鉱物組合せは堇青石-ザクロ石-黒雲母-白雲母-アルカリ長石-斜長石-石英である。小豆島の変成岩類は領家帯に特有のもの (沓掛ほか, 1979) であり、ザクロ石・堇青石帯は、約780-870°C、深さ約15-22kmの温度圧力条件を示唆している (Ikeda, 2004; Okudaira et al., 2024)。これらの低圧型領家変成岩は、地殻深部での古期領家花崗岩のシート状



第 5 図 モード組成図

(a) 石英-アルカリ長石-斜長石三角図

(b) 斜長石-輝石-角閃石三角図

Figure 5: Modal composition diagram

(a) Quartz-Alkali Feldspar-Plagioclase Triangle diagram

(b) Plagioclase-Pyroxene-Amphibole Triangle diagram

貫入に伴う熱の供給によって広域変成され、その高温高压部は白亜紀花崗岩バソリスの底部を表すという考えもある (Okudaira, 1996; Miyazaki, 2004; 高橋, 2025).

三都半島東部の牛ヶ浦海岸では、吉野花崗岩体・牛ヶ浦型中に泥質変成岩の捕獲岩が幅 50m にわたって露出している。泥質変成岩は、縞状片麻岩とホルンフェルスに大別でき、前者は黒雲母、紅柱石に富む暗色部と石英に富む淡色部からなり、極少量のアルカリ長石を含む。後者は石英、斜長石、アルカリ長石中に黒雲母の小片が散在し、白雲母を含む。

2.5 瀬戸内火山岩類 (讃岐層群)

讃岐層群は、サヌキトイドで特徴づけられる瀬戸内火山岩類の総称である。小豆島の瀬戸内火山岩類の放射年代は $13 \pm 1\text{Ma}$ (K-Ar 年代: 巽・横山, 1978; 巽, 1983) で中期中新世に活動したものとされる。また、巽 (1983) によると、瀬戸内火山岩類の噴出環境は、火砕岩の多くが自破砕溶岩であることから、水中であると考えられている。小豆島・三都半島の富士付近では、安山岩の柱状節理が発達している。

3. 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩類

3.1 白亜紀花崗岩類

3.1.1 領家花崗岩類

小豆島に分布する花崗岩体のうち、南風台花崗岩体、田ノ浦複合岩体、吉野花崗岩体は、領家花崗岩類に分類される。

3.1.1.1 南風台花崗岩体

領家変成岩との構造的関係は不明なものの古期領家花崗岩類と考えられている(沓掛ほか,1979),南風台花崗岩体は、小豆島東部、内海町南風台付近にのみ見られ、分布範囲は狭い(第1図)。この岩体は、片状構造が著しいのが特徴で、片状構造は一般的にE-W~N70°E走向、急傾斜である。また、圧砕が著しくマイロナイト構造が発達する。主に中粒片麻状の黒雲母花崗閃緑岩からなり、まれに2~3cm程の斑状のアルカリ長石が含まれる。本岩体には、苦鉄質岩脈とペグマタイト岩脈が貫入しており、南風台花崗岩の片状構造やマイロナイト構造を切っている。泥質変成岩のゼノリスがところどころに産する。

3.1.1.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体は(1)花崗岩・トーナル岩、(2)角閃石斑れい岩・閃緑岩シート状岩体、(3)東西走向の苦鉄質同時性岩脈、(4)南北走向の苦鉄質同時性岩脈・複合岩脈、(5)アプライト脈、ペグマタイト脈、花崗斑岩脈・複合岩脈、からなり、この順に貫入定置している(Ishihara et al.,2003)。

田ノ浦複合岩体は、主に田ノ浦半島および内海町坂手から大角鼻にかけて分布する(第2図)。三都半島東部の蒲野や谷尻南、西部の吉野の一部でも田ノ浦複合岩体の閃緑岩が産する。田ノ浦複合岩体は、花崗岩~花崗閃緑岩、トーナル岩、閃緑岩、斑れい岩等からなり、苦鉄質包有岩や苦鉄質岩脈が多産する。田ノ浦複合岩体では、閃緑岩が主体をなし、花崗岩は田ノ浦半島堀越南西海岸の堀越一映画村中央部で300~400mの小岩体として産し、トーナル岩を伴う。斑れい岩は、映画村東部と大角鼻灯台下に分布している。各岩型は互いに漸移し、境界部に熱変成の痕跡は認められない。

田ノ浦岩体の主体をなす田ノ浦閃緑岩は塊状で、一部片状を呈する暗灰色~暗青色の細粒~中粒岩である。苦鉄質包有岩(MME)を多く含み、不均質である。それらは花崗岩やトーナル岩との境界部では、すこし細粒になり花崗岩から浸潤を受け、ブロック状、角礫状を呈する。

田ノ浦花崗岩は、灰白色を呈し、中粒~粗粒で、片状構造が一部で発達する。片状構造の方位は、主に走向E-W・傾斜65~85°Nである。この片状構造は黒雲母と鎖状につながる石英によって規定される。花崗岩中にはシュリーレン構造が認められ、非常に不均質である。黒雲母は片状を呈

する岩相中により多く含まれ、他の鉱物の粒間を充填して晶出し、集斑状結晶(クロット)を形成する。また、花崗岩には自形~半自形のアルカリ長石斑晶が認められることがあり、その長軸は片状構造に調和的である。そのような花崗岩には、石英の亜粒化が顕著である。これらの花崗岩のモード組成は、花崗岩~花崗閃緑岩質である(第5図)。

田ノ浦トーナル岩は、中粒、塊状~片状で、灰色~灰青色、一部灰緑色を呈する。一般に不均質で、黒雲母・角閃石がクロットやシュリーレンを形成する。クロットはE-W走向の定向配列を示す。苦鉄質岩脈とトーナル岩の境界部では有色鉱物が濃集し、配列している。トーナル岩には特徴的にペグマタイト質になっている部分があり、そこでは自形性の高い角閃石が特徴的に産する。

田ノ浦斑れい岩は、細粒~中粒で、ペグマタイト質ポケットをなすところでは一部粗粒である。映画村南東海岸で、約100mの小岩体として露出するほか、内海町坂手から大角鼻灯台下にかけて分布する。鏡下ではサブオフィティック組織を示す。

3.1.1.3 吉野花崗岩体

新期領家花崗岩のタイプI, discordant-disharmonic 花崗岩(横山,2009)に対比される粗粒片麻状の吉野花崗岩体は主に普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、小豆島南部の三都半島全域と、小豆島東部の内海町橘から大泊にかけての地域、内海町岩谷の北部に分布する(第1図)。また、田ノ浦半島西部の塩谷鼻付近にも産する。吉野花崗岩体は、岩相から吉野型、牛ヶ浦型に区分できる(Ishihara et al.,2003)。両岩型とも東西方向の弱い片状構造が発達しており、それらの定向配列は吉野型では有色鉱物のクロットで、牛ヶ浦型は石英と黒雲母の伸長方向で規定されている。共に細粒のトーナル岩~アプライト質岩を伴い、その産状は包有岩、岩脈状または不規則状である。吉野花崗岩体における片状構造の発達程度は場所毎に著しく変化し、しばしばマイロナイト帯も発達している。また、その冷却末期に貫入した苦鉄質岩脈に逆貫入している部分にも片状構造が発達していることから、この場合、片状構造の形成は花崗岩体の固結がかなり進行した時期であったと考えられる(横山,1984)。

3.1.2 山陽花崗岩類

3.1.2.1 小豆島花崗岩体

小豆島に産する白亜紀花崗岩類のうち、山陽花崗岩類に属する広島花崗岩に対比される(沓掛ほか,1979)小豆島花崗岩体は、小豆島の北中部を中心に広く分布し、小豆島に産する花崗岩類の主体をなす(Ishihara et al.,2003)。本岩体は、岩相から斑状構造が顕著な藤崎型、ラパキビ構造が認められる当浜型、中粒黒雲母花崗岩質の灘山型、そして、優白質中粒黒雲母花崗岩質の福田型の4岩型に区分されて

いる（第1図）。小豆島花崗岩体に共通する特徴として、すべて塊状であること、ピンク色のアルカリ長石がしばしば見られること、などが挙げられる。小豆島花崗岩体の中では、灘山型の分布が最も広く、福田型、藤崎型、当浜型の分布は狭い。

3.2. 白亜紀花崗岩類の活動順序

3.2.1 南風台花崗岩体

南風台花崗岩体には著しい片状構造が認められる。南風台花崗岩体と他の岩型との関係は、南風台花崗岩が吉野花崗岩体・吉野型、牛ヶ浦型中のゼノリスとして産すること、南風台花崗岩体に比べ他の岩型には著しい片状構造が認められないこと、などからおそらく小豆島に産する花崗岩類の中で最も活動が早期であったと思われる。一方、南風台花崗岩体中には領家変成岩のゼノリスが認められることから領家変成岩の変成時期よりは後に活動したものである。また、MMEを僅かに産するが、片状構造の方向に引き延ばされている。また、苦鉄質岩脈は、橋北部で僅かに1枚認められるのみである。南風台花崗岩体で認められる苦鉄質岩脈は後述する後期岩脈で、明瞭な急冷周縁相を有する（第4図）。また岩脈は田ノ浦複合岩体の後期岩脈と同様、斜長石、角閃石からなる。後期岩脈には片状構造が認められないことから、片状構造を生じた変形時期のあとに岩脈は貫入したものであると思われる。

3.2.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体をなす、田ノ浦花崗岩、田ノ浦トータル岩、田ノ浦閃緑岩は互いに漸移したり、場所によっては切った、切られたの関係が認められるが、岩型間に急冷周縁相などが発達しないことから、花崗岩、トータル岩、閃緑岩の活動に時間的間隙はあまりなかったと思われる。また田ノ浦花崗岩は、吉野花崗岩・吉野型に酷似するが、吉野型のそれに比べ、若干色指数が高い。田ノ浦複合岩体の各岩型にはいずれも、吉野花崗岩と同程度の片状構造が発達する。また、その走向も吉野花崗岩体と調和的である。田ノ浦半島北部と西部では、それぞれ吉野花崗岩体・牛ヶ浦型、吉野花崗岩体・吉野型が分布する（第2図）。前者の牛ヶ浦型は、近接する田ノ浦トータル岩と漸移する。後者の吉野型は、田ノ浦閃緑岩に細脈として注入し、網目状脈（net-vein structure）を形成する。吉野花崗岩体・牛ヶ浦型と田ノ浦トータル岩が漸移することから、牛ヶ浦型と田ノ浦トータル岩とは同時共在し、吉野型は田ノ浦閃緑岩よりすこし後期のものであることを示す。田ノ浦斑れい岩は、田ノ浦閃緑岩に漸移するようにみられるが、その関係ははっきりしない。苦鉄質岩類と斑れい岩との関係は、斑れい岩類に貫入する複合岩脈（composite dike）があることから、斑れい岩マグマの活動は苦鉄質岩脈の活動よりは前であると思われる。田ノ浦複合岩体には、苦鉄質岩が多産し、それはMMEや、

同時性岩脈として、包有岩岩脈（enclave dike）、複合岩脈（composite dike）、分断岩脈（disrupted dike）、逆流脈岩脈（back-veined dike）、及び後期岩脈など、すべてのタイプがこの岩体で認められる（第3図、第4図）。また、苦鉄質岩の各産状の活動は、MMEがback-veined dike、後期岩脈などに切られることから、より早期にMMEが形成されたと考えられる。また、enclave dike、disrupted dike、back-veined dike、後期岩脈の順に、ホストの花崗岩類から浸潤を受けており、これら産状の違いは、まだ固結過程にあった花崗岩質マグマの活動早期から晩期まで、さまざまな時期に苦鉄質マグマの貫入があったためと考えられる（吉倉・熱田、2000）。

3.2.3 吉野花崗岩体

吉野花崗岩体は、吉野型、牛ヶ浦型の両者ともに南風台花崗岩体の片状構造と調和的な片状構造（南風台に比べ弱い）が認められる。吉野型の片状構造は、三都半島谷尻と小豆島東部岩谷において特に著しい。南風台花崗岩と、吉野花崗岩・吉野型との関係は、吉野花崗岩体・吉野型中のゼノリスとして南風台花崗岩を含む。吉野花崗岩体・吉野型と牛ヶ浦型との関係は三都半島の長崎で吉野型を牛ヶ浦型が包有することから、牛ヶ浦型の方が後に活動したと考えられる。しかし、両岩型の間には急冷周縁相などが発達しないため吉野型貫入後、すぐに牛ヶ浦型が貫入したと思われる。吉野花崗岩・吉野型と小豆島花崗岩体・灘山型との関係は、岩谷北で吉野型の定向配列を明瞭に切って貫入する小豆島花崗岩体・灘山型が認められる。また、牛ヶ浦型と小豆島花崗岩体との関係は不明であるが、牛ヶ浦型に認められる弱い片状構造から考えると、灘山型よりは牛ヶ浦型の活動が早期であったと思われる。したがって、吉野花崗岩体・吉野型の貫入時期は、南風台花崗岩体より後、ついで牛ヶ浦型の前であると考えられる。また、吉野型、牛ヶ浦型にはMMEが多産し、同時性岩脈、後期岩脈も認められる。いずれも、田ノ浦複合岩体のものと同じである。

3.2.4 小豆島花崗岩体

Volcano-plutonic complexとされる山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の各岩型との関係は、藤崎型、当浜型、灘山型、福田型、いずれも互いに漸移している。岩相の特徴としては、小豆島北部・藤崎型で斑状の花崗岩を含むこと、小豆島北西部の小江でジュラ紀の美濃-丹波帯堆積岩をルーフとして持つことから、小豆島花崗岩体の北部ほど、南側の領家花崗岩類より浅所併入であったと考えられる。また、ジュラ紀の美濃-丹波帯堆積岩に小豆島花崗岩体・灘山型が貫入している。小豆島花崗岩体と他の岩体との関係は、小豆島東部岩谷北で灘山型が吉野花崗岩体・吉野型の花崗岩中の定向配列を明瞭に切っていることから、山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の活動が、領家花崗岩類より晩期

であり、小豆島の各岩型のなかでは、岩脈類を除き最も晩期であったと考えられる。ただし、小豆島花崗岩体には急冷周縁相が、吉野花崗岩体には再結晶体などが認められないことから、両者の貫入時期にそれほど大きな時間間隙はなかったと思われる。小豆島花崗岩体の花崗岩類と苦鉄質岩類の関係は、MME, disrupted dike, 後期岩脈が認められることから、山陽花崗岩類の活動時にも苦鉄質岩の活動はあったと思われる。また、MME は実際には、暗黒色を呈するが岩型は花崗閃緑岩であり、“Mafic” とはいいがたい。これは、後述のとおりマグマ溜り内部での攪拌の際に一部のマグマ混合が生じた MME と考えられる。小豆島花崗岩体には、いわゆる MME が少量しか含まれない。分布も藤崎型と当浜型のものに限られる。

小豆島花崗岩体においても、花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で、マグマ混合があったと思われるが、MME, disrupted dike などの頻度が低いことから、活動した苦鉄質マグマの量は少なかったものと考えられる。小豆島花崗岩体に貫入する後期岩脈は大きく 3 タイプに区分され、より晩期のものほど珪長質になる。これは、横山 (1984) の示した岩脈の経年変化に調和的である。また、珪長質岩脈は小豆島土庄鹿島や蒲生で多く認められる。

3.3 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩脈類

白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩脈は連続性の良い後期岩脈と、伸びの方向に直交する割れ目によって分断・ブロック化され、割れ目を母岩の花崗岩類や、より優白質なアプライトによって充填されている同時性岩脈がある (第 3 図)。いずれも幅 15cm ~ 3m で、細粒~中粒、黒灰色~黒緑色を呈する。母岩との境界は直線的で明瞭である。分断岩脈では壁岩との接触部には急冷周縁相が発達するが、分断した面にはそれが認められないことがある。分断・分離がよりいっそう進行したものでは、多数の球形~楕円形包有岩が岩脈の伸長方向に配列し、enclave dike と呼ばれる苦鉄質火成包有岩列を作っている (第 4 図)。

3.3.1 同時性岩脈 (syn-plutonic dike)

同時性岩脈は、母岩を成す未固結の花崗岩質マグマの固化の程度によって岩脈の切られ方が様々であり、産状から back-veined dike (逆流脈岩脈), disrupted dike (分断岩脈/崩壊岩脈), enclave dike (包有岩岩脈), composite dike (複合岩脈) などに区分できる (第 4 図)。同時性岩脈は、末端部で丸みを帯びた MME 群に移化することがある (第 3 図)。

同時性岩脈は主に斜長石、角閃石、黒雲母 (±単斜輝石) からなり、ドレライト組織やサブオフィティック組織などの初生的な火成岩組織を保持している。拍子木状の斜長石斑晶を含み斑状組織を示すものもあるが、多くは細粒で無斑晶質である。したがって、同時性岩脈は現位置に貫入した時は大部分がメルトであったと考えられる。しかし、よ

り後期に活動した同時性岩脈には斜長石斑晶をもつものもあり、必ずしもメルトのみで貫入したもののばかりではない。

3.3.1.1 逆流脈岩脈 (back-veined dike)

Back-veined dike は、岩脈の伸長方向に斜交する割れ目を、母岩の花崗岩からのびるアプライト脈によって充填されるものである (第 3 図, 第 4 図)。一般に、逆流脈であるアプライト脈は岩脈を貫通していないので、岩脈の連続性は保持されている。

急冷周縁相は岩脈側面に限り、幅数 mm ~ 数 cm 程度発達する。しばしば、母岩からのびる脈で角礫状になり、ブロックを形成するが disrupted dike ほどは分断が進んでいない。母岩から延びた優白質脈の延長に石英、斜長石の捕獲結晶が認められ、bridged crystal やそれが進行した外来結晶を含む組織 (xenoporphyrict texture) を示すものもあるがその頻度は低い。Back-veined dike の分布は、小豆島南部に露出する田ノ浦複合岩体と吉野花崗岩体に限られる。例外的に小豆島中央部の奥中山で一枚認められる。貫入方向は、N10° W を中心に ± 10° の範囲にあり、三都半島で N10 ~ 20° E、田ノ浦半島で N15° W のものが卓越する。

岩石組織は、いずれもドレライト~サブオフィティック組織を示すが、しばしば母岩由来の捕獲結晶を含み、斑状を示すものがある。また、苦鉄質岩の周囲を充填する花崗岩質岩は接触部で一部細粒化している。多くは無斑晶質であるが、時に発泡跡 (vesicle) 様の空隙が認められることがある。

主成分鉱物は、斜長石 ≥ 角閃石 ≥ 黒雲母 ± 単斜輝石からなり、副成分鉱物はアパタイト、チタン鉄鉱である。斜長石は自形、短冊状~柱状で、アルバートーカールスバド式複合双晶、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形~半自形 (0.1 ~ 0.5 mm) で、集合体を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間に分布する。黒雲母は褐色を呈し、半自形~他形 (0.1 ~ 0.4 mm) で一部間隙充填状に分布する。石英は他形で間隙充填状のものと、自形で周りに微細な輝石や角閃石の眼状縁が発達した母岩由来の石英 (mantled quartz ocelli) とがある。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1.1 mm に達する。

3.3.1.2 分断岩脈 (Disrupted dike)

Disrupted dike (分断岩脈/崩壊岩脈) は、細粒、暗灰色を呈し、母岩との境界部が、鋸歯状、火炎状で岩脈側に急冷周縁相が認められる。主に貫入方向と垂直な面に沿って割れ目が発達した岩脈の分断された多数のブロックの間を、より珪長質な母岩の花崗岩類や、より優白質な細粒アプライト脈が充填している (第 3 図, 第 4 図)。岩脈として連続性を保持するものと、連続性が悪く断片化しているものがあり、岩脈の周縁が剥離して、MME を形成しているものもある。前者では、貫入方向を測定できる。分断プロッ

クと壁岩（花崗岩）との接触部には急冷周縁相が発達するが、分断した面には、それが認められない。これらの岩脈は、母岩などに分断されていることから disrupted dike と名付けられた（吉倉・熱田，2000）。

Disrupted dike は田ノ浦複合岩体に多く産するが、三都半島の吉野花崗岩体や小豆島花崗岩体・灘山型に少量認められる。産出総数は 43 枚ほどであり、同時性岩脈の中では、enclave dike や composite dike に比べて多い。田ノ浦複合岩体での disrupted dike の貫入方向は、東西性のものが多いが、他地域では、ばらつきが多く、等積投影コンターダイアグラムに明瞭な傾向はない。岩質は細粒～中粒、黒灰色～灰黒色を呈し、稀に円形の小空隙（vesicle）が認められる。また多くは無珪晶質で、An 成分に富む斜長石と、半自形～自形の角閃石を有する。主成分鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母土石英。副成分鉱物としてチタン鉄鉱、アパタイトを含む。斜長石は自形～半自形で短冊状～柱状で、カールスバド式双晶を示す。斜長石には径 1mm 前後の短冊状～拍子木状のものと、比較的粗粒で斑状を呈するものがある。これは前述した後期岩脈にも認められる。粗粒斑状タイプの斜長石には累帯構造が認められ、マントル部分は汚濁している（spongy cellular plagioclase）。汚濁部分には角閃石、黒雲母の微結晶が認められる。角閃石は自形～半自形で褐色を呈する。自形の細粒角閃石が長石の粒間に分布している。黒雲母は特徴的に褐色を呈し、半自形～他形で一部間隙充填状である。石英は極く稀に間隙充填状に産する。アパタイトは針状で、中空のものが産する。

3.3.1.3 包有岩岩脈 (enclave dike)

Enclave dike は、球状、楕円状、枕状形態を示すエンクレーブ（MME）が多数集合して数 10cm～数 m の幅で一定方向に連なるものである（第 4 図）。エンクレーブ間は母岩の花崗岩類に間隙充填されている。Enclave dike は田ノ浦複合岩体に限って産する。しかし、この種の岩脈の総数は 10 枚でその頻度は低い。各々のエンクレーブには急冷周縁相があり、楕円形などを示すエンクレーブの長軸は岩脈の貫入方向に配列し enclave dike の貫入面は、N10° W. 80° SW が一般的である。

岩石組織は、ドレライト～サブオフィティック組織を示すが、しばしば母岩由来の捕獲結晶を含み、斑状を示すものがある。また、苦鉄質岩の周囲を充填する花崗岩質岩は接触部で一部細粒化している。主成分鉱物は、斜長石 \geq 角閃石 \geq 黒雲母土単斜輝石からなり、副成分鉱物はアパタイト、チタン鉄鉱である。組織、主成分鉱物、副成分鉱物のいずれも花崗岩中に分布する MME に似ている。斜長石は自形、短冊状～柱状で、アルバイトーカールスバド式複合双晶、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形～半自形（0.1～0.5mm）で、集合体を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間に分布する。黒雲母は褐色を呈し、半自形

～他形（0.1～0.4mm）で一部間隙充填的に晶出している。石英は他形で間隙充填状のものと、自形で母岩由来の外來結晶（mantled quartz ocelli）とがある。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1.1mm に達する。

Enclave dike は、母岩の細脈が網状に分布し、直径数 cm～数 10cm の枕状の MME から成る単成包有岩群に変化し、主にトータル岩で充填されている。以上の野外での特徴から、enclave dike は、花崗岩中に普遍的に産する MME の形成初期の産状が凍結されたものと考えられる。

3.3.1.4 複合岩脈 (composite dike)

Composite dike（第 3 図、第 4 図）には周縁が珪長質で、中心が苦鉄質なもの（Felsic Margin 型：FM 型）と周縁が苦鉄質で、中心が珪長質なもの（Mafic Margin 型：MM 型）があるが、FM 型が圧倒的に多い（吉倉・熱田，2000）。岩脈の幅は 20cm～3m 程度である。一般に壁岩との境界も、珪長質岩と苦鉄質岩の境界も共に明瞭である。FM 型では、中心部の苦鉄質岩は、連続性が悪く、多くの場合、楕円状、枕状、球状、ソーセージ状、そして、角礫ブロック状をなし、岩脈と壁岩の間、および MME の間には共に細粒～中粒のトータル岩やアプライトによって充填されており、苦鉄質岩と母岩とは直接しない（第 3 図、第 4 図）。網目状脈で取り囲まれた苦鉄質岩の個々のブロックは丸みを帯び、枕状溶岩の産状に似ている場合もある。Composite dike の分布は、enclave dike 同様、田ノ浦複合岩体に限られ、特に南東海岸の斑れい岩分布域にのみ産する。産出は 9 枚と頻度も低い。

Composite dike の苦鉄質部の岩石組織は、他の同時性岩脈と同様にドレライト組織が発達する。一方、苦鉄質部を網目状に充填する細粒トータル岩質岩は、斜長石が一部融食形を示す。苦鉄質部の主成分鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母土石英であり、副成分鉱物としてチタン鉄鉱、アパタイトを含む。苦鉄質部の斜長石は自形～半自形で短冊状、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形～他形（0.1～0.5mm）で、X= 淡褐色、Y=Z= 褐色である。一部の角閃石は集合体を成す。黒雲母は褐色を呈し、半自形～他形（0.3～0.5mm）で間隙充填状である。石英は他形で間隙充填している。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1mm に達する。苦鉄質部の斜長石や黒雲母には、明瞭な流理構造が観察される。フェルシック側である基質部の細粒トータル岩には、自形の斜長石と間隙充填状石英が認められる。粗粒の斜長石は核部からリム部にかけてマントル部に An 値が高い部分（Ca スパイク）が認められる。基質部の粒界には、苦鉄質マグマ由来と考えられる角閃石や黒雲母が観察される。

3.3.2 後期岩脈 (late dike)

後期岩脈は、幅 10cm～5m で、花崗岩中の節理などに沿って、花崗岩の構造や enclave を明瞭に切って貫入しており、明瞭な急冷周縁相を有し、同時性岩脈に比べて岩脈の連続

性が良い(第4図)。分布は小豆島花崗岩体, 吉野花崗岩体, 南風台花崗岩体, 田ノ浦複合岩体のすべてに産し, 小豆島全域に及ぶ。急冷周縁相は岩脈の規模(数10cm~2,3m)によって異なるが, 一般に幅数mm~数10cmである。岩脈は黒灰色~灰黒色で細粒, 一部中粒である。母岩の岩片を包有するものや, 捕獲結晶として径数mmの斜長石片を含み, xenoporphyrritic textureを示すものがある。後期岩脈がdisrupted dikeを切る重複岩脈もある。急冷周縁相の幅は同時性岩脈に比べ広く, それは岩脈の規模に比例する。

後期岩脈は, 主に輝緑岩質であるが, 横山(1979, 1984)が述べているように, 山陽帯に属する小豆島花崗岩体分布域の後期岩脈にはより珪長質なものが多い。例えば, 小豆島土庄町中余島と鹿島で小豆島花崗岩体・灘山型に貫入する後期岩脈は, 斜長石, 黒雲母からなる安山岩質岩脈でありそれらは平行岩脈をなす。また池田町蒲生の吉野花崗岩体に貫入する後期岩脈は斜長石斑晶を多量に含むヒン岩が平行岩脈をなす。これらの後期岩脈はいずれも母岩固結後に貫入しており, 無斑晶質ドレライト→ヒン岩→安山岩岩脈→アプライト→ペグマタイト岩脈と, 苦鉄質→珪長質に変化している。横山(1984)は, 後期岩脈が苦鉄質→珪長質へと変化すること, 同質の岩脈が平行岩脈をなすといった分布特性を持つことを述べており, 本研究と調和的である。すなわち後期岩脈は, 苦鉄質→珪長質へと変化する(横山, 1984)とともに, 半深成岩質→火山岩質へと変化している。

花崗岩母岩とほとんど反応していない後期岩脈の貫入方向は一般的に南北方向(N5°W・75~80°W)である。後期岩脈には, ドレライト組織~サブオフィティック組織を示すものと, 無斑晶質の玄武岩組織を示すもの, 斑状のものがある。玄武岩組織を示すものには一部発泡跡の空隙(vesicle)が認められる。

後期岩脈では, 卓状の斜長石斑晶が定向配列すると共に, 岩脈の伸びに並行なゾーンに濃集したり, 気孔が帯状に分布したりすることがある。また, 岩脈中で, 急冷相, および斜長石や気孔などの列が対称的にくりかえす重複岩脈(multiple dike)も多い。

主成分鉱物として斜長石 \geq 角閃石 \geq 黒雲母 \geq 石英土単斜輝石が, 副成分鉱物は, チタン鉄鉱, アパタイト, 極く稀にジルコンを含む。斜長石は自形~半自形で短冊状, 方状, 柱状で, アルバイトーカールスバド式複合双晶, カールスバド式双晶を示す。斜長石は径0.5mm前後の短冊状~拍子木状のものと, 比較的粗粒(径3mm)斑状のものがある。粗粒斑状の斜長石には累帯構造が認められ, マントル部が汚濁し, そこに塵状包有物や角閃石, 黒雲母の微結晶を包有する。角閃石は自形~他形(0.1~0.5mm)で褐色タイプと緑色タイプがあり, 前者はX=淡褐色, Y=Z=褐色で, 後者はX=淡緑色, Y=Z=青緑色である。一般に褐色角閃石の周囲に緑色角閃石が分布している。角閃石は集斑

状を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間を埋めている。黒雲母は褐色を呈し, 半自形~他形(0.15~0.4mm)で一部間隙充填している。石英も間隙充填状を呈する。ジルコンは黒雲母中に多色性ハローを伴い, 産する。アパタイトは, 針状で, 最大長径1mmである。

3.4 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質火成包有岩(MME: mafic magmatic enclave)

小豆島に産するMMEは, 小豆島花崗岩体, 吉野花崗岩体, 南風台花崗岩体, 田ノ浦複合岩体などを母岩として産するが, 一般的に苦鉄質な母岩ほどMMEに富む傾向があり, 田ノ浦複合岩体で多産する。直径数mm~数mの球状, 楕円状, 枕状, レンズ状, 角礫ブロック状, 不定形などをなし, 母岩の花崗岩類より苦鉄質鉱物に富み, 細粒~中粒で, 暗黒緑色~暗灰色を呈する。一般に, MMEの方が, 花崗岩質母岩より細粒で色もより濃い。MMEは, 母岩中に散在するものと, いくつかが集まり包有岩群(enclave swarm)をなすものがある(第3図)。

MMEと母岩である花崗岩との境界は, 両者の組成差が大きい場合は明瞭で, 鋸歯状や火炎状をなす。MMEは鏡下で火成岩組織を示し, 母岩の花崗岩類との境界部でMME側にしばしば急冷周縁相が発達し, 幅はMMEの大きさによるが通常0.5~20mm程度である。急冷周縁相と花崗岩母岩との境界は明瞭で, 前者は, より細粒で色もより濃い。

MMEは, 一般に苦鉄質貫入岩体の近傍で高密度に分布し, 田ノ浦複合岩体に産するMMEは, レンズ状, 楕円状を示し, 長軸方向の方位はE-W・垂直方向を示す。これは田ノ浦複合岩体に発達する片状構造の方位に一致している。小豆島に産するMMEの産状と岩石学的・鉱物学的特徴は, 高温の苦鉄質マグマが低温の花崗岩質マグマに接して急冷や, 反応を経た組織であり, mantled quartz ocelli, spongy cellular plagioclase, swallow-tail core plagioclase, acicular apatiteなどが認められる(Hibbard, 1981, 1991, 1995; Didier and Barbarin, 1991)。後述する化学組成の議論のため, MMEを以下のように区分する。

3.4.1 苦鉄質火成包有岩(MME)

一般的なMMEは, 形状は球形のものが大半であるが, 急冷周縁相を伴わず角礫状のmicro-diorite質(分断角礫型MME), 母岩花崗岩からクサビ状に逆流脈のあるタイプ(back-vein型MME)がある。また, 主に小豆島花崗岩体で産出するMMEは, 内部に向かって粒径と優白色鉱物の量が増加し, 色調が明るいものがある。これは周縁部での結晶化に伴う分別結晶作用により, 内部で化学組成の変化が生じた可能性が高い(分化型MME)。

3.4.2 捕獲結晶斑状火成包有岩(xenoporphyrritic MME)

Xenoporphyrritic MMEは, 一般的な優黒質なMMEに対し

て、斑状を示す特徴がある。この斑状組織の岩石学的・鉱物学的特徴は、MMEと花崗岩母岩との境界部で両者にまたがる石英や長石 (straddling crystal) が存在し、花崗岩質マグマ由来と思われる石英や長石結晶がMME岩塊中に散在している点である。このことから、これらは一般的なMMEと区別して、xenoporphyritic MME (斑状の捕獲結晶を有するMME：第3図(A))と呼ばれる(西村ほか, 2014)。西村ほか(2014)は、マイクロドリルと表面電離型質量分析計を用いた局所Sr同位体分析法により、ホスト花崗岩中の斜長石コア、MME中の斑状斜長石コア、ならびにMMEの基質部斜長石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を分析し、それぞれ、0.70753, 0.70757, 0.70714の値を得ている。また、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計で得られた希土類元素組成も、花崗岩中の斜長石コアとMME中の斑状斜長石コアが同じ特徴を示し、これらは苦鉄質マグマ(MMEの基質部)と平衡共存しうる組成ではないことも明らかにしている。以上のデータは、MME中の斑状斜長石はホスト花崗岩に由来し、それが苦鉄質マグマ中に混入することによって、xenoporphyritic MMEが形成されたことを強く示唆している。Xenoporphyritic MMEは、暗黒緑色～暗灰色を示すものと灰色～青灰色を示すものがある。この色調の差は、灰色を示すMMEの方が、周囲の花崗岩質マグマ由来の石英、斜長石片がより多く取り込まれていることによる。Xenoporphyritic MMEに含まれる石英、斜長石の捕獲結晶の存在は、苦鉄質マグマと花崗岩質マグマが接した時期に、花崗岩質マグマが石英、斜長石を含む結晶マッシュ状であった証拠であると考えられる。この石英、斜長石の捕獲結晶は、前述のとおり、周縁に有色鉱物がとりまくmantled quartz ocelli組織や、内部が著しく汚濁し累帯構造の発達した斜長石の特徴を有する。なお、xenoporphyritic MMEを産する周囲の花崗岩中にも、累帯構造の成長パターンが非常に似ている汚濁した斜長石の存在が確認できる。

4. 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩類の岩石化学

4.1 全岩化学分析

XRFによる全岩化学分析には、鳴門教育大学自然系地学教室所有の蛍光X線分析装置RIX2000(理学電機工業株式会社製)を用いた。主成分元素、微量成分元素共に標準試料には地質調査所発行の岩石標準試料を使用した。主成分元素の分析はファンダメンタルパラメーター法(FP法)を、微量元素の分析には検量線法を用いた。測定方法及びFP法の詳細については村田(1993)に準拠している。またデータの一部のFeOについては、東北大学にて過マンガン酸カリ適定法により、 $\text{H}_2\text{O}(-)$ および灼熱減量(LOI: Loss on Ignition)は重量法によりそれぞれ定量したが、今回は全鉄を Fe_2O_3 として、合計を100%に規格化したものを分析値として提示する。第1表(ES: electrical supplement)に分析試料のモード組成データを、モード組成図を第5図に示

す。第2表(ES)に全岩化学分析結果、第3表(ES)に試料採取位置の緯度経度を、そして第6図にハーカー図を示す。また、第7図にTAS図(Le Maitre et al., 1989)を示す。

4.2 白亜紀花崗岩類の全岩化学組成

小豆島に産する各岩体(南風台花崗岩体、田ノ浦複合岩体、吉野花崗岩体、小豆島花崗岩体)は、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 図、AFM図(第8図)ともにソレアイト系列とカルクアルカリ系列の領域にまたがって点示される。AFM図上では、小豆島に産する各花崗岩体から田ノ浦複合岩体の苦鉄質岩類にかけてFeOに富化する傾向があるように見られる。 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 図、AFM図においてソレアイトーカルクアルカリ系列の両方にまたがって点示される特徴は、沈み込み帯、特に陸弧のカルクアルカリ系列の火山岩に特徴的に見られるものである(例えば、Miyashiro, 1974; Frost and Mahood, 1987; Sisson et al., 1996)。他の領家帯の苦鉄質岩も同様の傾向を示す。領家帯では従来、苦鉄質岩はソレアイト系列であると考えられていた(田結庄ほか, 1989; 飯泉ほか, 1990)が、小豆島のデータ及び、他地域のデータの検討から、カルクアルカリ系列に属すると判断される。

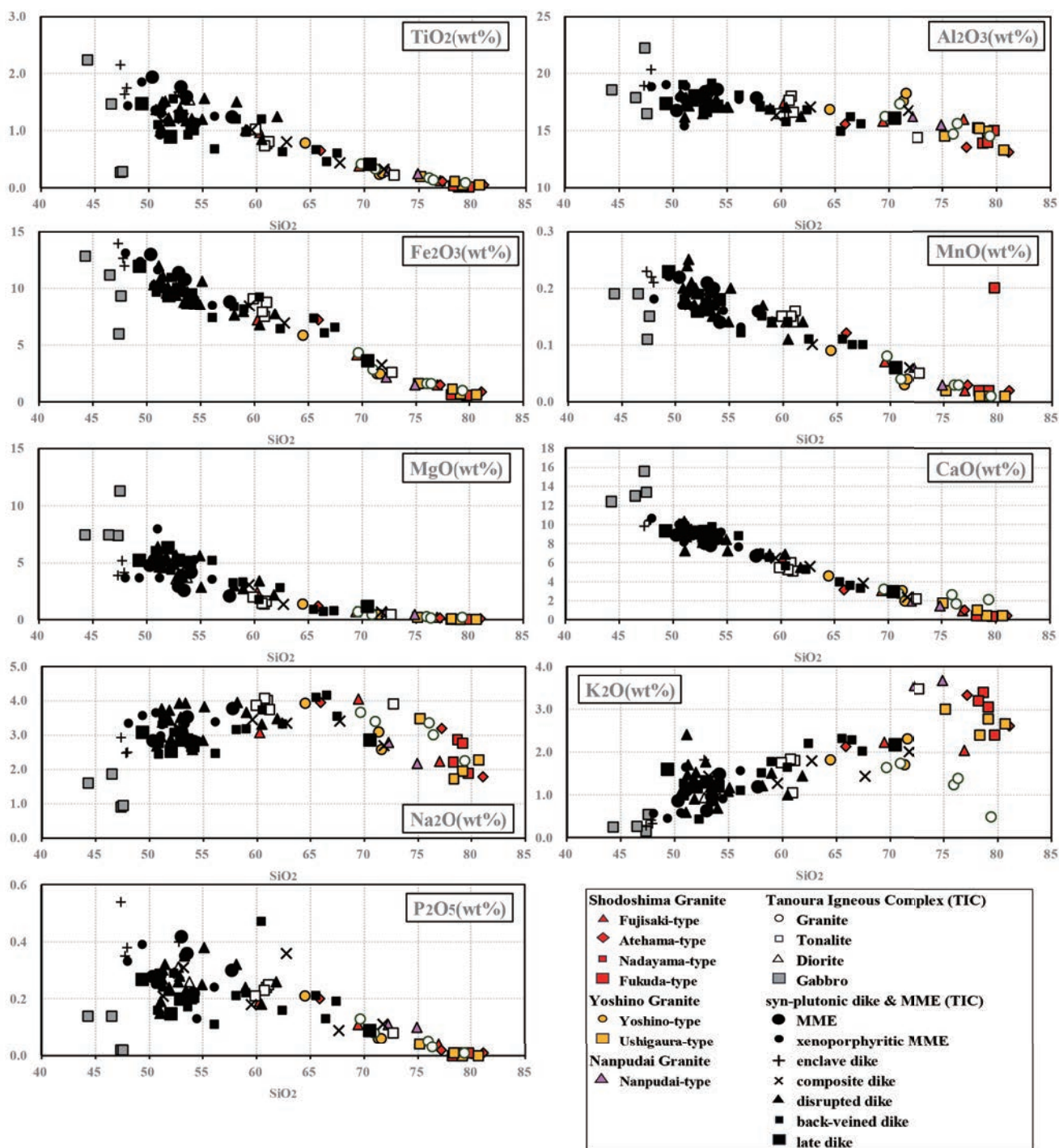
4.2.1 南風台花崗岩体

片状構造が発達した領家花崗岩類に属する南風台花崗岩体の主成分元素は、 SiO_2 が72.20～74.88wt.%で、 K_2O が他に比べ3.54～3.68wt.%と富む。微量元素は、Nb 8.1～9.5ppmと若干高い。また、Rbが K_2O と同様に高い特徴を示す(第6図)。

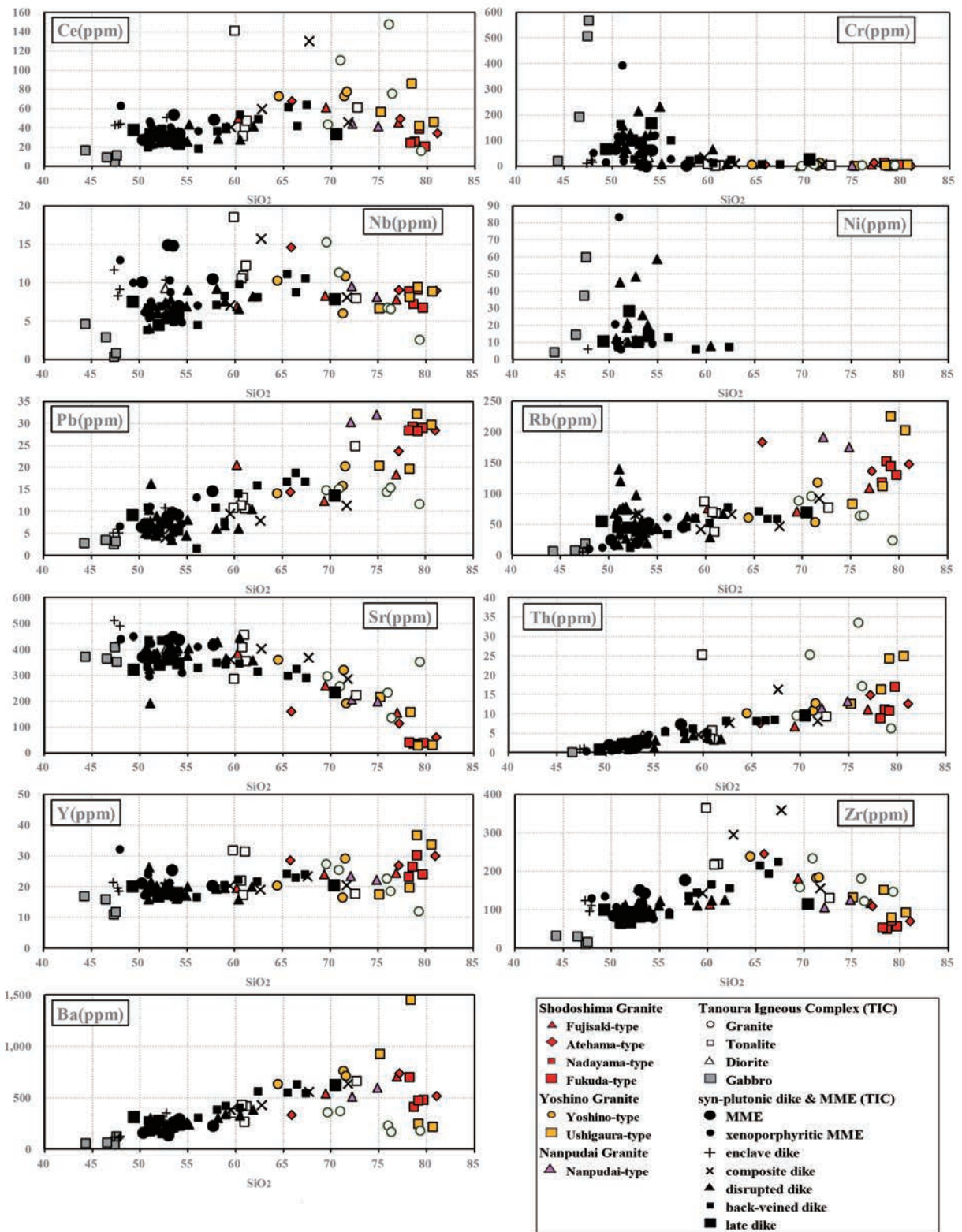
4.2.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体の田ノ浦花崗岩は、 SiO_2 が70.94～80.65wt.%、 Fe_2O_3 が0.65～2.85wt.%で、MgOは0.02～0.44wt.%と乏しい(第6図)。田ノ浦花崗岩の主成分元素は、吉野花崗岩体(吉野型)と類似する。田ノ浦トータル岩は、 SiO_2 が60.70～61.11wt.%、 Fe_2O_3 が7.50～8.77wt.%で、MgOは1.37～1.63wt.%を示す。田ノ浦閃緑岩は、 SiO_2 が52.71～53.77wt.%、 Fe_2O_3 が9.75～11.19wt.%で、MgOは3.55～3.69wt.%である。田ノ浦斑れい岩は、 SiO_2 が44.29～47.55wt.%で、MgOが最大11.23wt.%、CaOが15.60wt.%と他の岩体、岩相に比べ、非常に高い。また、Cr, Ni量も最大568.6ppm, 59.6ppmとMgO, CaO同様に高い。田ノ浦複合岩体の花崗岩、トータル岩、閃緑岩は、 SiO_2 の増加に伴い、 TiO_2 , MnO, Al_2O_3 , MgO, Fe_2O_3 , CaO, が単調に減少し、 P_2O_5 は閃緑岩を、 K_2O , Na_2O はトータル岩をピークに花崗岩へと減少している(第6図)。

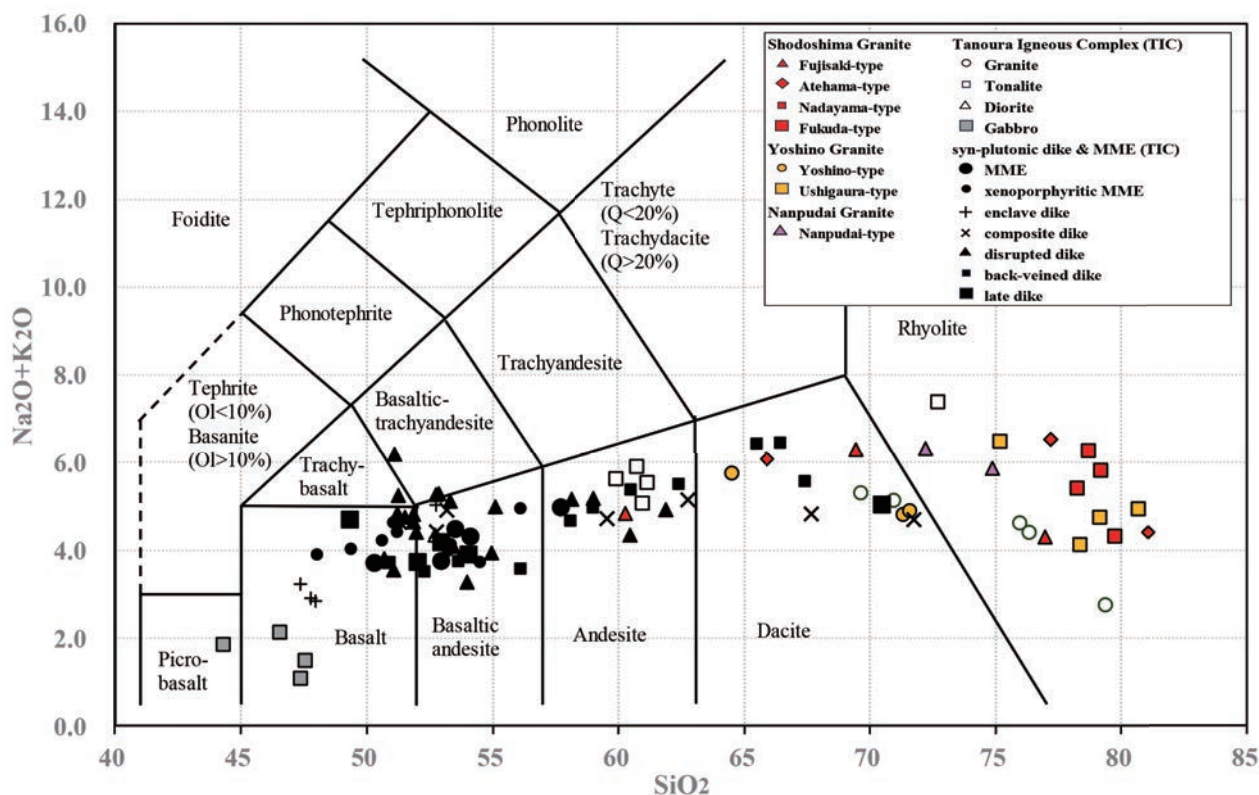
田ノ浦複合岩体を構成する岩石は、小豆島花崗岩体、吉野花崗岩体、南風台花崗岩体に比べ、 K_2O , Rb, Baに乏しい。これは、本岩体がアルカリ長石に乏しいためであると思われる。



第6図 ハーカー図 (1)
Figure 6: Harker diagram (1)



第6図 ハーカー図 (2)
Figure 6: Harker diagram (2)



第7図 TAS図 (境界線: Le Maitre, 1989)
Figure 7: TAS (Total Alkali-silica) diagram
(Boundary lines after Le Maitre *et al.*, 1989)

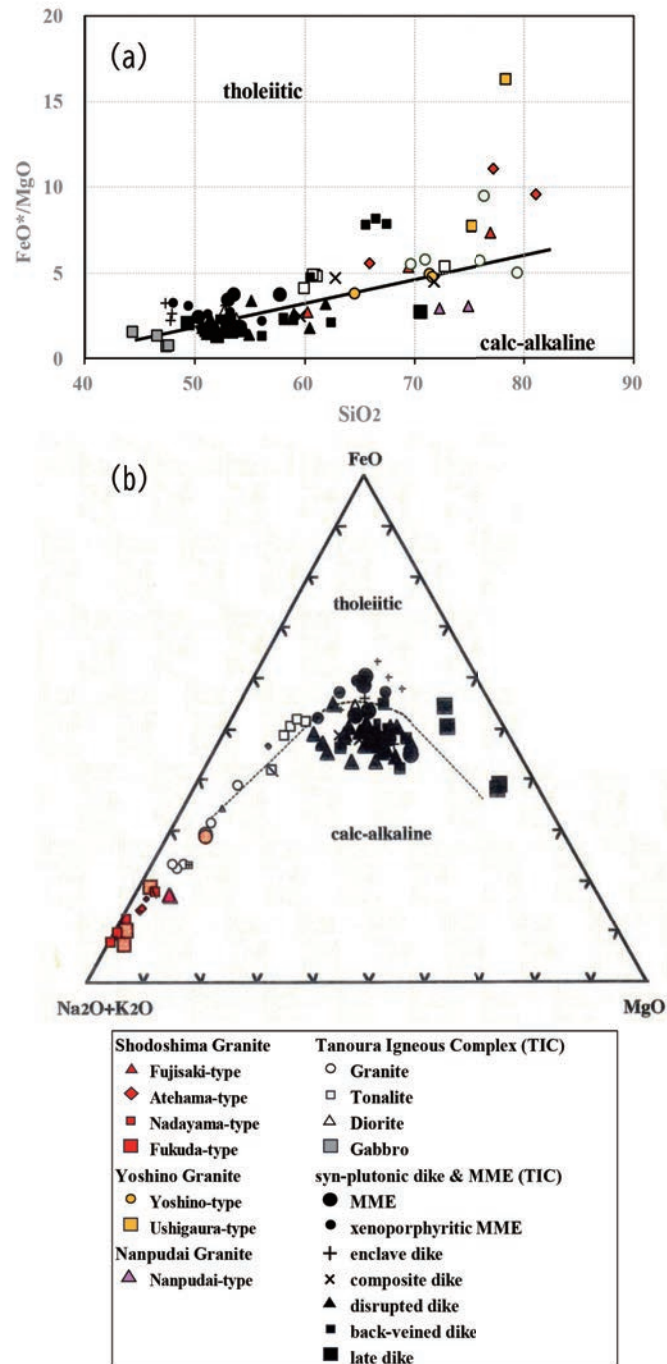
4.2.3 吉野花崗岩体

領家花崗岩類に属する吉野花崗岩体の吉野型は、小豆島花崗岩体や、牛ヶ浦型に比べ、SiO₂が71.31～71.57wt.%と乏しく、TiO₂は0.24～0.26wt.%, Al₂O₃は17.58～18.24wt.%と高いのが大きな特徴である(第6図)。また、前述の他の岩型に比べSiO₂量が乏しいことと比例してFe₂O₃は2.45～2.46wt.%, CaOは2.01～3.10wt.%, MgOは0.44～0.46wt.%と高い。牛ヶ浦型は、SiO₂が78.33～79.14wt.%, Al₂O₃が14.95～15.19wt.%, Fe₂O₃が0.67～1.10wt.%, CaOが0.42～1.05wt.%で小豆島花崗岩体の黒雲母花崗岩と似ている。微量元素については吉野型で、同岩型の2サンプルにおいても微量元素含有量に違いがある。SiO₂がそれぞれ71.31wt.%, 71.57wt.%と違いは認められないが、RbとSrの含有量に大きな違いが認められる。RbとSrの含有量はsample No.98120403で、Rbは54.5ppm, Srは323.4ppmであるのに対し、sample No.98120504ではRbは119.0ppm, Srは192.6ppmと負の相関を示す。こ

れは両者に見られるアルカリ長石と斜長石のモード組成を反映している。その他の微量元素についてはサンプル間であまり違いは認められない。他の岩体と比べZr含有量が183.3～184.6ppmと富む。牛ヶ浦型は、Ceが42.3ppm, 85.7ppm, Nbが8.2～9.4ppm, Pbが19.7ppm, 32.1ppmで小豆島花崗岩体各岩型のそれらとよく似ている。

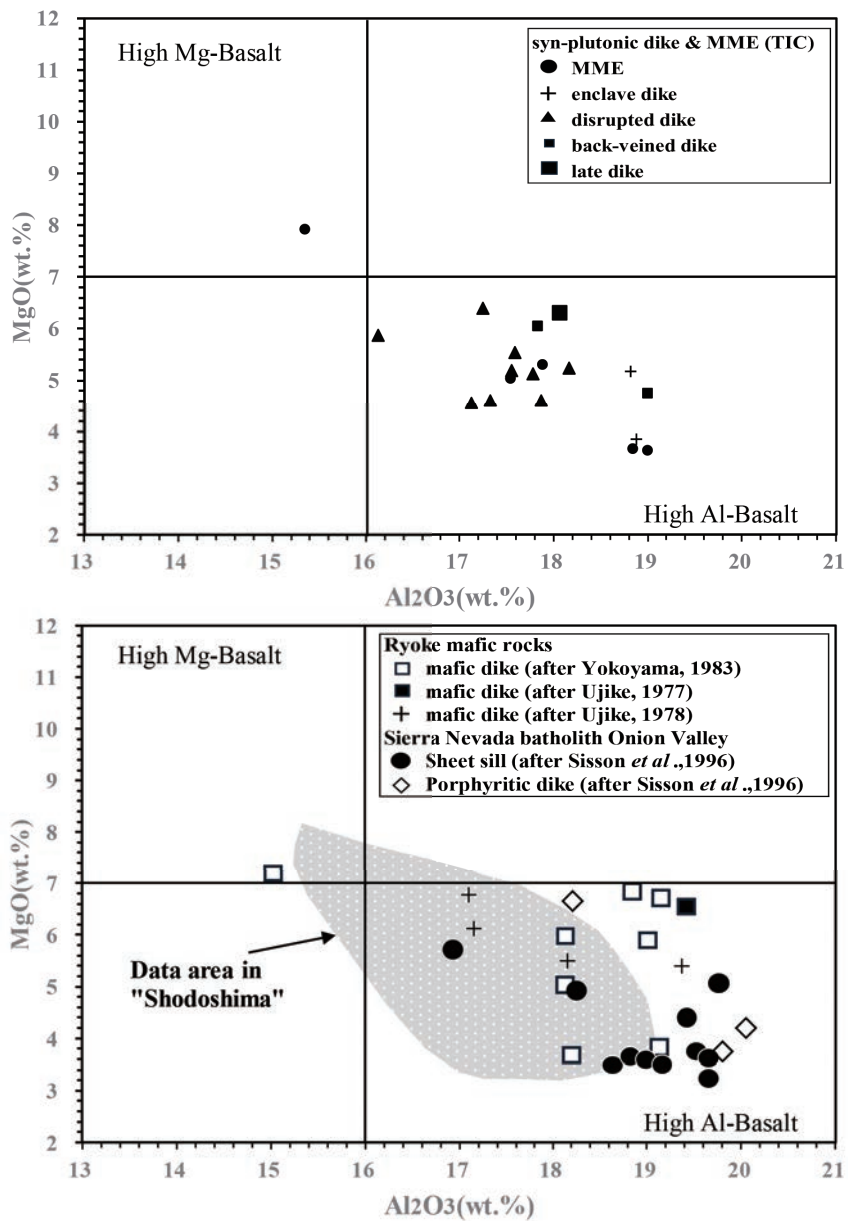
4.2.4 小豆島花崗岩体

山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の藤崎型、当浜型、灘山型、福田型の主成分元素は、いずれもSiO₂が78.67wt.%以上と高く、MgOは0.18wt.%以下、Fe₂O₃も1.49wt.%以下と低い(第6図)。各岩型において主成分元素の特徴にはあまり違いは見られないが、若干、MMEを含み不均質な当浜型、藤崎型で、CaO, MgOの含有量が高い。微量元素は、藤崎型、当浜型、灘山型、福田型のいずれも、Nb, Yに対して、Sr, K₂O, Rb, Ba, Thに富み、活動的大陸縁辺域に噴出したVAGの特徴をもつ。

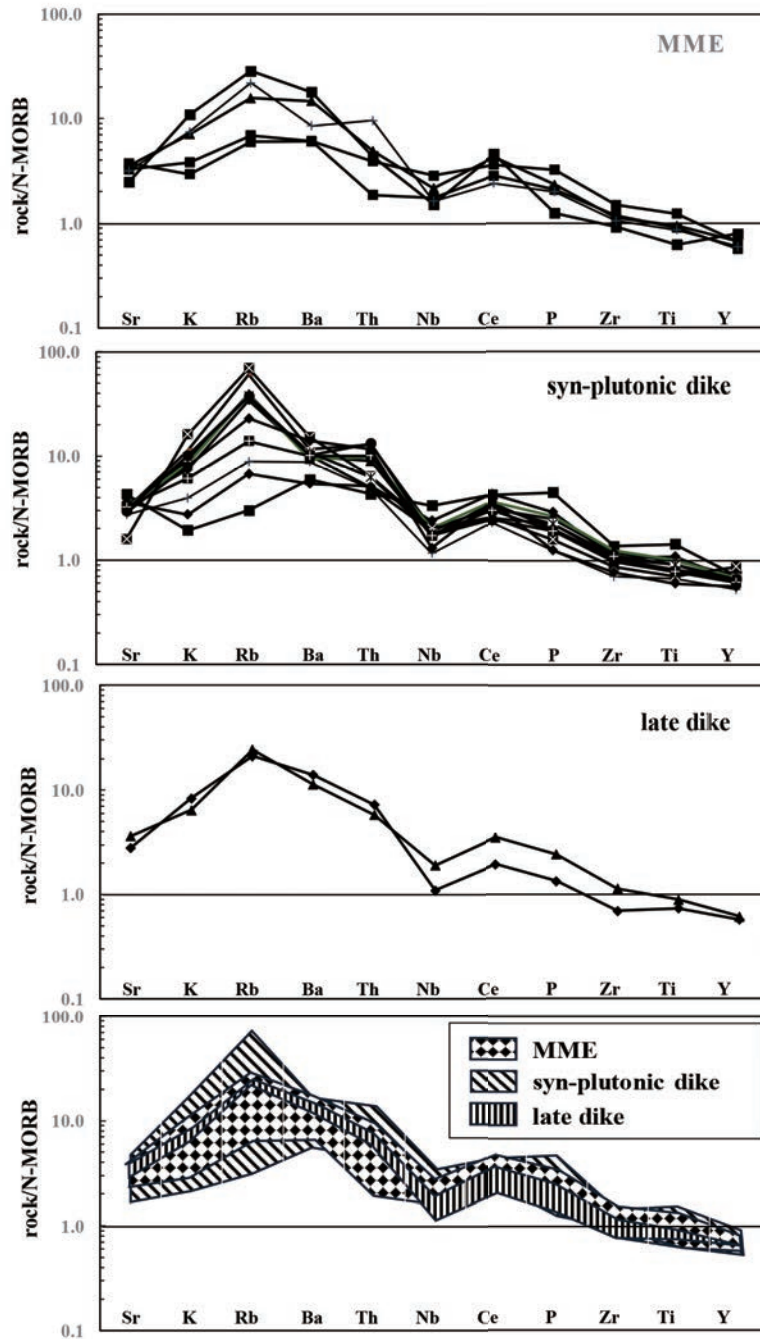


第8図 ソレライト(岩)系とカルクアリカリ(岩)系図
(a) $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図, (b) AFM 図

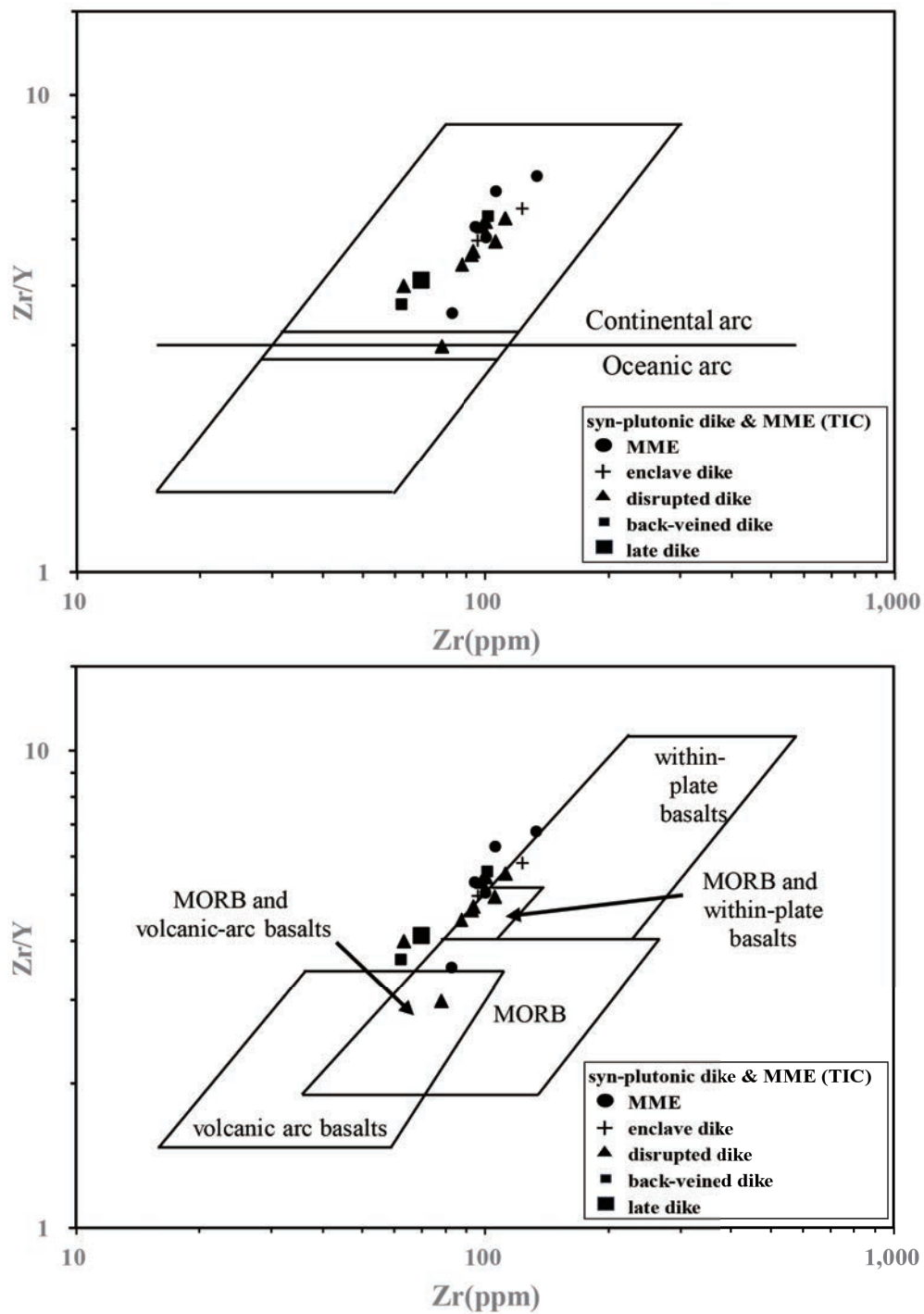
Figure 8: Tholeiite series and Calc-alkali series diagram
(a) $FeO^*/MgO-SiO_2$ diagram
(Boundary lines after Miyashiro, 1974)
(b) AFM diagram
(Boundary lines after Irvine & Baragar, 1971)



第9図 HAB (High Al-Basalt) 図 (SiO₂<52wt.%)
 (境界線は, Kersting *et al.*,1994 に基づく)
 Figure 9 HAB (High Al-Basalt)Diagram (SiO₂<52wt.%)
 (Boundary lines based on Kersting *et al.*,1994)



第10図 スパイダー図 ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 N-MORB 規格のパターンは Pearce (1983) に基づく
 Figure 10: Spidergram ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 N-MORB normalized pattern based on Pearce (1983)



第 11 図 Zr vs Zr/Y 図 ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (境界線は, Pearce & Norry, 1979 に基づく)

Figure 11: Zr vs Zr/Y Diagram ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (Boundary lines based on Pearce & Norry, 1979)

4.3 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類の全岩化学組成

白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類の全岩化学組成は互いに類似し、TAS 図（第 7 図）上では玄武岩ないし玄武岩質安山岩に分類される。また、詳細は後述するが、概要としては、(1) Ni, Cr, Mg などの適合元素に乏しい（第 6 図）、(2) Mg に対して Al に富む、高アルミナ玄武岩の特徴を示す（第 9 図）(3) MORB 規格化図上で HFSE に比べて、LILE や LREE に富む（第 10 図）、(4) 同 MORB 規格化図上で Nb に負の異常が認められる（第 10 図）、(5) Zr-Zr/Y 図で Zr/Y 比が MORB に比べて高い（第 11 図）、(6) Ce-Ce/Pb 図で Ce/Pb 比が MORB や OIB に比べて低い（第 12 図）、(7) Nb/Y-Th/Y 図で Th/Nb 比が MORB や OIB に比べて高い（第 13 図）、などの特徴を示す。

小豆島に産する苦鉄質岩は、 Al_2O_3 が 15.35 ~ 20.34wt.% と高く、MgO は 3.62 ~ 7.91wt.% と低い値を示す。比較のため、Sisson et al. (1996) の Sierra Nevada Batholith Onion Valley のデータや、領家帯の苦鉄質岩 ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$) から、氏家 (1977; 1978), Yokoyama (1983) のデータを併せて、 Al_2O_3 -MgO 図にプロットした（第 9 図）。図において、 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\text{wt.}\%$ （又は $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16.5\text{wt.}\%$ ）、MgO < 7wt.% の領域に点示される火山岩は、高アルミナ玄武岩と呼ばれる（Crawford et al., 1987; Kersting et al., 1994）。 Al_2O_3 -MgO 図では、本研究の MME、小豆島の mafic dike (Yokoyama, 1983)、各 1 試料を除いてすべて、 Al_2O_3 が 16wt.% 以上、MgO が 7wt.% 以下の高アルミナ玄武岩の領域に点示される。また、 Na_2O は最大 3.94wt.% と高い。

4.3.1 苦鉄質岩脈の全岩化学組成

苦鉄質岩脈類の全岩化学組成の検討は、野外や鏡下で母岩の花崗岩類と混合・反応していないと考えられる同時性岩脈を選定した。

苦鉄質岩脈岩の全岩化学分析値は、 SiO_2 は 47.33 ~ 56.10wt.% の範囲にあり、 Al_2O_3 が 15.35 ~ 20.34wt.% と Al に富み、高アルミナ玄武岩質である。産状別に見ると、主成分元素で SiO_2 が、後期岩脈の enclave dike 47.33 ~ 59.52wt.%, disrupted dike 50.66 ~ 58.97wt.%, back-veined dike 51.97, 53.99wt.% の値を取り、後期岩脈は 50.83 ~ 58.08 wt.% で、多くは玄武岩から玄武岩質安山岩に区分される（第 7 図）。その他の元素は、主成分元素では SiO_2 の増加に伴い、 TiO_2 , MnO, MgO, Fe_2O_3 , CaO, P_2O_5 が減少し、 Na_2O , K_2O は増加する傾向を示す（第 6 図）。微量元素含有量では Ni, Cr にばらつきがみられる。 Na_2O は最大 3.94wt.% を示し、 Na_2O が多いものでは、角閃石がモードで 40 vol.% 前後を占める。

岩石・鉱物学的にマグマ混合等の影響が少ない試料、及び SiO_2 が 52wt.% 以下の初生的な玄武岩質組成に分類される試料の MgO の含有量は 3.62 ~ 7.91wt.% を示し、Ni は 5.5 ~ 82.8ppm, Cr は 9.3 ~ 390.7ppm, $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 1.3$ でい

れも FeO^*/MgO は 1 より高い。これまでのところマントルかんらん岩と共存できるような初生的な組成を有するものは見出されていない。苦鉄質岩の化学組成は同時性岩脈、後期岩脈といった産状による違いはあまりない。

SiO_2 (< 52 wt.%) の試料を用いて Pearce (1983) による MORB 規格化図（第 10 図）で示すと、back-veined dike, disrupted dike, composite dike, enclave dike, 後期岩脈はいずれも、K, Rb, Ba といった LILE に富み、Nb に負の異常が認められる。典型的なパターンは Y から Ce まで単調に増加し、Ba または Rb でピークに達し K, Sr の順に減少する。Zr/Y は 3.50 から 7.24 と高い。産状別に見てみると enclave dike に比べ、back-veined dike, disrupted dike, composite dike, 後期岩脈では Th に富む。いずれの苦鉄質岩も、Ce/Pb < 10 で、その比が 25 ± 5 と一定である MORB や OIB (Hofmann et al., 1986) に比べてはるかに小さい（第 12 図）。また、Nb は MORB の 2 倍程度含まれ、海洋弧ソレイトやカルクアルカリ玄武岩に比べて多く、大陸弧カルクアルカリ岩のそれに匹敵している (Turner and Langmuir, 2022)（第 10 図）。

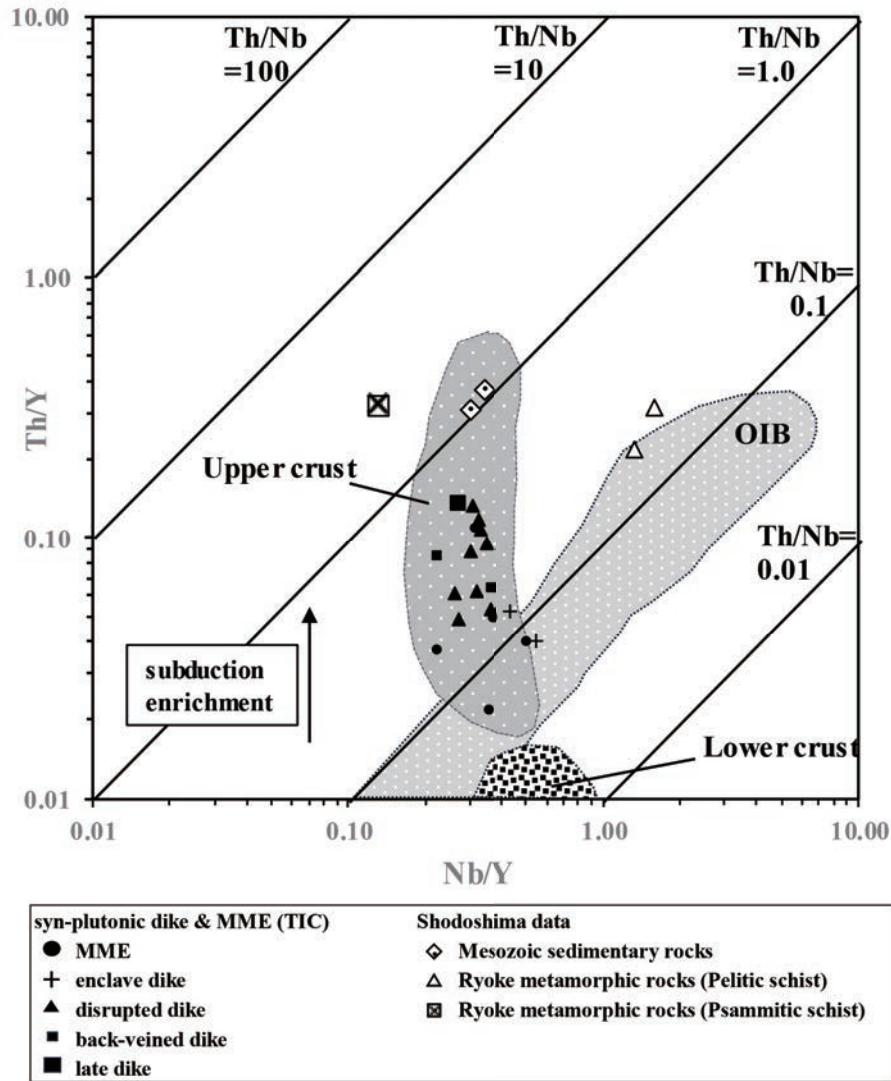
4.3.2 苦鉄質包有岩 (MME) の全岩化学組成

苦鉄質岩の化学組成は MME, 同時性岩脈、後期岩脈といった産状による違いはあまりなく、Ni, Cr 値が高い MME は、単斜輝石やカミングトン閃石を特徴的に含む。MME に比べ、xenoporphyrictic MME は、MME と田ノ浦花崗岩の中間領域に位置し、 SiO_2 量と K_2O や Ce, Rb, Ba に正の相関がある（第 6 図）。また、 SiO_2 で玄武岩 (< 52wt.%) に分類される試料の MgO の含有量は 3.62 ~ 7.91wt.% を示し、これに加えて、 FeO^*/MgO 比は 1.31 以上でいずれも 1 より高い。

4.3.3. H_2O に富む高アルミナ玄武岩

Medicine Lake Highland で、Powers (1932) によって無斑晶質で 17wt.% 以上の Al_2O_3 を含む玄武岩（高アルミナ玄武岩: high-alumina basalt）が見いだされ、後に Tilley (1950) によって、これが新しいマグマ系列であることが主張された。一方、久野は、Kennedy (1933) や Yoder and Tilley (1962) が使用した意味でのソレイト（カンラン石ソレイト）とアルカリ玄武岩が日本列島で帯状配列を示すことを示した後、それらの中間的な化学組成・鉱物組成を示し、 Al_2O_3 に比較的富む (> 16.5wt.%) 玄武岩が地理的にも両者の間に産することを示し、これらの玄武岩を高アルミナ玄武岩 (high-alumina basalt) と呼んだ (Kuno, 1959, 1968)。このように、高アルミナ玄武岩という呼び方には、単に Al_2O_3 含有量を意味する場合と、島弧横断方向の組成変化を意識した場合とがある。実際、アルカリ含有量は、ソレイト・高アルミナ玄武岩・アルカリ玄武岩の順で高くなっている (Kuno, 1966)。

高アルミナ玄武岩の成因には、初生マグマからのカンラン石、輝石などの Al_2O_3 をほとんど含まない早期晶出鉱物の

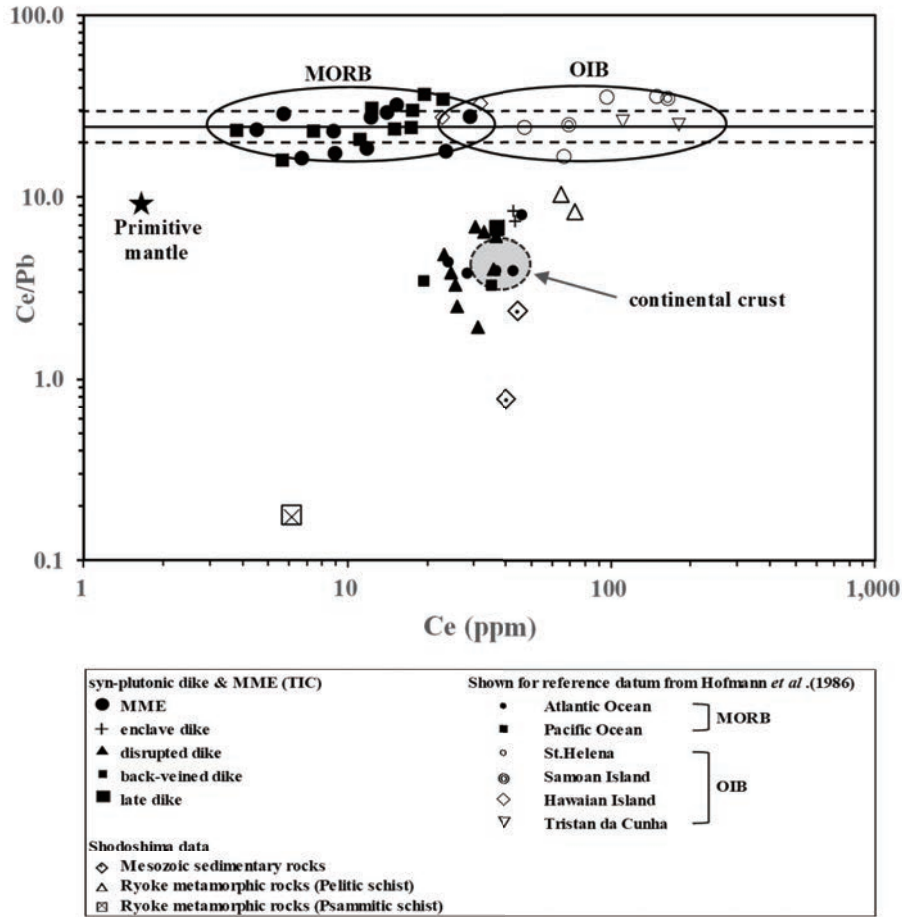


第 12 図 Nb/Y-Th/Y 図 ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (境界線は, Kempton *et al.*, 1991 に基づく)
 Figure 12 Nb/Y-Th/Y Diagram ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (Boundary lines based on Kempton *et al.*, 1991)

結晶分化作用によって形成される (Uto, 1986), 高アルミナ玄武岩を含む広義のカルクアルカリマグマは, ソレアイト質マグマよりも H_2O に富む初生マグマからの, カンラン石, 輝石および, 磁鉄鉱の分別が効果的におこることによって生成される (Sisson and Grove, 1993a, 1993b) といった, いくつかの考えがある. また, ディオブサイドとアノーサイトの 2 成分共融系では, H_2O の圧力が増すことにより, アノーサイトの領域が縮退して共融点組成が Al_2O_3 の多いアノーサイト寄りになり輝石の結晶分別の進行とともにメルト組成

が Al_2O_3 に富むことになる.

小豆島に産する苦鉄質岩や他の領家帯の苦鉄質岩, 環太平洋の中生代陸弧花崗岩バソリスである Sierra Nevada Batholith (Onion Valley; Sisson *et al.*, 1996) の苦鉄質岩類は, カルクアルカリ系列で, low MgO, high Na_2O , high Al_2O_3 の高アルミナ玄武岩の組成を有する. また, SiO_2 が 52wt.% 以下の比較的未分化と思われるサンプルでも MgO, Ni, Cr などのコンパティブル元素に乏しい傾向は, 収束境界に沿って噴出した多くの若い火山岩に共通する特徴である.



第 13 図 Ce-Ce/Pb 図 ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (境界線は, Hofmann *et al.*, 1986 に基づく)
 Figure 13 Ce-Ce/Pb Diagram ($\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$)
 (Boundary lines based on Hofmann *et al.*, 1986)

Sisson and Grove (1993a, 1993b) による相平衡実験から, このような Al や Na に富み, Mg に乏しい玄武岩～玄武岩質安山岩は, ウェッジマンツルのカンラン岩の部分溶融によって生じた初生マグマからのカンラン石 + Ca 単斜輝石 + Ca 斜長石 + Fe 酸化物の分別によって導かれたもので, 4～6 wt.% の H_2O を含むことが示されている. このようなマグマからは An 成分に富む斜長石と共に, マグマが Na_2O に富めば liquidus 又は near liquidus phase で角閃石が晶出することが知られている. これは, 小豆島田ノ浦複合岩体に産する苦鉄質岩の角閃石が比較的自形性が高く, 晶出順序が早期であることと調和的である. また, 同時性岩脈, 後期岩脈の一部で確認される miarolitic cavity, 石灰質斜長石, 角

閃石—斜長石ペグマタイトなどの岩石・鉱物学的な特徴は, 数 wt.% の H_2O を含んでいたとする推定を支持する記載的な証拠として挙げられる.

4.3.4 苦鉄質マグマの活動の場

小豆島の苦鉄質岩類の組成は, 前述のとおり多くが玄武岩～玄武岩質安山岩に分類され, Mg に乏しく Na に富む高アルミナ玄武岩である. インコンパティブル元素は, Ti, Y を除き MORB に比べて HFSE にも LILE にも富んでいる. MORB 規格化図では LILE/HFSE 比が高く, Nb に負の異常が認められる. また, Zr/Y は 2.98～8.77 と高い (第 11 図). これらの特徴は沈み込み帯の火山岩, 特に陸弧の火山岩に

見られるものである。小豆島に産する苦鉄質岩の中で岩石・鉱物学的にマグマ混合等の影響が少ない試料（MME, 同時性岩脈, 後期岩脈）で、かつ SiO_2 が 52wt.% 以下の初生的な玄武岩質組成に分類される試料を用いて微量元素の比較検討を行った。また、上部地殻物質として、小豆島的美濃-丹波帯の堆積岩（泥岩；小豆島北西部, 小江産）および領家変成岩類（泥質片岩, ミグマタイト優白質部；小豆島東部, 橘産）の微量元素データも合わせて示す。

Kempton et al. (1991) による Nb/Y-Th/Y 図 (Th/Nb 比) によると、MORB と OIB の Th/Nb 比は 0.1 ~ 0.17 と比較的小さく、狭い範囲に限定される（第 12 図）。一方、MORB や OIB に比べて上部地殻構成岩類の同比は 0.05 ~ 0.19 以上と大きく、下部地殻構成岩類の同比は MORB や OIB より小さい。小豆島の苦鉄質岩の Th/Nb 比は 0.06 ~ 0.51 で、MORB や OIB の同比に比べて高い値を示し、上部地殻構成岩類の領域に点示される（第 12 図）。美濃-丹波帯の堆積岩の Th/Nb 比は 1.05 ~ 1.11 と高く、領家変成岩類の泥質片岩の Th/Nb 比で 0.17 ~ 0.20, 砂質片岩の Th/Nb 比で 2.50 といずれも MORB-OIB 列より高い。小豆島の苦鉄質岩類は、第 12 図の通り、MORB-OIB 列と美濃-丹波帯の堆積岩や領家変成岩類との中間領域に点示される。Hofmann et al. (1986) は、地殻物質としての Nb や Pb に注目し、大陸地殻の Nb/U 比を 10 程度、Ce/Pb 比を 4 程度であるとし、Primitive-mantle の Nb/U 比を 30 程度、Ce/Pb 比を 9 程度といった値を導いている。また、MORB として大西洋、太平洋の試料を、OIB として南大西洋のセントヘレナ島 (St. Helena), 南太平洋のサモア諸島 (Samoan Island), ハワイ島 (Hawaiian Island), 南大西洋の火山諸島・トリスタンダクーニャ諸島 (Tristan da Cunha Group) の火山岩の同比を示し（第 13 図）、Nb/U=47 ± 10, Ce/Pb=25 ± 5 の幅に示されるとした。小豆島の苦鉄質岩は Ce-Ce/Pb 図によると、Ce/Pb 比は Ce/Pb 1.9 ~ 9.6 の範囲であり、10 以下の低い値を示す（第 13 図）。美濃-丹波帯の堆積岩の Ce/Pb 比は、0.8 ~ 2.4, 領家変成岩類の泥質片岩の Ce/Pb 比は 8.3 ~ 10.3, 領家変成岩類の砂質片岩で Ce/Pb 比 0.2 と低い値を示す。第 13 図でも、小豆島苦鉄質岩は、MORB-OIB 列と美濃-丹波帯の堆積岩および領家変成岩類の砂質片岩との中間領域にプロットされる。

以上の岩石化学的な特徴は、Th や Pb に富む上部地殻物質がマグマプロセスに関与したことを示唆している。これは苦鉄質マグマの発生に、地殻物質のリサイクルによってエンリッチしたウェッジマントル (enriched source component, sub-continental lithosphere mantle) が関与した可能性 (Plank, 2005) や、苦鉄質マグマが地殻内を上昇する間に地殻物質 (subduction zone component) と反応した可能性 (Kimura and Yoshida, 2006) を示唆している。

5. 議論

5.1 苦鉄質岩脈と苦鉄質包有岩の起源

5.1.1 マッシュ〜フレームワーク状マグマ溜り

花崗岩質マグマ溜りなど、火山下のマグマ溜りについては、つねにその内部がすべてメルトで充填されていると考えられているわけではなく (Miller and Wark, 2008), マグマ溜りの冷却に伴う時間発展によって、通常は斑晶状の結晶を多く含んでおり、それらがマッシュ状あるいはフレームワーク状を呈し、マグマ溜り全体としては固体に近い高い粘性をもつケースが多いと推定されている (Marsh, 1996; 2002)。そのような場合でも、上方へのマグマの供給は広域的な応力場の下で局部的に発生した破壊によって、このフレームワークが壊されて、マグマ溜り内上部のメルトが孤立して分布するメルトレンズ、メルトポケットやメルトチャンネルに絞りだされ、さらに上方や側方へと移動することによって、一時的あるいは間欠的にマグマを地表にもたらす。

マグマの物性は、マグマ中の固体/液体比によって、大きく変化する。結晶が 25% 以下の場合を流動マグマ (結晶分散部: suspension zone), 結晶が 25% ~ 55% までの領域をマッシュ状部 (mush zone), 結晶が 55% ~ 100% の領域をマグマの剛体殻部 (rigid crust) と呼ぶ。そして、流動マグマがマッシュ状になる 25% の固体を含む状態を沈積フロントと呼ぶ (中川, 2008; 吉田ほか, 2017)。

マグマ溜りの下底部に、高温の苦鉄質マグマが供給され、それによって熱が供給されて、暖められることで、マグマ溜りシステムが長期にわたって冷却固化することなく維持される場合があると考えられている。また、深部から供給された高温苦鉄質マグマ、あるいはそれに由来する高温流体が剛体殻部あるいはマッシュ状部の結晶を融解して流動化を促進し、それが噴火の引き金になる場合もある。マグマ溜り内で高結晶度・高粘性であったと思われる大規模マグマの噴出に先行して、高温の苦鉄質マグマの注入によって生じた低粘性マグマが噴出している場合があり、この低粘性マグマによる火道の開口が高粘性マグマの噴出を促したとする考えもある (Pallister et al., 1992; Takeuchi and Nakamura, 2001)。

5.1.2 成層マグマ溜りにおける液-液マグマ混合と液-結晶マグマ混合

結晶を含む花崗岩質マグマの下に苦鉄質マグマが存在する成層マグマ溜りにおいては、結晶、花崗岩質メルト及び苦鉄質メルトの密度の大小関係により、マグマ溜りは異なる挙動を示す (西村, 2021)。苦鉄質メルトの密度 < 花崗岩質メルトの密度 < 結晶の密度の関係がある場合、マグマ溜り全体が重力的に不安定になり、花崗岩質メルトと苦鉄質メルトの液-液マグマ混合が進行し、結晶はマグ

マ溜まり底部に沈積する。花崗岩質メルトの密度<玄武岩質メルトの密度<結晶の密度の関係がある場合、両メルトは密度成層構造を保つが、花崗岩質マグマ中の結晶は苦鉄質マグマ中に沈降して液-結晶マグマ混合が進行しながら、結晶はマグマ溜まりの底に堆積する。花崗岩質メルトの密度<結晶の密度<苦鉄質メルトの密度の関係がある場合、花崗岩質マグマ中の結晶は苦鉄質マグマ中に侵入できず、両マグマの境界に沈積して、マグマ混合は起こらない。ただし、苦鉄質メルトの密度は、 H_2O を数%含有すると斜長石の密度より低くなるので、苦鉄質メルトがカルクアルカリ系列の含水高アルミナ玄武岩質である場合、上記の最後のケースが起こる可能性は低い。つまり、花崗岩質メルトに対して、苦鉄質メルトが著しく H_2O に富んでいる場合は、液-液マグマ混合が進行し、一方、花崗岩質メルトと苦鉄質メルトが同程度に H_2O を含んでいる場合は、液-結晶マグマ混合が進行する(西村, 2021)。

液-液マグマ混合の場合、マグマの混合線は、両端成分を結んだラインとなる。一方、液-結晶マグマ混合の場合は、液-液マグマ混合とは異なる化学組成変化を示す。固相濃集元素の場合、液-結晶マグマ混合の組成進化経路は液-液マグマ混合の経路より高濃度側に、液相濃集元素の場合、液-結晶マグマ混合の組成進化経路は液-液マグマ混合の経路より低濃度側にくる(西村, 2014)。Ishihara et al. (2003)は、野外観察から花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの混合によって生じたと考えられるトータル岩が、両マグマの単純な混合では説明できない組成を持つことを指摘している。このことは、モード組成図(第5図)でトータル岩の組成が斜長石-石英辺近傍にほぼ並んでおり、斑れい岩-花崗岩の混合線から大きく外れていることから明らかである。西村(2014)は、液-結晶マグマ混合に関する質量保存則に基づく微量元素組成変化モデルを構築し、上記のトータル岩が、苦鉄質マグマに花崗岩質マグマ中の斜長石が混入する液-結晶マグマ混合によって形成されることを明らかにしている。

5.1.3 花崗岩質マグマの冷却固結の進行と苦鉄質マグマとの混合・混交過程

花崗岩質マグマの固結過程の早期に注入した H_2O に富んだ苦鉄質マグマは、花崗岩質マグマ溜り内での結晶マッシュの粘性流動に伴い、花崗岩質マグマと液-液混合したと推定される。そのようにして生じた混合マグマは、さらに花崗岩質マグマや、新たに注入した苦鉄質マグマと繰り返し混合して、比較的均質な閃緑岩、花崗閃緑岩や斜長石と石英結晶が集積したトータル岩などを生じる。

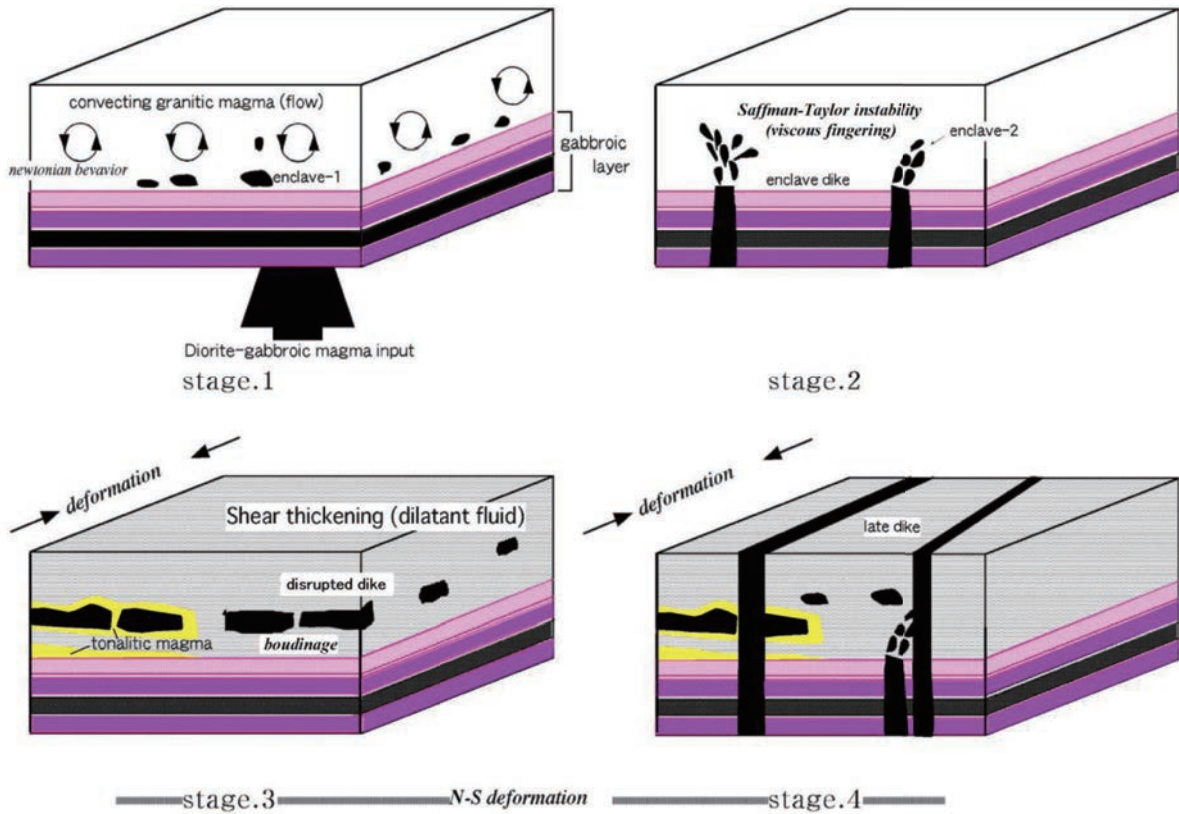
花崗岩質マグマの冷却固結が進み、固体/液体比が大きくなると、高温の苦鉄質マグマとの粘性差が大きくなり、マグマ溜り内での流動性が小さくなって、液-液マグマ混合にかわって機械的なマグマ混交が卓越するようになる。苦鉄質岩の多くは無斑晶質なので、苦鉄質マグマはほ

ぼメルトの状態で貫入したと考えられる。それに対して、xenoporphyritic MMEなどには捕獲結晶が含まれることから、マグマ混交時の花崗岩質マグマは多くの斑状結晶を有するマッシュ状あるいは剛体殻の状態にあったと推定される。二重包有岩、混合マグマ起源のMMEや岩脈、マグマ混合を経験したホスト花崗岩などが存在することから、この時期にも、端成分マグマ間のみならず、多様なマグマや結晶間で繰り返し混合や混交が行われ、液-結晶マグマ混合によるトータル岩の形成もこの時期になされたと考えられる。

5.1.4 苦鉄質包有岩(MME)におけるマグマ混合の進行

MMEは、その産状、鉱物組み合わせ、全岩化学組成が苦鉄質岩脈に類似すること、などから花崗岩質マグマ溜りへの苦鉄質岩脈の早期注入体と考えられる。Xenoporphyritic MMEの特徴は分散結晶を有する花崗岩質マグマと苦鉄質マグマが液-結晶マグマ混合したことを示している。母岩由来の石英、斜長石結晶片の量は、混合した花崗岩質流動マグマの量と関連している。田ノ浦閃緑岩~トータル岩中のxenoporphyritic MMEに含まれる捕獲結晶はその多くが斜長石、石英からなり黒雲母を欠く。これは田ノ浦閃緑岩~トータル岩での結晶品出順序が斜長石→石英→黒雲母であることから、少なくともxenoporphyritic MMEと閃緑岩~トータル岩は、花崗岩質マグマが石英、斜長石を含むクリスタルマッシュの状態のとき混合したと考えられる。さらに、田ノ浦閃緑岩や一部の田ノ浦トータル岩に産するxenoporphyritic MME中の捕獲結晶はその多くが斜長石であることから、この場合は斜長石を主とするクリスタルマッシュであったと思われる。田ノ浦複合岩体に産する閃緑岩や一部のトータル岩中のxenoporphyritic MMEには、mantled quartz ocelliが少なく、disrupted dikeなどでは、しばしばmantled quartz ocelliが認められる。これは、当初、xenoporphyritic MMEを形成した苦鉄質マグマが貫入して、固結した段階では、花崗岩中に、まだ石英は晶出していなかったが、disrupted dike形成時には、温度低下した花崗岩質マグマ中に、斜長石と共に石英が晶出していた可能性を示す。またMMEを含む田ノ浦閃緑岩や田ノ浦トータル岩は、全体的に不均質で、苦鉄質岩に由来すると考えられる数mmほどのmafic clotやシュリーレンが顕著である。Xenoporphyritic MME中の斜長石はマントル部が著しく汚濁している、いわゆるspongy cellular plagioclaseであり、またパッチ累帯構造が顕著である。田ノ浦閃緑岩や田ノ浦トータル岩にも同様の斜長石が認められ、著しく汚濁していること、累帯構造のパターンが非常に似ていること、が特徴であり、このことは、苦鉄質マグマと斜長石斑状花崗岩質マグマの混合を強く示唆している。

したがって、田ノ浦複合岩体に認められる多様なMMEは、低温の花崗岩質マグマの冷却固結過程のさまざまな時期に、高温の苦鉄質マグマが相次いで注入したことによって形成



第 14 図 田ノ浦複合岩体のマグマ溜りの進化モデル
Figure 14 A model for magma chamber evolution in Tanoura Igneous Complex(TIC)

されたと考えられる (第 14 図)。即ち、花崗岩質マグマが低い固体/液体比をもつ、冷却固結過程の早期に注入した苦鉄質マグマは、マグマ溜り内での流れと攪拌の結果、液-液マグマ混合や液-結晶マグマ混合が進行し、さまざまな中間組成の岩石や、液-結晶マグマ混合を示す MME などが形成された (第 14 図 stage.1)。花崗岩質マグマの冷却固結の進行に伴う固体/液体比の増加とともに、花崗岩質マグマの粘性が増加して、マグマ溜り内での流れが弱くなったことで、マグマ混合にかかわって、Back-vein を生じるような破断や分断過程を伴う MME の形成が主体となった (第 14 図 stage.2 ~ 4)。

MME には、鋸歯状や火炎状の外形を有する、Straddling crystal が存在する、enclave dike を形成する、苦鉄質岩脈から MME が分離・分断される過程が凍結されている、などの特徴があることから、MME の多くは現位置で形成されたと考えられ、田ノ浦複合岩体の地質分布 (第 2 図) から、そこではマグマ溜り進化過程が保存されたものと考えられる。ただし、MME の中には、その近傍に源となった苦鉄質

岩脈が認められず、花崗岩質マグマの流動に伴う剪断によって著しい変形を示したり、複成包有岩群が存在することなどから、別の場所で形成され、花崗岩質マグマの流動に伴って現位置まで運搬されたものもあると考えられる。

5.1.5 苦鉄質岩脈に見られる内部構造変化の成因

小豆島に産する苦鉄質岩脈は極めて産状が多様であるが、大きく 6 type に区分できる (第 3 図, 第 4 図)。それらのうち、enclave dike, disrupted dike, back-veined dike といった同時性岩脈は小豆島南部に、後期岩脈は小豆島全域に産する。enclave dike, disrupted dike, back-vein dike, そして後期岩脈の産状の違いは、母岩の花崗岩質マグマの固結度と、それに関連した固体/液体比の変化に、主に規定されていると考えられる (第 14 図)。特に、田ノ浦複合岩体に多産する同時性岩脈には、母岩の花崗岩質マグマとの様々な相互作用が認められる。それら同時性岩脈を分離・分断している物質は、母岩と同様の花崗岩類~アプライト質岩であることが多い。これは、低温の花崗岩質マグマの剛体殻部に

生じた開口割れ目に高温の苦鉄質マグマが注入・充填して、冷却固結した後、母岩の剛体フレームワーク中の残液が苦鉄質岩脈に再貫入 (back-vein) して、岩脈が破断、分断された結果であると考えられる (第 14 図)。また、小豆島における同時性岩脈と後期岩脈の貫入方向のトレンドは、後期岩脈がほぼ南北 (N10° W・90°) 走向を示すのに対して、同時性岩脈のそれは、enclave dike で東西、disrupted dike で東西方向からバラつき、そして back-veined dike で南北、と変化している。これは、同時性岩脈間や、後期岩脈との間に、貫入時期の違いがあったことによるものと考えられる。同時性岩脈貫入時には、母岩が比較的メルト (残液) に富んでおり、しかも開口割れ目を保持できる剛体殻状態であったのに対し、後期岩脈貫入時には、母岩は全体的に冷却固結しており、南北方向の広域的な圧縮応力場の下で、南北性の開口割れ目が生じたと考えられる (第 14 図)。また、同時性岩脈貫入後、母岩のネットワークの崩壊などにより、岩脈が分離、分断されたことが、disrupted dike などにみられる貫入方向のばらつきの主要因であったと考えられる。また連続性の良い disrupted dike などは、多くが貫入方向が E-W で、分断面が N-S のプーディング構造を示す (第 3 図 (E))。これは、後に disrupted dike になる苦鉄質マグマの E-W 走向の開口割れ目への貫入後、母岩の冷却固結が進むと共に、N-S 性の広域圧縮応力が強まった結果、苦鉄質マグマの冷却固結に伴う体積収縮で東西性の岩脈の破断が進み、その破断面内に母岩の残液が侵入したと考えると合理的に説明が出来る。すなわち disrupted dike に見られる構造は、岩脈の冷却固結に伴う体積収縮が最大冷却面 (貫入面) に垂直に生じた後、N-S 性の広域圧縮応力場の下で残液の搾りだしが効果的に行われた結果であると考えられる。そして、back-veined dike の形成ステージになると、後期岩脈と同じ南北方向の走行を示すことから、同時性岩脈形成の最終段階では、岩脈走向の東西から南北への転換が起こったと考えられる (第 14 図)。

5.2 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

5.2.1 珪長質マグマが地下に巨大なマグマ溜りを形成する要因

一般に、カルデラのような大規模珪長質火山体の地下 5 km ほどの深さには、厚さ数 km から 10 km ほどで、平面積がカルデラの大きさに匹敵するような、平たい箱型のマグマ溜りが存在し、また、マグマ溜り (マグマに満たされた貫入岩体) は、バソリス規模であっても、漸増定置によって形成された基本的に板状から箱型のさまざまな規模の開口空間複合体の融合したものであると考えられている (高橋,2025)。

カルデラを形成するような巨大噴火を起こした珪長質マグマ溜りは、噴火までに少なくとも約数万年から百万年以上の長期にわたって完全に固化することなく、マグマの状

態のまま、存在し続けていたと考えられている (Gelman, Gutiérrez and Bachmann,2013)。そのような大量の珪長質マグマは必ずしも高いマグマ供給率の下で形成されたものではなく、時間をかけてマグマを集めることで超巨大マグマ溜りに成長したと考えられている (高橋,2025)。また、マグマ供給率が低い場合でも、深部から熱の供給があれば、マグマ溜りが固化せずに長期間維持される可能性がある。例えば、ほぼ固化した低温結晶集合体からなる珪長質マグマ溜りに、深部から高温苦鉄質マグマが注入されると、その熱や、それに伴う高温流体により、全体が過熱され、再融解する。

また、日本の第四紀後期の超巨大噴火を行った大規模カルデラ火山が活動している地域は、一般に引張テクトニクスの場合にあり、長期的な地殻変形速度 (歪) が小さい地域とほぼ一致している。地殻変形速度が小さく、地殻が静穏な状態にあると、地下のマグマ溜りが安定で、長期間にわたって大量のマグマを蓄積しやすい。すなわち、超巨大噴火を行うような大規模な珪長質マグマ溜りが形成されるかどうかは、長期的な地殻変形速度にも依存していることになる (高橋,1995)。

5.2.2 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

カルデラ形成を伴うような巨大噴火の珪長質マグマ溜りは、大規模なバソリス状花崗岩体と量的にほぼ同じものである (高橋,2025)。吉田ほか (1999) は、後期新生代の島弧火山活動期 (10 ~ 1Ma) に東北日本弧脊梁域で活動したカルデラ群の分布密度は、白亜紀 (120 ~ 110Ma) に活動的大陸縁辺部で形成された北上山地花崗岩の分布密度にほぼ匹敵することを示し、東北脊梁カルデラ群は北上山地花崗岩に匹敵する珪長質深成岩体群の活動に対応したものであると論じている。一方、Yamamoto (2003) は、西南日本後期白亜紀 (83 ~ 65Ma) カルデラ群の噴出率 (3×10^5 DRE km³/ky km²) は、東北日本の後期新生代カルデラ群の噴出率に近く、比較的低いマグマ生成率の下で長期間をかけて形成された珪長質マグマ活動に伴うものである、と結論している。すなわち、西南日本白亜紀の大規模珪長質マグマ活動の場合も、珪長質マグマの生成率が特に大きかったというよりは、大規模珪長質マグマ溜りが形成されるためには、当時の地殻変形速度が小さいといった、大量のマグマが地殻内に溜りやすい安定した環境があった可能性が考えられる。

後期新生代の東北日本弧などの活動的大陸縁や背弧拡大を伴う島弧では、大規模珪長質マグマの噴火を伴うカルデラ火山活動は、引張場での玄武岩を伴うリフト形成期から強い水平圧縮場での安山岩質火山活動への漸移期に認められる。この漸移期は、地殻変形速度が小さく、プリアパートを伴う横ずれ断層の活動はあるものの、地殻が比較的静穏な状態に置かれていた時代である (Acocella et al.,2008)。

そのような状況では、強い引張場や圧縮場に比較して、地下のマグマ溜まりがより安定であり、長期間にわたって地下に大量のマグマを蓄積しやすく、カルデラ火山活動を引き起こすような大規模珪長質マグマ溜りを形成しやすかった(高橋,1995;2025)と考えられる。

西南日本の白亜紀花崗岩類の活動には、時間とともに火山フロントが背弧側へと後退しながら、活動するマグマのアルカリ量が低下するという特徴がある(沢田,1979)。同様の火山フロントの背弧側への後退や、それに伴う活動するマグマの高アルミナ玄武岩から低アルカリソレイトへの変化が、東北日本弧の後期新生代火山活動においても認められ(Yoshida et al.,2013)、これら両沈み込み帯での火成活動には共通点が少なくない。例えば、東北日本弧の中新世火山フロント(北部本州リフト系の東縁)に沿っては活発な火山活動が認められるが、このリフト縁では、リフト形成に伴う地殻の薄化と、リフト縁に沿った根の深い大量の苦鉄質マグマ活動により、板状高密度のP波高速度帯(リフトルート帯)を伴う下部地殻の厚化が生じている(Yoshida et al., 2013; 吉田ほか, 2020)。同様の幅30kmを超えるモホ面深度に至るP波高速度帯が、中央構造線の北側(領家帯)に沿って分布していることがOmuralieva et al. (2012)によって明らかにされている。このP波高速度帯が発達している場所は、地殻が薄化している場所にあたり(Ito et al., 2009)、東北日本弧中新世火山フロントにおけるリフト縁での大量の苦鉄質マグマ活動に対応したリフトルート帯と同様の構造がこの場所にも存在することを示唆している。この領家帯でのP波高速度リフトルート帯を形成したリフトを「領家リフト系」と呼ぶこととする。これらの類似性から、領家花崗岩類に発達する火山フロントに平行に発達した片状構造や岩脈群は、領家リフト系活動期の構造に対比できる可能性がある。リフト形成は引張場に引き続く圧縮場の下で、沈降ブロック内に開口割れ目を生じ、そこに岩床状のマグマ溜りを形成する。ここに漸増定置によって開口空間を埋める大規模珪長質マグマ溜り、バソリスが形成されると考えられる。東北日本弧で認められる、沈み込み帯の火山フロントで起こる、引張場での玄武岩主体のリフト活動から、珪長質カルデラ火山活動、そして圧縮場での安山岩火山活動への経時変化(Yoshida et al.,2013)が、大陸縁の沈み込み帯に位置していた西南日本白亜紀の大規模な花崗岩体群の形成にも関わっていた可能性が高い。

5.2.3 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩の形成発達史

小豆島の領家花崗岩類にしばしば認められる東西走向で垂直に近い片状構造は、おそらく領家リフト系の活動に関係した火山フロントに平行に発達した東西性の火道に沿って、マッシュ状の花崗岩質マグマが上昇した結果であると考えられる。つまり、20~15 km前後の地殻深部へ、シート状に貫入してきた古期領家花崗岩類に対して、新たに供給されたマッシュ状の花崗岩質マグマが、東西性の火道に

沿って浅部側へと粘性流動した結果、古期領家花崗岩類を貫いて新期領家花崗岩類が、東西性の片状構造を発達させながら上昇したと考えられる(西脇・奥平, 2007)。

田ノ浦複合岩体中に分散しているMMEは、元々は東西方向に生じた開口割れ目を充填した苦鉄質岩脈に由来すると考えられる(第14図)。このことは、この時期の東西性の片状構造の形成と開口割れ目の形成が互いに関連していたことを示唆している。

開口割れ目を充填した高温の苦鉄質マグマは、花崗岩質マグマと混合しながら、周囲の低温花崗岩質マグマによって冷却され、同時性岩脈を形成した。苦鉄質マグマの熱で流動性を保っていた花崗岩質マグマ中で、苦鉄質岩脈が破断、分断され、多様な形態を示すに至った(第4図, 第14図)。花崗岩質マグマの固化が進行するに伴い、同時性岩脈の構造進化の早い段階で全体の冷却固結が終了するようになる。田ノ浦岩体の同時性岩脈のうち、母岩の冷却が進み、南北圧縮応力に変化してから貫入したと思われるback-venined dikeや後期岩脈などは南北走向の開口割れ目を充填している(第14図)。

その後、地表での火山フロントの背弧側への後退を伴いながら、領家花崗岩類の分布域北側の山陽帯に火山一深成岩体である広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩体が浅所貫入し、周囲の堆積岩類に接触変成を与えながら、冷却固結した。この冷却固結した花崗岩体を、南北圧縮応力の下で生じた南北走向の開口割れ目に沿って、安山岩などから成る後期岩脈が注入されたと考えられる。

6. 結論

小豆島に分布する領家花崗岩類一山陽花崗岩類と、同時期に活動した苦鉄質岩の産状と岩石化学を検討し、相伴う花崗岩類と苦鉄質岩との関係を明らかにするとともに、それらの形成発達史を検討した。

- (1) 小豆島の白亜紀花崗岩体に伴う苦鉄質岩の組成は、カルクアルカリ系列に属する高アルミナ玄武岩質の含水無斑晶質玄武岩~玄武岩質安山岩である。この高アルミナ玄武岩質マグマは、enriched source componentと、subduction zone componentの両者を含み、大陸地殻や、大陸リソスフェアとの相互反応を経験した典型的な活動的大陸縁で活動したマグマの特徴を持つ。
- (2) 小豆島に産する苦鉄質岩は、MME,同時性岩脈,後期岩脈に大別できる。さらに、同時性岩脈はenclave dike, disrupted dike, back-veined dike, composite dikeに分類される。
- (3) 苦鉄質岩脈の産状の多様性は、固結度(固体/液体比)が変化する低温の花崗岩質マグマに、高温の苦鉄質マグマが繰り返し貫入したことによって生じた

ものである。同時性岩脈の形態進化は、周囲の花崗岩の冷却固結の早い段階で形成されたものほど、マグマ混合を伴うMME化が進行し、ホスト花崗岩の冷却固結が進行するに伴い、enclave dike, disrupted dike, back-veined dike, そして後期岩脈へと苦鉄質岩の破断の程度が弱いものへと変化している。

- (4) 西南日本白亜紀の大規模花崗岩体の活動は、同じ沈み込み帯火成活動の産物である東北日本弧、後期新生代での火成活動と類似性があることを指摘した。そのような観点から、領家リフト系の活動に始まる西南日本白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩の形成発達史を論じた。

謝辞

本研究にあたり、筆者の一人(S.A)は、村田守 鳴門教育大学名誉教授に、蛍光X線分析装置の使用にあたりご協力を頂きました。太田岳洋 山口大学大学院創成科学研究科教授には、火山岩のマグマ混合や噴火プロセスについて議論を頂きました。東北大学大学院理学研究科地学専攻地球物質科学科・島弧マグマ学研究室(当時)の皆様には、様々なご助言を頂きました。また本論文は、高嶋礼詩東北大学総合学術博物館長、木村純一氏、匿名の査読者らのコメントによって改善されました。これらの方々には厚く感謝致します。

参考文献

- Acocella, V., Yoshida, T., Yamada, R. and Funicello, F., 2008. Structural control on late Miocene to Quaternary volcanism in the NE Honshu arc, Japan. *Tectonics*, **27**, TC5008.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. and Eggins, S., 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 417-430.
- Dider, J. and Barbarin, B., 1991. The different type of enclaves in granites: Nomenclature. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves in Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 272-291.
- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J. and Bachmann, O., 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, **41**, 759-762.
- Hayashi, T., 1995. Geological and petrological studies on the Hiroshima granite in the Togouchi-Yuu-Takehara district, Southwest Japan. *Bull. Fac. Sch. Educ. Hiroshima Univ.*, **17**, 95-150.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 158-170.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves in Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431-444.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey, 587p.
- 東元定雄・濡木輝一・原郁夫・佃栄吉・中島隆, 1983. 岩国地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 79p.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalt: new constraints on mantle evolution. *Earth. Planet. Sci. Let.*, **79**, 33-45.
- 飯泉滋・沢田順弘・先山徹・今岡照喜, 1985. 中国・四国地方の白亜紀-古第三紀火成活動-火成岩類の対比を中心として-1. *地球科学*, **39**, 372-384.
- 飯泉滋・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和, 1990. 領家帯塩基性岩類の成因. *月刊地球*, **12**, 424-429.
- Ikeda, T., 2004. Pressure - temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in the Yanai district, SW Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 577-589.
- 今岡照喜・大平武・沢田順弘・板谷徹丸, 1994. 中国・四国地方における白亜紀~第三紀火成岩類の放射年代. *岡山理科大学自然科学研究所研究報告*, no. 20, 3-57.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Jour. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Ishihara, S., 1971. Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441-452.
- Ishihara, S., 1979. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.
- Ishihara, S., Yoshikura, S., Sato, H., Satake, Y. and Atsuta, S., 2003. Ilmenite-series pink and gray granitoids and felsic/mafic magma interaction across the late Cretaceous Inner Zone batholith of SW Japan. *Interim-Report*, **28**, 41-60. Geological Survey of Japan, AIST.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., 2009. Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**, 124-134.
- Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T., 1988. Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene Igneous activity in space and time. *Geochem. Jour.*, **22**, 69-79.
- Kennedy, W.Q., 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. *Amer. Jour. Sci.*, **25**, 239-256.
- Kersting, A.B. and Arculus, R.J., 1994. Klyuchevskoy Volcano, Russia: The Role of High-Flux Recharged, Tapped, and Fractionated Magma Chamber(s) in the Genesis of High-Al₂O₃ from High-MgO Basalt. *Jour.*

- Petrol.*, **35**, 1, 1-41.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T., 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Jour. Petrol.*, **47**, 2185-2232.
- Kuno, H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37-76.
- Kuno, H., 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds.), "Basalts, Vol. II", 624-688, Wiley Intersciences.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井豊・山田哲雄・吉田勝, 1979. 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, **17**, 47-68.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 236p.
- Marsh, B.D., 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Min. Mag.*, **60**, 5-40.
- Marsh, B.D., 2002. On bimodal differentiation by solidification front instability in basaltic magmas, Part 1: Basic mechanics. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, **66**, 2211-2229.
- Miller, C.F. and Wark, D.A., 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions, *Elements*, **4**, 11-16.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts, *Jour. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- Miyazaki, K., 2004. Low-P-High-T metamorphism and the role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **22**, 793-809.
- Murakami, N., 1974. Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, **8**, 139-151.
- 村田守, 1993. 蛍光 X 線分析法による韓国岩石標準試料の主成分および微量成分の分析. 鳴門教育大学研究紀要, **8**, 37-50.
- 中川光弘, 2008. マグマ供給系. 下鶴大輔・荒巻重雄・井田喜明 (編), 「火山の事典 (第2版)」, 182-190, 朝倉書店.
- Nakajima, T., 1994. The Ryoke plutonometamorphic belt: crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin. *Lithos.*, **33**, 51-66.
- Nakajima, T., 1996. Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming process in the eastern Eurasian margin. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **87**, 183-191.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K., 2004. Mafic rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke / San-yo granitic magma genesis. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **95**, 249-263.
- Nakajima, T., Takahashi, M., Imaoka, T. and Shimura, T., 2016. Granitic rocks. In: Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W. (2016) (eds.), "The Geology of Japan", *Geol. Soc. London*, 251-272.
- 西村光史, 2014. 共存する2種のマグマ間の結晶移動による微量元素組成変化モデル. 東洋大学紀要, 自然科学篇, **58**, 47-56.
- 西村光史, 2021. 成層マグマ溜まりにおける結晶沈降のモデル化. 東洋大学紀要, 自然科学篇, **65**, 41-52.
- 西村光史・柴田知之・吉倉紳一・芳川雅子・昆慶明・高木哲一, 2014. 小豆島にみられる苦鉄質マグマと花崗岩由来結晶の混合・混交過程: 局所微量元素・同位体分析からの制約. *MAGMA*, **96**, 45-55.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川旭・山元孝広・宮路良典, 2001. 桜井地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 141p.
- 西脇仁・奥平敬元, 2007. 近畿中央部, 初瀬深成複合岩体の位置過程. 地質学雑誌, **113**, 249-265.
- Okudaira, T., 1996. Thermal evolution of the Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: Tectonics and numerical modeling. *The Island Arc*, **5**, 373-385.
- 奥平敬元, 1998. 花崗岩質マグマの貫入テクトニクス. 月刊地球, **20**, 120-124.
- Okudaira, T., Hara, I. and Takeshita, T., 1993. Emplacement of the older Ryoke granites in the Yanai district, southwest Japan, with special reference to extensional deformation in the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **10**, 357-366.
- Okudaira, T., Kawakami, T., Ikeda, T. and Skrzypek, E., 2024. Inside the Ryoke magmatic arc: crustal deformation, high-T metamorphism, and magmatic pulses. *Elements*, **20**, 96-102.
- Okudaira, T., Yuhara, M., Ikeda, T. and Nakajima, T., 2003. Mid-Cretaceous plutono-metamorphic complex of the Ryoke and San-yo zones in the Iwakuni-Yanai district, SW Japan. Hutton Symposium V, Field Guidebook, *Geol. Surv. Japan, Interm-Report*, **28**, 23-40.
- Omuraeva, A.M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T., 2012. Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, **518-521**, 93-105.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. and Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano?. *Nature*, **356**, 426-428.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich: Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the

- evolution of the continents. *Jour. Petrol.*, **46**, 921-944.
- Powers, H.A., 1932. The lavas of the Modoc Lava-Bed quadrangle, California. *Am. Min.*, **17**, 253-294.
- 沢田順弘, 1979. 山陰中央部における後期白亜紀～新第三紀火成岩類の主化学組成変化—マグマ組成・岩系に及ぼす物理化学的制約と歴史的制約. *MAGMA*, **56**, 30-35.
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993a. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 143-166
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993b. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 167-184.
- Sisson, T.W., Grove, T.L. and Coleman, D.S., 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**, 81-108.
- 田結庄良昭・飯泉滋・加々美寛雄・端山好和, 1989. 近畿—瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. *地球科学*, **43**, 16-27.
- Taira, A., 2001. Tectonic evolution of the Japanese island arc system. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 109-134.
- 高橋正樹, 1995. 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. *火山*, **40**, 33-42.
- 高橋正樹, 2025. 超巨大噴火の地球科学—大量珪長質マグマの成因とマグマシステム. 東京大学出版会. 383p
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite series / Ilmenite-series vs. I-type / S-type granitoids. *Mining Geol. Spec. Issue*, **8**, 13-28.
- 高見美智夫, 2000. K-Ar年代に基づく弱変成付加体の年代学—西南日本におけるジュラ紀—白亜紀初頭付加体の例—. *地質学論集*, **55**, 27-41.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸, 1990. 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加コンプレックス (玖珂層群) の原岩形成年代と変成年代. *地質学雑誌*, **96**, 669-681.
- Takeuchi, S. and Nakamura, M., 2001. Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: Evolution from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bull. Volcanol.*, **63**, 365-376.
- 巽好幸, 1983. 小豆島の火山地質—瀬戸内火山岩類の噴出環境—. *地質学雑誌*, **89**, 693-706.
- 巽好幸・横山卓生, 1978. 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 1—. *岩鉱*, **73**, 262-266.
- Tilley, C.E., 1950. Some aspects of magma evolution. *Q. Jour. Geol. Soc. London*, **106**, 37-61.
- Turner, S.J. and Langmuir, C.H., 2022. A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 117411.
- 氏家治, 1977. 香川県小豆島産の先新第三紀岩脈岩 8 個の化学組成. *地調月報*, **28**, 561-567.
- 氏家治, 1978. 香川県白鳥町付近の岩脈群の多様性. *地調月報*, **29**, 85-97.
- Uto, K., 1986. Variation of Al₂O₃ content in late Cenozoic Japanese basalts: a re-examination of Kuno's high-alumina basalt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 397-411.
- Wiebe, R.A., Smith, D., Sturm, M., King, E.M. and Seskler, M.S., 1997. Enclaves in the Cadillac Mountain granite (coastal Maine): Samples of hybrid magma from the base of the chamber. *Jour. Petrol.*, **38**, 393-423.
- 山本慎一・今岡照喜・金丸龍夫・田結庄良昭, 2006. 山口県中南部, 白亜紀防府花崗岩バソリスの岩石学的特徴と帯磁率異方性: 貫入・定置機構の解明に向けて. *地球科学*, **60**, 415-429.
- Yamamoto, T., 2003. Lithofacies and eruption ages of Late Cretaceous caldera volcanoes in the Himeji-Yamasaki district, southwest Japan: Implications for ancient large-scale felsic arc volcanism. *The Island Arc*, **12**, 294-309.
- Yoder, H.S. Jr. and Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, **3**, 342-532.
- 横山俊治, 1979. 瀬戸内海地域の岩脈群の分布様式. *地質学論集*, **17**, 295-302.
- Yokoyama, S., 1983. Late Mesozoic to Early Tertiary Basic-Acid Dyke Swarms in the Chugoku-Setouchi District, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, **8**, 165-189.
- 横山俊治, 1984. 西南日本内帯の後期中生代岩脈群の地質学的・岩石学的研究. 広島大学地学研究報告, **24**, 1-63.
- 横山俊治, 2009. 白亜紀—古第三紀の火成活動、領家帯. 日本地方地質誌 6「中国地方」(2009), 250-258, 日本地質学会編, 朝倉書店.
- 横山俊治・原郁夫, 1981. 岩脈群による西南日本の後期中生代造構応力場の解析. 構造総研連絡誌「中生代造構作用の研究」, **3**, 149-163.
- 吉倉紳一, 1997. 四国領家帯の塩基性岩と花崗岩類. 地学団体研究会第 51 回総会シンポジウム要旨, 66-69.
- 吉倉紳一・熱田真一, 2000. 花崗岩体に記録されたマグマ混交混合現象. *地球*, 号外. 花崗岩研究の最前線—花崗岩成因論の新地平をめざして—, **30**, 140-145, 海洋出版.
- 吉倉紳一・熱田真一・山本哲也・山本隆広・村井政徳・島田和明・山本定雄, 1999. 花崗岩—苦鉄質マグマ同時共存の広域的証拠と苦鉄質岩の岩石化学的特徴. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 232.
- 吉田武義・相澤幸治・長橋良隆・佐藤比呂志・大口健志・木村純一・大平寛人, 1999. 東北本州弧・島弧火山活動期の地史と後期新生代カルデラ群の形成. *月刊地球*, 号外, **27**, 123-129.
- Yoshida, T., Kimura, J.-I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O.D.A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A. and Imaizumi, T., 2013. Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust-mantle structure in the NE Japan Arc. In: Gomez-Tuena, A., Straub, S.M. and Zellmer, G.F. (eds.), *Orogenic Andesites and Crustal Growth. Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, **385**, doi: 10.1144/SP385.15.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦, 2017. 火山学. 392p. 共立出版.
- 吉田武義・高嶋礼詩・工藤健・プリマ オキ ディッキ, A.・前田純伶・吉田圭佑・岡田知己・三浦哲・高橋友啓・長橋良隆・片岡香子, 2020. 東北日本弧における後期新生代の火成活動と地殻構造—内陸地震活動の背景—. *地質学雑誌*, **129**, 529-563.

信濃川ローム層に見られる縞状着色：その層序と形成環境 Striped Coloration in the Shinanogawa Loam Formation: Stratigraphy and Environmental Conditions of Formation

山野井 徹*・遠藤 真哉**

* 東北大学総合学術博物館（山形大学名誉教授） ** 新和設計株式会社

Tohru Yamanoi*, and Shinya Endo**

*The Tohoku University Museum (Professor Emeritus of Yamagata University), Ueda 386-1544, Japan,

**Shinwasekkei Co. Ltd., Yonezawa 992-0021, Japan

Abstract: Currently, outcrops cannot be observed at the Miho site, the type locality for the Shinanogawa Loam Formation in Niigata Prefecture. However, in the provided outcrop photograph, 'striped coloration' is clearly visible, consisting of a 'broad units of coloration' and a 'narrow units of coloration.' These divisions were identified by visual inspection for the former and by color analysis for the latter. In the color analysis, digital data from the photograph was processed with correction adjustments to accurately reproduce colors, producing color variation curves. The threshold obtained from these curves was used to demarcate the narrow units of coloration. The striped coloration was then correlated with the strata of the type locality, which was subsequently compared to loess stratigraphy and marine isotope stratigraphy using the ages of several tephra layers within the strata. Additionally, the formation conditions of the striped coloration soils at the Miho site were examined from a pedological perspective. The findings revealed that the site experienced the formation of "zonal soils" influenced by climate, "flat plane soils" associated with topography, and the deposition of "loessial soils" as parent material. These soils were buried and preserved in recurring cycles under the environmental context of the "passage of time."

はじめに

台地や丘陵地の表層を覆う表土層は一般に風成のローム質層からなる。表土層の色は、普通最上部に黒ボク土の黒色があつて、その下位には褐色を基調としつつ、黒色・灰色・赤色など多様な色調が加わることがある。このような色の違いや変化の要因について、筆者らはこれまでに阿蘇火山周辺を対象に、火山灰の含有量が異なる表土層の色分析を行ってきた。その結果、黒ボク土層の下地層において、火山灰を多く含む母材では、有色鉱物の影響により黒色化が進行することが明らかとなった（遠藤ほか、2019）。一方で、火山灰の含有量が少ない表土層の色に関する研究は少なく、未解明な点が多い。そこで本研究では、第四紀火山の北西側に位置する中部日本・日本海側の地域に注目し、調査対象地を選定した。

新潟県の十日町市―津南町周辺やそれ以外の信濃川流域の河成段丘は我が国有数の分布と発達があり、これまでも多くの研究がなされてきた。この地域の段丘上に発達する

ローム質層の表土層は一括して「信濃川ローム層」とされている（新潟火山灰研究グループ、1981）。そうした信濃川ローム層の模式地やその付近の露頭は、現在植物の被覆などで観察が困難である。そうした中、かつて良好な露出状態にあった模式地の露頭写真（以下「露頭写真」）が提供された（Fig.1）。近年、日本では新規の道路建設などが減少し、新たな露頭の出現機会が限られているため、過去に撮影された露頭写真は貴重な研究資料となり得る。

Fig.1の写真で注目される特徴は、地層の色が縞状に着色されていることである（以後「縞状着色」「striped coloration」という）。こうした縞状着色の成因等を総合的に検討するには付近を大規模に削り直し、新鮮な露頭から得られた地層や試料を対象にするのが望ましい。しかし、この写真のように視覚的明確さをもって認識される縞状着色とは何か？ 先ずはその解明をめざした。すなわち小論では新たな露頭の再現の機会を待たずに、この露頭写真から縞状着色に関しての理解を深めることとした。そのため、露頭写真の観察に加え、写真からデジタル情報を得て、縞状着色の色分析

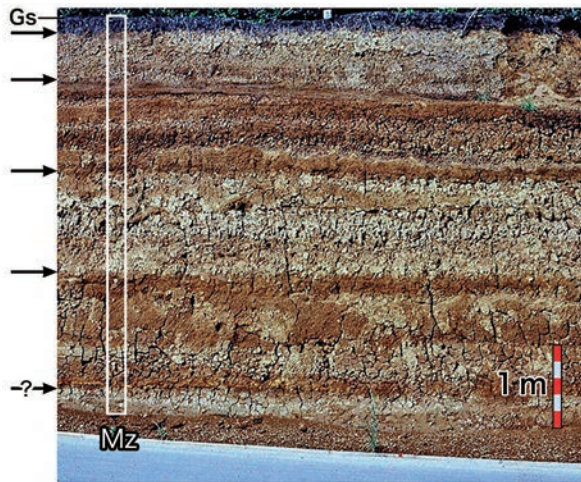


Fig.1 Outcrop of the Shinanogawa Loam Formation at the Miho site (photographed by Hideo Watanabe). The lowermost part of the formation is not exposed. Arrows indicate the boundaries of the broad coloration units. "Gs" marks the ground surface, and the square denotes the measurement zone (Mz) used for color analysis.

を試行した。さらに、露頭写真は信濃川ローム層の模式層序との対応を明確にされ、その縞状着色層序がテフラの年代を用いて国際層序と対比された。第四紀国際層序としての陸成層は中国の黄土層であり、その褐色のL(レス)部と暗色-茶色が加わるS(古土壌)部のくり返しからなる互層は、S,L層序として古気候の変化と関連づけられている。この黄土層のS,L層序と縞状着色層は対比可能な地層であった。

我が国各地の表層土は、一般に中国の黄土層のS,L層序と色で対比されてはいない。それにもかかわらず、信濃川ローム層はなぜ対比が可能なのか。こうした特性に関し、新潟県津南町の段丘上において縞状着色層が形成された環境諸条件についての考察を加えた。

美穂地点のローム層と露頭写真

新潟県の津南町から小千谷市付近の信濃川流域には河成段丘が広く分布している。とくに津南町周辺では広い面をもつ高位から低位までの河成段丘が発達している (Fig.2)。こうした信濃川流域の段丘上に堆積する信濃川ローム層は、津南町の最高位の谷面上での発達が良好で、その模式地は十日町市所平の北々西 1.5 km の道路沿いの露頭である (新潟火山灰研究グループ, 1981)。

小論で扱う露頭写真 (Fig.1) はその模式地内の道路西側の切取り法面を撮影したものである (Fig.3: 北緯 36 度 59 分 6.2 秒, 東経 138 度 41 分 58.3 秒)。模式地は十日町市にあるものの津南町的美穂集落に近いことから、露頭写



Fig.2 Well-developed river terraces in the Tsunan area. T: Taniage Terrace; M: Maibara Terrace; H: Honokisaka Terrace; K: Kaisaka Terrace; S: Shomen Terrace; O1: Owaniri I Terrace; O2: Owaniri II Terrace. (Photo by T. Yamanoi)

真の地層は「美穂地点のローム層」と呼称する。

信濃川ローム層はその岩質 (土質、土色や鉱物組成など) によりに下位より「谷上ローム層」、「米原ローム層」、「貝坂ローム層」に区分され、さらに模式地の詳細な鉱物分析などに基づき 19 層準の鍵層 (テフラ) が識別されている (新潟火山灰研究グループ, 1981)。他方、早津・新井 (1981) は津南地域のローム層から 20 層準余りのテフラ層準を見出し、その一部を広域テフラに同定した。その後、新潟火山灰研究グループ (1995)、渡辺ほか (1999) や渡辺 (2000) などは信濃川ローム層中で認定したテフラ層を追加し、それまでのテフラの一部を広域テフラに同定し、信濃川ローム層がより細かく編年されるに至っている。また、露頭写真に近接した段丘上の切り土の露頭で 350ka 以降の主要な 8 層準の

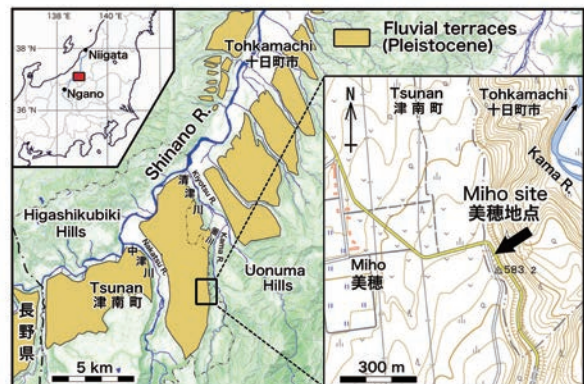


Fig.3 Location map of river terraces and the Miho site near Tokamachi. Base map adapted from the Digital Web System of the Geospatial Information Authority of Japan.

テフラの露出状況が記述されている(鈴木, 1996)。さらに露頭写真地点の北西方向, 約 100m の地点のローム層では, 吉永ほか(1997)による石英微粒子の含有量や, 金(2004)による初期磁化率が測定され, ローム層の堆積と古環境の変化(古気候など)などに言及されている。

露頭写真(Fig.1)は信濃川ローム層の模式地(Fig.3)で渡辺秀男により撮影された(1992年頃)。写真はアサヒペンタックス製のカメラで, 35mm カラーリバーサル(富士クローム)フィルムに写されたものをキヤノン製のスキャナーで取り込み, デジタル化した画像をトリミングしたものである(カメラやそのレンズ及びスキャナーの機種は不明)。Fig.1の写真画像のサイズは横 1675 × 縦 1445pixel である。写真中のスケールは現地の道路脇の U 字溝の長さが 1m 単位であることを基に画像に挿入されたものである。ただし, 露頭写真(Fig.1)は撮影レンズによる収差や遠近感は補正されていないのでスケールの置かれた位置付近以外(特に写真上部)はその尺度が異なる。写真の最上部は地表(Gs)とそれを覆う植生, 最下部は側溝(U字溝)と道路であるが, 露頭最下部の崩落堆積物を除くローム層としての有効な露出は後述する Mz(測帯)の矩形部で示される上辺と下辺の間である。

露頭写真は, 法面が切られた直後の状態ではなく, 露頭の乾燥による白化やクラックや凹みなどの影(黒化)も目立つ。そうした短所はあるものの, 縞状に着色した水平的な地層の連続性, 垂直的な変化, そしてそれら色調やコントラストは良好と判断される。こうした縞状着色は厚さの異なる色ユニットの集合, すなわち, 「縞状着色帯」"striped coloration units"として観察される。縞状着色帯は 1m 程度かそれ以上で暗褐色(dark brown)と明褐色(bright brown)が交互に変化する着色帯(それらの境界は Fig.1 の矢印)と, さらにその中で細かく変化する着色帯がある。前者を「広い着色帯」"broad units of coloration", 後者を「狭い着色帯」"narrow units of coloration"として区別しておく。

色分析の方法

地質学における色の扱いはその対象により多様であるが, 表土層に関しては土壌学の方法がとられる。すなわち, 土壌の色は野外で掘ってすぐのピットの断面の色であり, それを「標準土色帳」と対応させ, マンセル表色系による色相, 明度, 彩度を組み合わせた記号・数字で表現する。

一般に風成のローム質層は層理面がなく岩質や色の変化は漸移的である。縞状着色帯の場合, 同色ユニットがその上下の漸移的变化部に対して十分に厚い場合は, その境界線の位置は比較的容易に定まる。それに対し, 同色ユニットが薄い場合, 境界線を漸移的境界部のどこにするかは定め難く, 何らかの客観的な基準が必要となる。露頭写真では広い着色帯は Fig.1 に示す矢印の層準に目視で境界を定めて区切るこ

とができた。他方, 狭い着色帯の区分には客観的・統一的基準を得る必要があるため, そのための「色分析」を試みることにした。その分析とは露頭写真の垂直的な色の変化を数値化して解析するもので, その方法は以下のとおりである。

まずは, 露頭写真からの色情報を取得する断面区域として, スケールの幅で 20cm の Mz(測帯: measurement zone)を設定した(Fig.1)。Mz は割れ目(黒色部)や過乾燥部(白色部)など, 地層の真の色を阻害する部分(以後「色阻害因子」という)がない断面部を選ぶのが好ましい。しかし, そうした部分は見当たらないので, Mz としては色阻害因子が比較的少なく, 代表的な着色の範囲が比較的多いと思われる断面部を選んだ。Mz の深度は写真中のスケールを基準に, 地層として有効な地表(0 cm)から下底(470 cm)までを目盛った。この場合, 露頭写真の実寸はスケールの置かれている下底付近では, ほぼスケールが示す大きさであるが, それ以上は上部ほどスケールよりも大きい。

次いで画像の画素数を Mz の尺度で縦 1cm × 横 1cm (1 cm²) が 1 pixel になるように調整した(Mz 域全体で 20 × 470pixel)。水平方向の 1 層準単位の色情報は 2 cm 間隔(2 × 20pixel)として抽出した。なお, 複数の Mz からの色情報の抽出も検討した。しかし, 露頭写真の地層が横方向に水平(同じ深度)であり, かつ同一の厚さが cm 単位で保証されないことにより, Mz は 1 箇所とした。

自然物の色に関しては, 土壌ではマンセル表色系で, 色相(Hue), 明度(Value), 彩度(Chroma)を用い, 「色相 明度/彩度」のように記述することが慣例である。そこで, 色の 3 属性である色相(Hue), 彩度(Saturation), 明度(Brightness)を抽出対象とした。Mz より抽出した画像は sRGB 表色系であるので, 画像解析ソフト ImageJ を用いて HSB 表色系に変換した。この際, 各成分は 8 ビット, 256 階調(Gradation)で表現される。こうした 3 成分値は 2cm 深度ごと(40 pixel)の平均値を求め, 表計算ソフトに入力して深度ごと階調値を得た。これら 3 成分ごとの変化の特徴を見比べるための曲線を試作した(Fig.4)。その結果, 色相(H)成分は変化に乏しく, 彩度(S)成分と明度(B)成分では B 成分がより鋭角的なピークをもつことで, 細かな変化を示し, 縞状着色帯を特徴付ける濃淡色調をより敏感に反映している。そこで, 当色分析では B 成分を使用する。その際の階調(Gradation)は明度(Brightness)となる。

得られた B 成分については, 色阻害因子の影響を軽減するために, 層準単位(2 × 20=40 pixel)ごとの値にアンダーソン・ダーリング検定を行い, 正規分布に従う場合は, 平均 ± 1σ 内の平均値をその層準の値とし, 従わない層準の深度値は着色曲線には使用しないこととした。以上の補正値を層準ごとに連続させた曲線を「1次補正曲線」とした。この補正後もなお色阻害因子の影響が強いと判断される場合は, 画像に「ぼかし処理」を試行することとした。ぼかし処理とは, ある画素周囲の画素を混ぜて平均して色を出力することで,

結 果

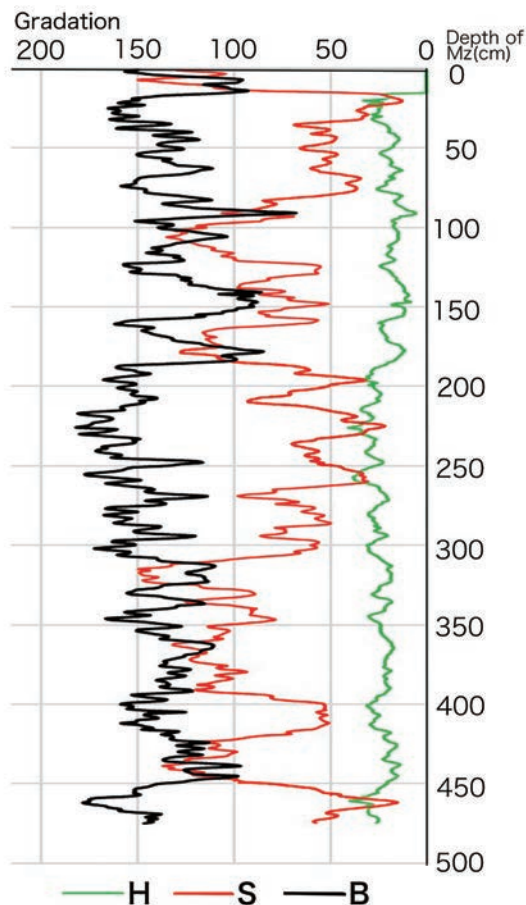


Fig.4 Prototype color analysis curves of the striped coloration using the HSB color model. Curves are based on uncorrected image data. H: hue; S: saturation; B: brightness.

ガウスぼかし (Gaussian Blur) では、ガウス関数 (正規分布関数) を用いて周囲の画素のなかでも近いものと遠いもので重みを変えた状態で混ぜて色を出力する方法である。ぼかしの程度については、 σ (シグマ, 標準偏差) を大きくすることでぼかしを強くすることができる (池田 2018)。

Mz 画像でのぼかしの方法は、画像処理ソフト (ImageJ) を用いて、ガウスぼかしのパラメータとして $\sigma = 1$ からその値を増やし、ぼかしの程度を強めるスムージングを試行することとした。そうした処理後、1次補正で正規分布に従わない層準を除き、層準単位の平均値を用いて着色曲線を描き、適切な σ 値と判断される曲線を「2次補正曲線」として得ることにした。

目視区分と色分析

露頭写真を特徴付ける縞状着色帯は前記のように「広い着色帯」と「狭い着色帯」で構成されている。目視区分できる広い着色帯は、暗褐色帯を D、明褐色帯を B とし、上位からそれぞれのユニットに通番を付けて Mz 深度の範囲で示すと、D0 (0-20cm)、B1 (20-70cm)、D1 (70-190cm)、B2 (190-310cm)、D2 (310-450cm) として区切ることができる (Fig.5 左)。ただし、最上部の D0 (20 cm) と最下部で見える範囲の B 3 (約 30cm) は、広い着色帯としては薄いので、ここでは仮称とし、両区分の適否に関しては後述する。

他方、色分析の結果は縞状着色帯の広い着色帯区分 (Fig.5 左側) とその色区分を右側に延長し、その上に重ねて 1次補正曲線 (a) と同 2次補正曲線 (候補) を (b),(c) として配置した (両曲線の選択の経緯は後述)。

考 察

1. 露頭写真の模式地層序への対比

Fig.6 に露頭柱状写真とその広い着色帯の区分を左側に、右側には信濃川ローム層の模式地の地質記載 (新潟火山灰研究グループ, 1981) に基づく柱状図を示した。信濃川ローム層の層序区分は前記のように主に岩質 (色) でなされているので、露頭写真の模式層序への対比は、広い着色帯の厚さとその色を主体に、一部はテフラを考慮して以下に行った。

最上部の D0 はそれ以下の地層のような褐色要素に乏しい黒色土 (クロボク土) であることから「表土」に対比される。なお、一般に表土は一連の表土層の最上部の部位として厚さにかかわらず区分されている。D0 は「広い着色帯」としては薄いので仮称としていたが、厚さによらず「広い着色帯」と同列区分とし、D0 とした。その下位の B1 (明褐色帯) は表土以下で灰褐色層を含む貝坂ローム層に対比される。D1 (暗褐色帯) は米原ローム層上半部の暗褐色 - 褐色の部分に対応する。B2 は露頭写真中位の顕著な明褐色帯であり、「米原脱色帯」(新潟火山灰研究グループ, 1981) に相当する。その下位の D2 (暗褐色帯) は、米原脱色帯の下位にある谷上ローム層最上部の約 1.2m の黄褐色部に対比される。なおここでは、テフラについて補足する。D2 にはその下底から約 10 cm 上に風成層に上下を画されたオレンジ色の薄層が認められる (矢印)。この薄層は露頭写真で識別できる唯一のテフラと判断される。新潟火山灰研究グループ (1981) によれば、谷上ローム層中の最も顕著なテフラはオレンジ色の T6 とされており、薄層はその特徴から T6 に対比される。T6 以外のテフラはパミスやスコリア粒子の集積からなる (新潟火山灰研究グループ, 1981) が、風雨にさらされた後の凹凸のある露頭写真からはこれ等は識別できない。

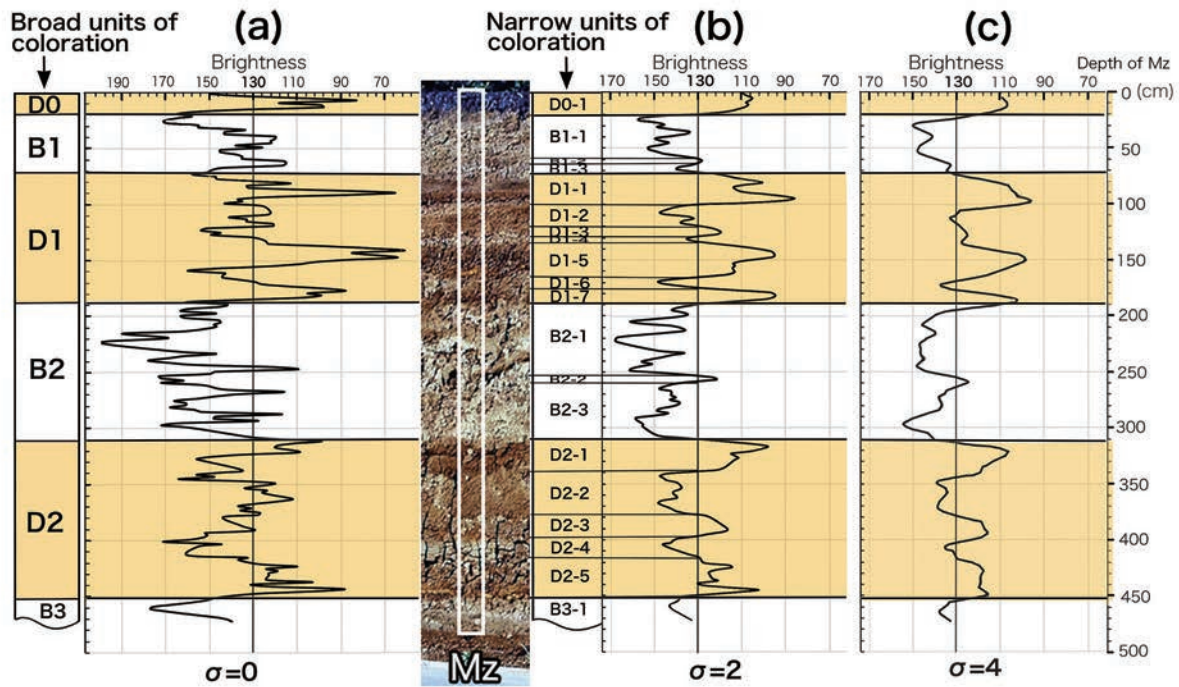


Fig.5 Illustrates the broad units of coloration (based on visual classification), and the color analysis curves derived from the B component of the HSB color system. The curve showing the removal of the inhibition component value is presented in (a), while Gaussian blurring with $\sigma = 2$ and $\sigma = 4$ is depicted in (b) and (c), respectively.

上記のように D2 を対比すると、その下位の明褐色部（仮称 B3）は、模式地柱状図の厚さ約 80 cm の「谷上脱色帯」（新瀧火山灰研究グループ、1981）に対比できる。よって D2 下の明褐色部はその一部しか露出しないが、広い着色帯の B3 として区分される。

2. 色分析による狭い着色帯の区分

Fig.5 の 1 次補正曲線 (a) と図の中央の柱状地質を比較すると、曲線の右側の山や左側の谷の部分に細かな振幅（山谷振幅）が認められる（例えば、140-150cm や 210-220cm 付近など）。これらの振幅は色阻害因子が前記の方法で補正してもなお残り、それらが反応していると判断される。そこで、前記の方法で 2 次補正曲線を得た。すなわち、ぼかしの強度 (σ) は段階の差違が明瞭になるよう σ を 2 ずつ増やした曲線を試作した。その結果、 σ 値が 6 以上になると曲線の山や谷が少なくなり、かつそれらが円味を帯びるなど、明らかにスムージングが過ぎて狭い着色帯の色変化を表現しているとは思われない（より具体的な理由は後述される）。よって 2 次補正の曲線としては適切な範囲にあると思える $\sigma = 2$ と $\sigma = 4$ の曲線が (b)、(c) として示されている (Fig. 5 右)。

そこで、(b)、(c) いずれが 2 次補正曲線としてより適切かであるが、(b) 曲線では (a) 曲線の「山谷振幅」のほとんどが除かれているのでこの曲線以上にぼかした (c) 曲線は

「除き過ぎ」が生じていると考えられる。このことを検証するために狭い着色帯が最も良く目視できる D1 部分を用いて (b)、(c) の適正さを比較した。すなわち、Fig.5 の D1 に区分される柱状写真の範囲で、狭い着色帯として目視で区分可能な数は 7 ないし 9 ユニットが候補に上がる。両曲線で、狭い着色帯の区分をそれぞれの山や谷から、B 成分値（明度）の 130 を閾値（数値の根拠は後述）にして区分すると、(b) 曲線では 7 区分、(c) 曲線では 5 区分となる。このことから、(c) 曲線では目視区分できた候補数より明らかに少なくなっている「除き過ぎ」効果が現れていると考えられる（上記 σ が 6 では更にこの効果が強い）。よって、2 次補正曲線としては (b) 曲線がより適正と判断される。

以上により、色分析の (b) 曲線を用いて狭い着色帯を区分するが、すでに目視区分された広い着色帯の境界はいずれの層準でも明度 130 が閾値である。よって、狭い着色帯区分でも明度 130 を閾値として区分した。区分とその名称は「広い着色帯記号－狭い着色帯の上位からの通番」のようにし、Fig.5 の狭い着色帯区分 (Narrow units of coloration) に示した。

縞状着色帯は色の単位の互層であり、その境界は水成層の層理面のような明確さはなく、風成堆積物特有の「漸移」である。とくに狭い着色帯では上記の基準で漸移部の中に境界を決定できた。しかし、狭い着色帯でのこうした区分は、漸

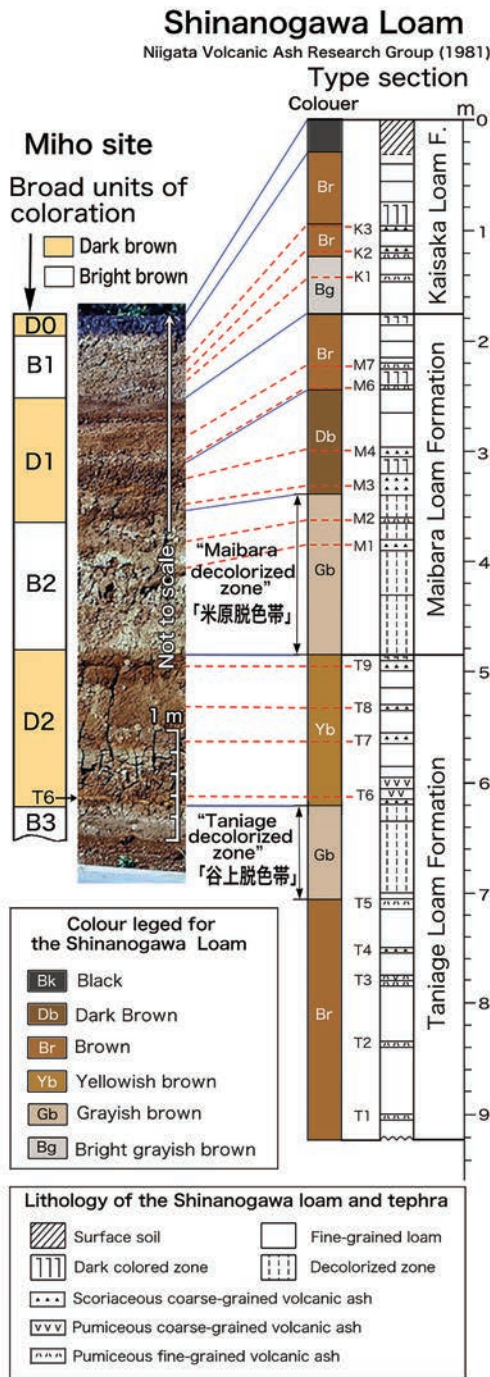


Fig. 6 Classification of the broad units of coloration in the Miho site loam and their correlation with the type section of the Shinanogawa Loam Formation. Blue lines indicate lithological correlations; red dashed lines represent estimated correlations with tephra layers.

移部の割合が大きい部分で一線を画することとなり、それよりは変化曲線のような表現がむしろ自然である。すなわち、美穂地点のローム層の縞状着色帯は、広い着色帯は一線で区切り、狭い着色帯は色分析曲線で、両者合わせて表すのが適切に思える。

3. 広い着色帯の時期

広い着色帯の時期は、テフラの年代から推定するが、露頭写真でテフラが特定できるのは前記T 6のみである。また、狭い着色帯と模式柱状図（新潟火山灰研究グループ, 1981）に記載される各テフラの層準の関係も認められない。そこで露頭写真における各テフラの位置は、模式地の柱状図のテフラの位置を広い着色帯ごとに深度に比例して移した層準にあるものとした（Fig.6, 赤色破線）。こうしたテフラ層準やその後に追加されたテフラ、あるいは広域テフラに同定されたもの（渡辺, 2000）の層準や対応関係は Fig.7（露頭写真右）にまとめて示す。

広い着色帯の各境界の年代は、それぞれの境界層準に最も近接するテフラの年代から以下のように推定された。

「D0/B1境界」は、柱状写真最上部の黒色土の下限に当たる。黒色土（黒ボク土）の直下に見出されたK5はAs-Kとされた（渡辺, 2000）。As-Kの年代は、 $16,619 \pm 74$ IntCal20 yrs BP (Albert et al., 2024) とされているので、境界の年代はこの年代と同様かやや新しい。「B1/D1境界」は、K1のやや下位にあり、K1はDKPとされた（渡辺, 2000）。DKPの年代はAlbert et al. (2018) によると 59.6 ± 5.5 ka であることから、この境界は6万年前頃と考えられる。「D1/B2境界」は、M3(AY)の直下でM2(NG)の上にある。鈴木(2001)はこの時期のテフラとして飯綱上樽テフラ群(Iz-KT)に注目し、そのうち特にIz-KTaは海洋酸素同位体ステージ(MIS)の5-6境界を示準するとした。津南地域はIz-KTaの降灰範囲からわずかに外れるが、降灰していたら、AYとNG(Iz-KTc)の間に挟まれるはずである（鈴木, 2001）。このことから、当境界はIz-KTaの層準にあり、MISの5-6境界(13万年前)に相当すると考えられる。「B2/D2境界」は、谷上ローム層の最上部のT9(MG-b)付近に当たる。MG(米原軽石群)の噴出源は長野県の高社火山と考えられ（早津・新井, 1981）、同火山の活動年代は19-30万年前とされている（金子ほか, 1991）。MG-bはMGの最上位付近にあるので、その年代は19-20万年前頃と推定される。「D2/B3境界」は、T6の直下にある。T6はMGに含まれるので、その年代は19万年前から30万年前までの間にあるが、テフラからは現時点でそれ以上に細かく定まらない。

4. 縞状着色帯の国際年代層序への対比

風成層の国際的模式層序とされる中国の黄土層は、色の違いによる縞状の互層を特徴としている（Liu et al, 1985; Kukla, 1987 など）。美穂地点のローム層も風成層であり、そ

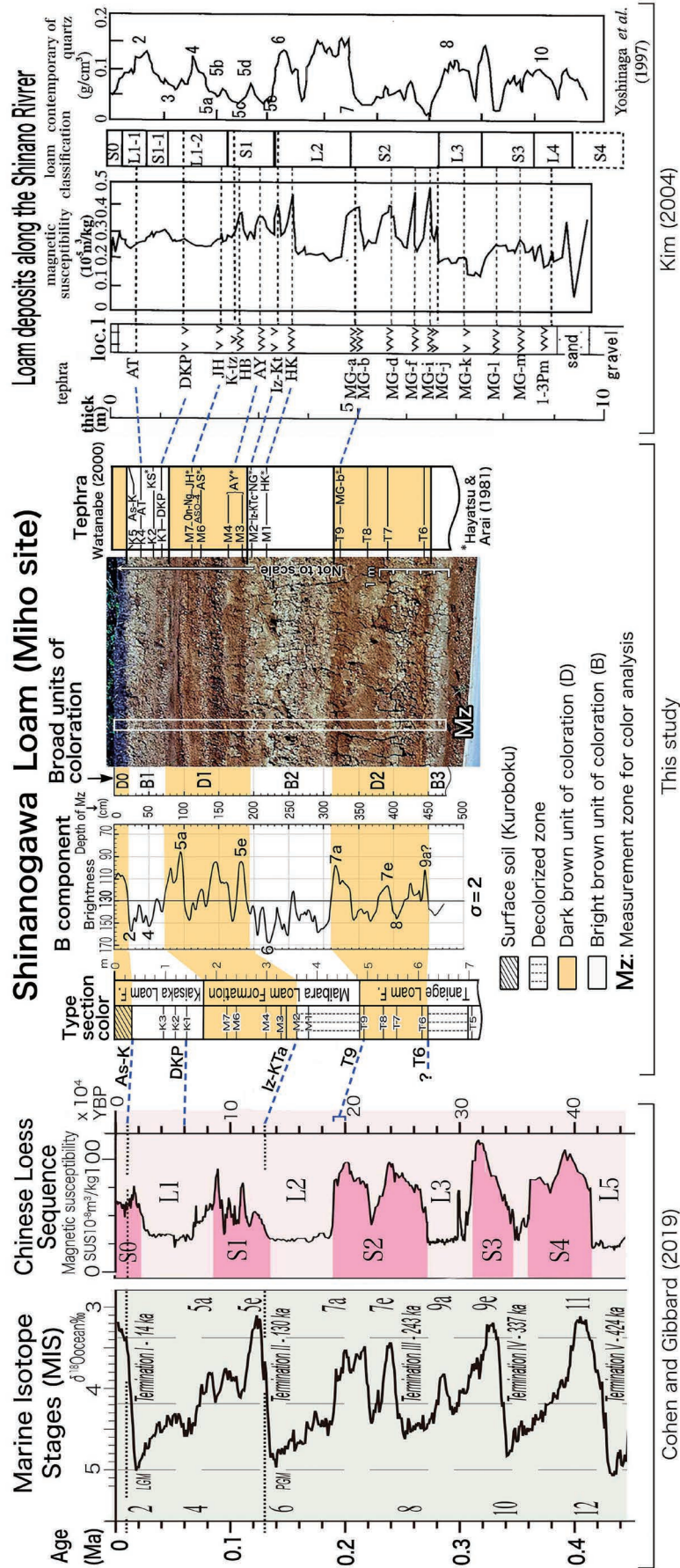


Fig.7 Stratigraphic comparison of the striped coloration at the Miho site with previous studies based on tephra chronology. Includes correlation with loess-paleosol sequences and marine isotope stages (MIS).

の広い着色帯も縞状の互層を特徴としている。そこで、美穂地点のローム層の広い着色帯区分 (D, B 層序) と色分析の 2 次的変化曲線 (b) を D, B 層序区分の境界に近接したテフラ層準の年代をもって、第四紀年代層序対比表の中国の黄土層序と海洋の酸素同位層序 (Cohen and Gibbard, 2019) に対比した (Fig.7)。

美穂地点のローム層の広い着色帯区分の D, B 層序は、Fig.7 (左側) のように、黄土層の L, S 層序に破線で示す限りの大略的な対応関係が認められる。さらに色分析による B 成分の変化曲線は前記のように美穂地点のローム層の縞状着色帯の 1 面を表現していると考えられる。この曲線をテフラの年代で区切られた範囲で海洋酸素同位体ステージ (MIS) の曲線と比較すると類似した増減変化が見られる。こうした両曲線の比較で、増・減のピークが対応する可能性がある MIS ナンバーを B 成分曲線上に提示した (Fig.7)。

なお、露頭写真の場所から北北東約 100 m の地点で、信濃川ローム層の初期磁化率が測定されていて、黄土層序のそれに対比されている (金, 2004)。この結果をテフラ (渡辺, 2000) で対比してみると、B 成分の変化曲線は初期磁化率曲線と大局的な対応関係がみられる (Fig.7 右)。露頭写真での最下位は黄土の L3 層準までの対比であるが、金 (2004) の信濃川ローム層ではさらに下位の S3, L4 が対比されている。また谷上ロームの最下位の T1 テフラの放射年代が 0.36Ma (村松, 2019) とされることから、美穂地点のローム層の最下部は L4/S4 境界付近か S4 最上部に該当すると考えられる。

5. 縞状着色帯の成因

美穂地点のローム層の広い着色帯は、中国の黄土層の L (レス) と S (古土壌) の縞状層序に対比されたことで、その成因も共通であったと考えられる。黄土層の L, S 層序の成因は気候変動などと関連付けられている (Liu et al, 1985; Kukla, 1987 など)。大井ほか (1997) は、洛川の黄土層の L, S 堆積物を分光測色計で分析し、S の形成期である間氷期では明度が低く、L の形成期の氷期には明度が高いことを明らかにした。また、鳥居・福田 (1998) は明度が低い S 堆積物の初期磁化率増加の原因となっている強磁性鉱物は、土壌化作用に伴う微粒なマグネタイトやマグヘマタイトの現地性の形成であるとしている。

以上のような黄土の L, S 層序の特性から、縞状着色帯の暗褐色帯 (D) や色分析曲線での B 成分値が低い (明度が低い) 地層は風化分解により酸化第二鉄を生成する土壌化作用の強い時期に形成されたものと考えられる。このことは金 (2004) の信濃川ローム層準の初期磁化率増加層準と対応することからも裏付けられる (Fig.7 右)。すなわち、Fig.7 の (b) の色分析曲線は気候の変動に伴う土壌化作用の強弱を反映したものと考えられる。

レスは、黄砂などとして我が国に飛来しているが、その経路にある韓国でもレス起源の風成層が見つかり (成瀬ほか,

1985)、同風生層を発掘した旧石器時代の遺跡などで見出された L, S 層序は、中国の黄土層序に対比されている (成瀬ほか, 2008)。

日本では鳥取県の倉吉市で風化レス (S 相当) がある (成瀬, 2006)。しかし、これは大山の厚い火山灰に挟まれたもので、L, S が連続した地層ではない。そのほか日本での着色土としては、関東地方では殆ど見られないが、東北日本や西南日本を通して広く間氷期などの温暖な時期に生成したとされる「古赤色土」が報告されている (松井・加藤 (1962) など)。しかし、古赤色土はその内部に着色帯が区分されてはならず、美穂地点のローム層のような縞状着色土としての報告はない。こうしたことから我が国のローム層では、縞状着色土の形成は一般的ではなく、美穂地点のローム層の特性である可能性がある。そうであるならば、なぜ縞状着色が美穂地点のローム層で形成されたかの地域特性、すなわち縞状着色層の形成環境に関する諸条件を検討しておく必要がある。

6. 縞状着色土の形成環境

地表面付近の集合体としてのいわゆる「土」(soil) は、地表環境による物理・化学・生物的諸作用を受けるが、これら作用は一括してここでは「土壌化作用」と呼ぶ。陸上に飛来した風成粒子は、土壌化作用を受け、地表付近の生物群集を支える「土壌」として機能し、やがて「古土壌」となって埋積されていく (ここでの古土壌は広義で、黄土層での S (古土壌) と L (レス) を含む)。したがって、乾陸の風成の表土層とは古土壌のことであり、その生成の理解には地質学のみならず土壌形成の視点が不可欠である。なお、以後、表土層の区分で「〇〇土」とする表現は土壌化作用を受けたことを意味する。

土壌 (S) はその環境すなわち、気候 (cl)、生物 (o)、地形 (r)、母材 (p) 及び時間 (t) の諸要因の組み合わせで形成され、次の基本式で表現されている (Jenny, 1941)。

$$S=f(cl,o,r,p,t,\dots)$$

ただし、時間 (t) は他のすべての独立的な要因に共通な時の経過や地質学的な新旧関係を与える点で、他のファクターとは異なる。また式中の (...) は、ほかに必要な要因の予備である。

6.1 気候 (cl) 要因による「成帯性土」の形成

縞状着色は前記のように、気候 (cl) の変動を反映すると考えた。気候の違いにより生成される土壌は「成帯性土壌」である。現在の日本 (湿潤地域) の成帯性土壌は、生物 (o) 要因としての植生帯にも対応して、北海道北部の亜寒帯針葉樹林下では灰白色の漂白層をもつ「ポドソル性土」、東北、北陸から関東の冷温帯落葉広葉樹林下では「褐色森林土」、関

東から九州にかけての暖温帯広葉樹林下では「黄褐色森林土」、九州以南の南西諸島の亜熱帯林下では「赤黄色土」がそれぞれ形成されている (Table.1: 吉良, 1971; 三枝・木村, 2005)。このように気候によって色の異なる成帯性土壌ができるには、表層土がその当時の気候を十分に反映した土壌化作用を受けることが不可欠である。この気候に起因する成帯成土の形成とその累積は縞状着色土形成の基軸であり、その形成に必要な諸条件をほかのファクターである地形 (r)、母材 (p)、時間 (t) から検討を加えたい。

Table.1 Climate-related vegetation zones (Kira, 1971) and corresponding zonal soils (Saegusa & Kimura, 2005) of humid regions in and around Japan.

Climate-Vegetation zone 気候 - 植生帯		Zonal soils 成帯性土
Warmth Index	Arctic tundra	Tundra soils
	15 Subarctic needle-leaved forest	Podzols
	45 Cool-temperate deciduous broad-leaved forest	Brown forest soils
	85 Warm-temperate broad-leaved forest	Yellow brown forest soils
	180 Tropical and subtropical forest	Red yellow soils

6.2. 地形 (r) 要因による「平坦面土」の形成

地形 (r) 要因が関わる代表的な土壌のタイプを模式的に Fig.8 に示す。表土の土壌化作用は冠水がある場所では阻害されるから、低地以外の乾陸域で進行する。乾陸域でも起伏がある地表では流水が生ずる。こうした場所では土壌化作用の中断や侵食、あるいは2次堆積物が混入し、「緩斜面土」や「急斜面土」が形成される。1次堆積物の母材による整然とした成帯性土壌が形成され続けるには、地形的に平坦な場所で堆積した「平坦面土」(Fig.8の矩形内)であることが必要条件となる。美穂地点のローム層は、地形的には平坦な河成段丘上にあるから「平坦面土」の形成環境にあって、「成帯成土」の形成に寄与した。

6.3. 母材 (p) による「レス質土」の形成

日本の台地上の風成層の岩質はローム質土である (Fig.8)。ローム質土の母材の起源は黄砂 (大陸起源の広域風成塵)、近隣からの風塵 (土ほこり)、第四紀火山からの火山灰である。こうした母材の起源を持つ日本のローム質土は火山灰の混入があることを特徴としている。この火山灰の混入に関しては阿蘇火山の風成土では、火口近傍で火山灰が100%の母材の土壌は「火山灰土」と区分された。さら火山灰が50%以上から100%未満を「火山灰質土」と区分されたが、50%

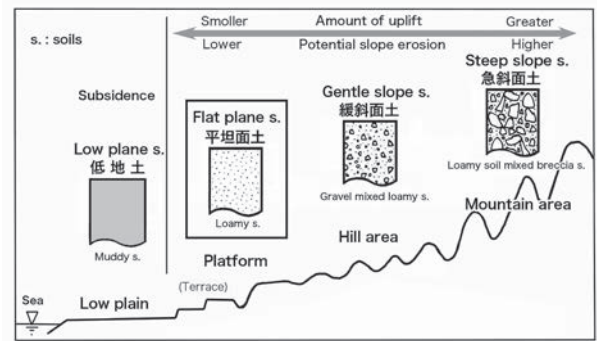


Fig.8 Soil classification based on topographic conditions. Soil types within the rectangle represent environments suitable for the formation of striped coloration soils.

未満の母材の区分名は未定であり、両者合わせて「ローム質土」とされていた (遠藤ほか, 2019)。

中部 - 関東地域の表土層のローム質土に関し、鈴木 (1995) はその素材 (母材) の起源を (1) 一次的な噴火堆積物, (2) 火口周辺からの裸地からの風塵, (3) 非火山性裸地からの砂塵, (4) 大陸起源の広域風成塵, にあるとし, (1) はさらに (1) a 遠方火山で発生した大規模な火砕流またはプリニアン噴火によりもたらされたテフラ (例: AT, K-Ah), (1)b 近傍火山から飛来した小規模なテフラ (例: 1979年の御嶽山の水蒸気爆発による降灰など) に区分した。このような母材からなるローム質土が過去5万年間に堆積した厚さ (指標テフラの厚さは含まない) を各地の調査データに基づいて明らかにした (Fig.9)。

この図のローム質土の厚さは火山灰 (1) の量で変化するが、その主体は (1)b である。日本海側や静岡県南部など1m以下のローム質層は (1)a + (3) + (4) であるが、1mを超えても2mまでは、火山灰の割合は50%未満で、近隣裸地からの土ほこり (近隣風成塵) と大陸からの広域風成塵 (井上, 成瀬, 1990) が主体となる。したがって、2m未満の場所のローム質土は「レス質土 (loessial soils)」として区分できる。他方、2m以上の場所では火山灰が50%以上の母材組成となるので、遠藤ほか (2019) の区分を踏襲して「火山灰質土 (volcanic ashy soils)」に区分される。

なお、従来、関東地方の表層土には「関東ローム」と呼ばれるローム質層の存在が知られ、その詳細な調査報告もある (関東ローム研究グループ, 1965)。同グループ (1965) の扱う関東ロームは Fig.9 の2m以上の区域にほぼ収まる。すなわち、この図で2mに境を置くならば、それ以上の厚さの場所は従来漠然としていた「関東ローム」の分布範囲の目安にすることができる。こうして区切ると、関東ロームとは「関東西部の富士などの諸火山の火山灰の堆積を主体に、北部に連なる八ヶ岳から浅間、赤木、男体などからの火山灰を加えた火山灰質土」として規定される。また、近隣の妙高・黒姫・

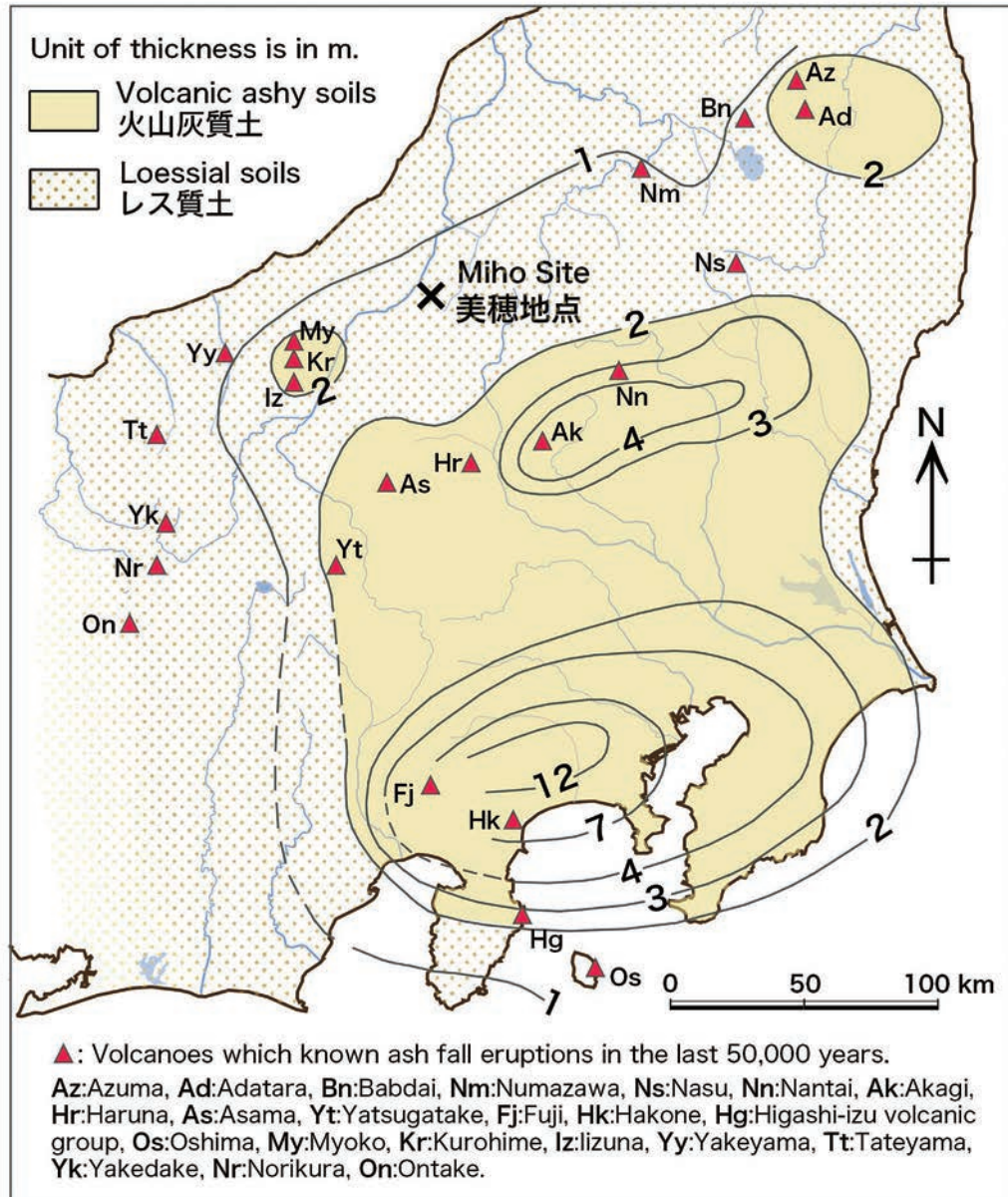


Fig.9 Thickness of loamy soils deposited over the past 50,000 years in the Kanto and Chubu regions. Modified from Suzuki (1995). The figure represents the relationship between loam thickness and volcanic ash content.

飯綱や吾妻・安達太良などの火山灰を主体として隔離される火山灰質土とも区別される。こうして区分される関東・中部地域の「火山灰質土」の代表は「関東ローム層」であり、「レス質土」のそれは「信濃川ローム層」であることを付記しておきたい。

母材が火山灰質土であると、それに含まれる鉱物色が土壌

色に影響し、成帯性土壌の色を反映するとは限らない（遠藤ほか、2019）。また、火山灰の混入による堆積速度の増加は表土の十分な土壌化作用を阻害する可能性がある。Fig.9から美穂地点のローム層母材はレス質土であることが読み取れるが、津南地域の信濃川ローム層の堆積速度（18万年前以降）は、渡辺（2000）により 30mm/1000年（1.5m/5万年）

とされているから、レス質土であることが追認される。縞状着色形成の母材としてレス質土が厳密な必須条件になるか否かは今後の研究を待ちたいが、美穂地点がレス質土母材の堆積域にあり、火山灰由来の鉱物色の影響が少なく、着色土の形成が進んだ場にあったと考えられる。

なお、母材による土壌の区分を風成土以外も加えた全体像(未完成)として、参考のため Fig.10 に示した。この図で、矩形内の「運積土」から「レス質土」までは、美穂地点のローム質土の母材特性に向けて細分化される土壌区分を示す。

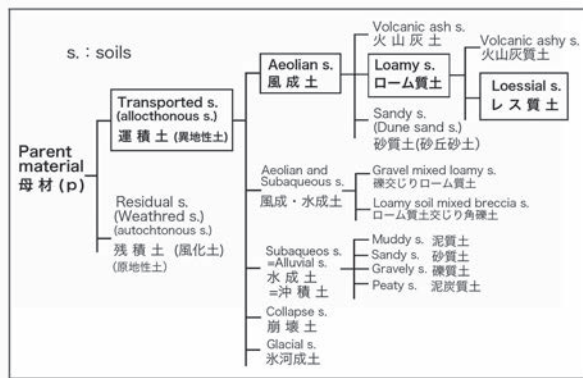


Fig.10 General soil classifications related to parent material. Soil classifications within the rectangle have the condition for the formation of the striped coloration soils.

6.4. 時間 (t) 要因による「土壌堆積層」の形成

時間 (t) は上記の土壌形成の全てのファクターに作用する。この際、母材 (p) が現地性の「残積土」であると、表土層は時間の経過とともに風化作用などにより A,B,C 層などの土壌層位は形成されるが、表層土 (A 層) の累加・埋積がくり返される土壌の堆積は進まない。美穂地点のローム質土は前記のように残積土ではなく運積土の母材であるとしたから、時間 (t) は風成土の堆積、すなわち、「土壌堆積層」の形成として作用する。すなわち、そのメカニズムは地表部において、成帯性土を覆った新たな表土は土壌化作用を受けつつその厚さを増して新たな成帯性土となるとともに、その下方に過去の着色土 (成帯性土) を覆い保護したことにある。このことが時間 (t) の経過で連続的にくり返され、土壌堆積層としての「縞状着色土」が形成された。

7. 美穂地点の縞状着色と補足

以上に述べた土壌形成の要因との関わりで美穂地点の縞状着色土の形成をまとめると、縞状着色土層の形成は「成帯成土」、「平坦面土」、「レス質土」の3者の形成が同時進行する環境にあって、かつそれが持続したことによるものである (Fig.11)。

美穂地点のローム層の縞状着色土の形成は上記のとおり

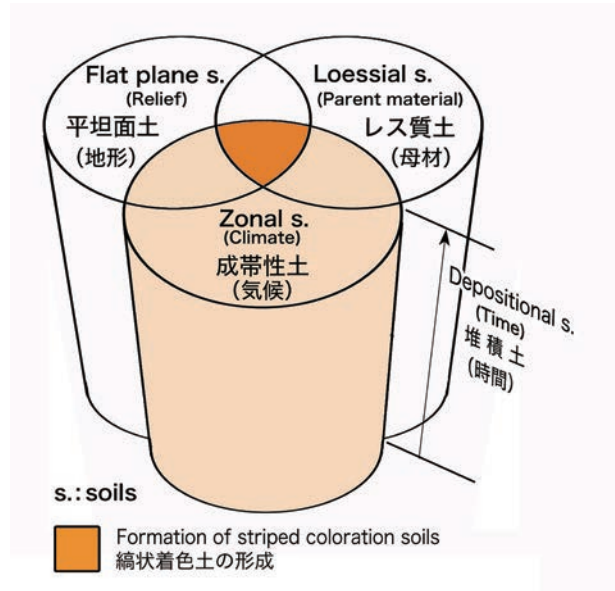


Fig.11 Conceptual model of environments necessary for the formation of the striped coloration soils include the development of zonal soils that reflect the climate, loessial soils as the parent material, flat plain soils in terms of topography, and the passage of time required for stratification of depositional soils.

理解されが、D0 と区分した最上位の黒色土は、それ以下の着色土とは区別しておく。すなわち、最上位層は後氷期の地層に相当し、下層と同様の成帯土壌であるならば、現在と同様の気候下で形成される褐色森林土である。しかし、それとは異質の黒色土であるクロボク土が形成されている。(黄土層最上部の S0 にはクロボク土に類似した「黒壚土」があるという (成瀬, 2007))。クロボク土の成因は縄文人の野焼き・山焼きで生じた燃焼炭の風成粒子である微粒炭がローム質土の母材の一員に加わり、腐植を担持して黒色化しているものである (山野井, 1996)。ちなみに信濃川ローム層の表土層は多くの縄文遺跡の埋積土でもあり、そこからは国宝の火焰型土器などを出土している。したがって、表層部のクロボク土の色は気候要因による成帯性土による着色ではない。このことは、前述の Jenny(1941) の土壌形成の基本式に生物 (o) 要因とは別に、(…) の予備部にヒト (h) 要因を入れ、人類が土壌形成に影響を与え、成帯性土壌を「非成帯性土壌」に換えた部分であることを補足しておきたい。

まとめ

信濃川ローム層の模式地の露頭写真は、大小幅の縞状の着色が明瞭にくり返されるもので、「縞状着色」と呼んで研究対象とした (Fig.1)。普通、実物ではない1枚の写真を研究対象にすることはないが、画像からの視覚区分に加え、文章

記載では表現し難い縞状着色に関し、色分析による着色曲線の活用を試みた。

縞状着色は目視が可能な「広い着色帯」と、色分析による「狭い着色帯」に区分された。色分析の方法は、あるべき理論からではなく、可能性を探る試行と位置付けた。得られた着色曲線は明確な層理面を持たない風成の表層土の岩質表現の1素案になることが期待される。写真の露頭は模式露頭の原記載（新潟火山灰研究グループ, 1981）との対応を明確にした（Fig.6）うえで、黄土層など第四紀の国際層序と対比した。こうして得られた信濃川ローム層の縞状着色に関しては以下にまとめられる。

1. 縞状着色は「広い着色帯」とその中の「狭い着色帯」に区分された。広い着色帯は目視区分で「暗褐色帯」(D)と「明褐色帯」(B)とに、それぞれ3帯ずつ6区分された。狭い着色帯は色分析で着色曲線を得てさらに細区分された（Fig.5）。
2. 「広い着色帯」はテフラの年代を用いて黄土層のL, S層序に対比した。その結果、Bは黄土層のLに、Dは黄土層のSにそれぞれ対応する（Fig.7）。
3. 縞状着色帯は、黄土層のL, S層と同様に形成されたとするならば、気候変動による土壌着色の差を反映したものと考えられる。
4. 「狭い着色帯」を表現する着色曲線は海洋同位体ステージ（MIS）のカーブに対応する可能性がある（Fig.7）。

以上が前半のまとめである。しかし、これまで日本の表層土が黄土層のL, S層序に対比される報告はほとんどなかったため、この縞状着色はこの地特有の環境で形成されたのではないかの疑問が生ずる。この疑問を残さないためには、土壌形成の視点からの考察を必要とした。それは信濃川ローム層（美穂地点のローム層）での縞状着色土層の形成環境（条件）として小論の後半に加えた。それらの結果は以下にまとめられる。

5. 気候要因として、気候変化に対応した「成帯成土壌」の形成環境にあった（Table 1）。
6. 地形要因として、風成層として水流の影響を受けない「平坦面土」の形成環境にあった（Fig.8）。
7. 母材要因として、土壌色に影響を与える火山灰を多く含まない「レス質土」の形成環境にあった（Fig.10）。
8. 時間要因として、上記3要因が同時に進行する時間が継続して「土壌堆積層」としての縞状着色帯が形成された（Fig.11）。

謝辞：新潟県長岡市の渡辺秀男氏には美穂地点のローム層の写真の提供を受けた。その上さらに信濃川ローム層に関する多くの情報をいただいた。このことがあって小論ができた。また、投稿段階では東北大学の高嶋礼詩先生、大月義徳先生に御手数をおかけした。これらの方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- Albert, P., Smith, V., Suzuki, T., Tomlinson, E., Nakagawa, T., McLean, D., ..., Suigetsu 2006 Project Members, 2018, Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Reviews*, **185**, 1004-1028.
- Albert, P., McLean, D., Buckland, H., Suzuki, T., Jones, G., Staff, R. A., ..., Smith, V.C., 2024, Cryptotephra preserved in Lake Suigetsu (SG14 core) reveals the eruption timing and distribution of ash fall from Japanese volcanoes during the late-glacial to early Holocene. *Quaternary Science Reviews* 324, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev>.
- Cohen, K.M. and Gibbard, P., 2019, Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. *Quaternary International*, **500**, 20-31.
- 遠藤真哉・梶原 倅・山野井 徹, 2019, 色の分析による表土の成因と区分—阿蘇火山地域を例に—。応用地質, **60**, 216-229.
- 早津賢二・新井房夫, 1981, 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代。地質学雑誌, **87**, 791-805.
- 池田卓生, 2018, ImageJ を用いた個人情報保護のための虹彩のぼかし処理。Equilibrium Res, **77**, 566-573.
- 井上克弘・成瀬敏郎, 1990, 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵。第四紀研究, **29**, 209-222.
- Jenny, H., 1941, *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. Dover Publications, New York, p.266.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸, 1991, 信越高原地域に分布する第四紀火山の K-Ar 年代と形成史。地震研究所彙報, **66**, 299-332.
- 関東ローム研究グループ, 1965, 関東ローム その起源と形状, 築地書館, 378 p.
- 金 幸隆, 2004, 魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積。活断層研究, **24**, 63-75.
- 吉良竜夫, 1971, 生態学から見た自然。河出書房新社, 295 p.
- Kukla, G., 1987, Loess stratigraphy in central China. *Quart. Sci. Rev.*, **6**, 191-219.
- Liu, T.S., An, Z.S., Yuan, B.Y. and Han, J.M., 1985, The Loess-Paleosol Sequence in China and climatic history. *Episodes*, **8**, 21-28.
- 松井 健・加藤芳朗, 1962, 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二、三の考察。第四紀研究, **2**, 161-179.
- 村松敏雄, 2019, 新潟県中越地域に分布する更新世中期火山灰の放射年代。新潟県地学教育研究会誌, No.49, 21-28.
- 成瀬敏郎, 2006, 風成塵とレス。朝倉書店, 197 p.
- 成瀬敏郎, 2007, 世界の黄砂・風成塵。築地書館, 174 p.
- 成瀬敏郎・井上克弘・金 萬亭, 1985, 韓国の低位段丘上に堆積するレス土壌。ペドロジスト, **29**, 108-117.
- 成瀬敏郎・兪 剛民・渡辺満久, 2008, 東アジア旧石器編年構築のための90万年前以降のレス-古土壌層序と編年。松藤和人編, 東アジアのレス-古土壌と旧石器編年, 雄山閣, 67-86.

- 新潟火山灰研究グループ, 1981, 新潟県下のローム層について そのⅠ—信濃川ローム層について—. 地球科学, **35**, 291-311.
- 新潟火山灰研究グループ, 1995, 新潟県下のローム層について そのⅡ—信濃川ローム層の層序—. 地球科学, **49**, 188-202.
- 大井圭一・福澤仁之・岩田修二・鳥居雅之, 1997, 中国内陸部のレス・古土壌堆積物と日本海深海堆積物の粘土鉱物からみた東アジアにおける過去 240 万年間のモンスーン・偏西風変動. 地学雑誌, **106**, 249-259.
- 三枝正彦・木村真人 編, 2005, 土壌サイエンス入門. 文永堂出版, 318 p.
- 鈴木毅彦, 1995, いわゆる火山灰土(ローム)の成因に関する一考察—中部-関東に分布する火山灰土の層厚分布—. 火山, **40**, 167-176.
- 鈴木毅彦, 1996, 信濃川中流域に分布する河成段丘とそれを覆う風生テフラ—谷上段丘と 350ka 以降の風成層—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 225.
- 鈴木毅彦, 2001, 海洋同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究, **40**, 29-41.
- 鳥居雅之・福田浩司, 1998, 黄土層の初磁化率: レヴィュー. 第四紀研究, **37**, 33-45.
- 渡辺秀男, 2000, 新潟県十日町盆地の津南段丘群の形成について. 地球科学, **54**, 310-327.
- 渡辺秀男・卜部厚志・荒川勝利, 1999, 新潟県津南町地域の貝坂段丘堆積物中の広域火山灰. 地球科学, **53**, 420-433.
- 山野井 徹, 1996, 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質学雑誌, **102**, 526-544.
- 山野井 徹, 2015, 日本の土 地質学が明かす黒土と縄文文化. 築地書館, 249p.
- 吉永秀一郎・鈴木毅彦・木村純一・岩崎 誠, 1997, ローム層中に含まれる微細石英の堆積速度の約 30 万年間の変化—新潟県信濃川中流域の例—, 1997 年日本第四紀学会講演要旨集, 27, 206-207.

栃木県星野遺跡前期旧石器時代石器群の両極剥離技術の研究 A Study of Bipolarreduction in the Early Paleolithic Stone Tools from the Hoshino Site, Tochigi Prefecture

柳田俊雄

東北大学総合学術博物館

Toshio Yanagida

THE TOHOKU UNIVERSITY MUSEUM

Abstract: The Hoshino Site, located in the southern foothills of the Ashio Mountains, is thought to be a place where ancient humans brought in chert-based raw materials and produced and discarded tools for hunting, animal butchering, and cooking. The site is divided into lower and upper cultural layers by the Akagi-Kanuma Pumice Formation (Ag-KP (4.2 ka)), showing significant differences between them.

The lower cultural layers (Layers 5-13) comprise a stone tool assemblage dominated by choppers and medium-to-small scrapers worked on the periphery, lacking bifacial worked stone tools. Stone tool production employed “bipolar reduction” and “freehand flaking” techniques. These assemblages resemble small-sized stone tool groups prevalent in Northeast Asia prior to the emergence of stone blade technology.

The upper cultural layer group (Layer 4) consists of knife-shaped stone tools with worked bases, trapezoidal stone tools, scrapers, notches, and other items. It also produced highly standardized, elongated flakes. This is a Late Paleolithic stone tool assemblage from the early phase, where the presence of stone blade techniques with underdeveloped adjustment technology can be confirmed. At the Hoshino Site, one can observe the introduction of stone blade techniques into flake production based on bipolar reduction. This site represents a transitional phase showing a significant leap from the Early to Late Paleolithic in the Japanese archipelago.

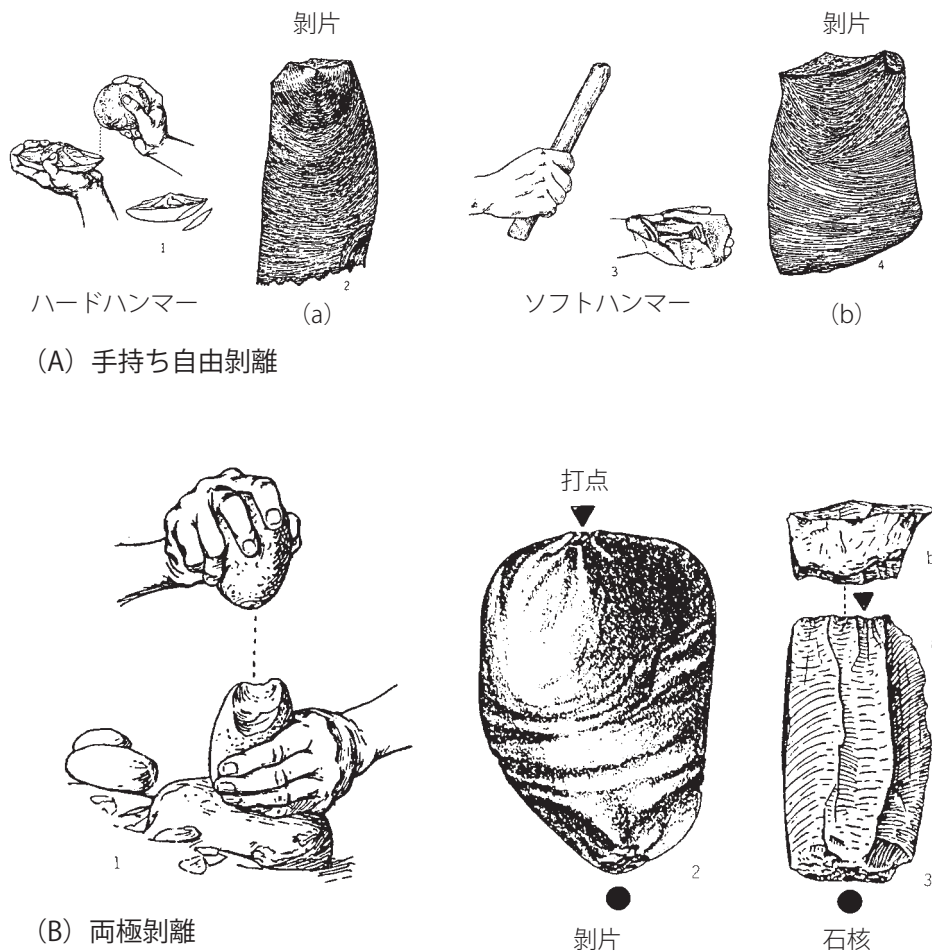
1. はじめに

2014年初め頃、柳田と梶原洋は東海地方の愛知県新城市加生沢遺跡と岐阜県多治見市西坂遺跡の旧石器を見学した。この時、あらたに梶原洋が西坂遺跡の珪岩（チャート）製石器群の多くに「両極剥離」で製作された石器の痕跡を指摘した。西坂遺跡の石器群について井関博士（地質学）はこの包含層が高位段丘面上にのる「赤色化した古土壌」中から出土したことを示唆し、その形成期を「温暖期」の第三間氷期最盛期（約10～13万年）前まで遡る可能性が高いとの見解を示されていた（井関1968, 1977）。この見解を受け入れるとすれば西坂遺跡石器群は日本列島の旧石器時代でもかなり古い時期に相当すると考えられる。その後、私達は芹沢が発掘調査した大分県早水台遺跡、栃木県星野遺跡、群馬県鶴ヶ谷東遺跡、同県岩宿遺跡D地点等の石器群を再検討したところ、これらにも「両極剥離」によって得られた石器が非

常に多いことに気づいた。因みに、第7次早水台遺跡下層石器群の場合「両極剥離」技術の痕跡をもつ石器類は、剥片類が約35%、石核類が70%（柳田・小野2007）、鶴ヶ谷東遺跡石器群（柳田・阿子島2015）では剥片類が約50～70%、石核類が約70～80%を占め、当該石器研究の理解を深める上でこれらが貴重な観察視点となった（柳田2018）。

本稿では、栃木県星野遺跡第3地点Eトレンチ出土旧石器の両極剥離技術の存在を検討する。当遺跡には二次加工された石器類以外にも剥片を取り尽くし捨てられた石核類、剥片類、作業中に出る小さな破片類等も多く発見されている。また、出土した剥片類は「手持ち自由剥離」（Free Hand Flaking）（A）と「両極剥離技術」（Bipolar Technique）（B）を用いた痕跡がみられる（第1図A・B）。

一般的に、一方の手で原石を抑え、他方の手で敲击石を持ちハンマーを打ち下ろす「手持ち自由剥離」は、腹面側にハードハンマーを用いた際、上端にはっきり盛り上がる



第1図 石割技術 (芹沢1968)

円錐体 (Sealant Bulb) がみられ (同図 -a)、ソフトハンマーなどの鹿角・骨・木を用いた場合にはふくらみのない平坦なバルブ (Defused Bulb) をもつとも言われている (同図 -b)。いま一つは、台石の上のせて挟み撃ちするように上下両端からの同時割れによる「両極剥離技術」を用いた石器類が発見されている (同図・B)。この技術は、台石の上に原石を置き、硬い石のハンマーで直接的に叩いた際、上・下の両方向からの同時割れによる痕跡が主要剥離面側に観察される。それらには剥離面と推定できる叩かれた面 (打面) が残され、最終的な剥離面である一枚のふくらんだ面 (腹面)、裏側となる面 (背面) にも凹んだ先の剥離痕跡を看取できる。星野遺跡では後者が少ない (芹沢 1986)。

以上、ここではチャート製の石器を「人工品」として判断する上から石割技術で貴重な観察視点となる、腹面側に

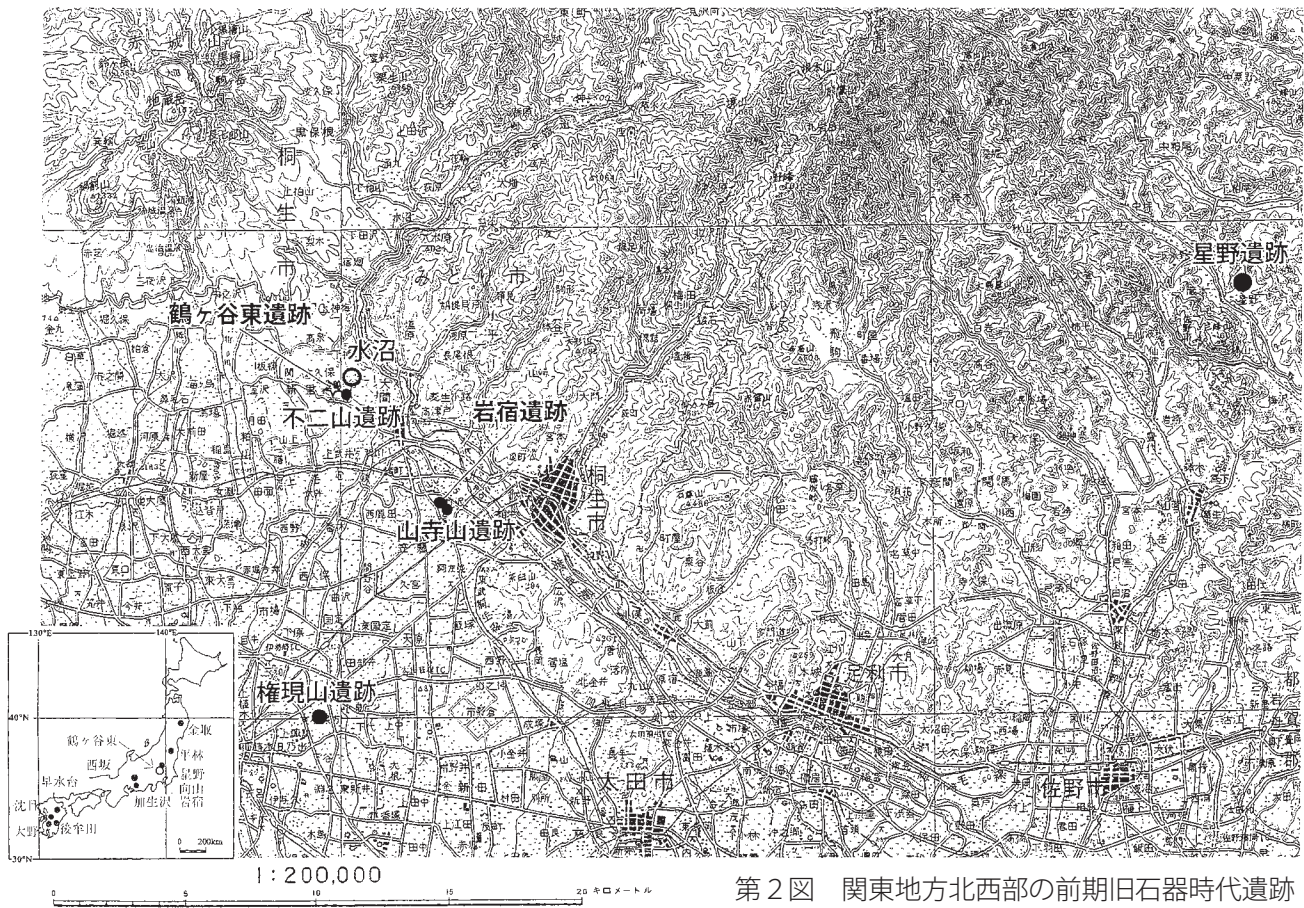
みられる打撃痕と台石からの「反発力」と推定される小さな逆方向の剥離痕を探し、星野遺跡での「両極剥離技術」存在有無について検討する。

II . 栃木県栃木市星野遺跡の発掘調査

1. 遺跡位置と調査経緯

a) 調査位置: 星野遺跡は関東地方北西部に位置し、栃木県栃木市星野町大字山口に所在する (N36° 27'、E139° 37')。遺跡は足尾山地南麓から流れ出る永野川上流域東岸、標高約 180 ~ 200m の山口台地に立地し、市街地からは北西部へ約 15km の距離にある。

b) 調査経緯: 1965 年の早春、栃木市在住の斉藤恒民氏から山口台地で採集された石器を鑑定して欲しいという数枚の



第2図 関東地方北西部の前期旧石器時代遺跡

写真が東北大学芹沢長介のもとに届いた。写真の中にヨーロッパやアフリカ等の地域で見つかるような「ルヴァロア型石核」類似のものがあることに注目した芹沢は、石器観察と発見された地点を訪れ、齊藤氏からその場所について説明を受けた。同年11月にはルヴァロア型石核や当該石器群の様子を明らかにする目的とした発掘調査を開始した。

2. 発掘調査の経過

星野遺跡では四ヶ所の地点が選定され、発掘調査が1965～67年(第1～3次)に芹沢を中心とした東北大学考古学研究室が担当した。山際の近い北側に位置する第3地点Eトレンチでは地表面から深さ約9.5mまで発掘され、台地基盤の礫層まで到達しなかったが、第1地点で縄文時代の遺物や住居跡、第3地点では旧石器時代遺物包含層13枚、テント状遺構や動物足跡等が発見された(第3図-a・b・c)。

第1～3次発掘調査の期日は以下通りである。

第1次調査:1965年11月8日～22日(15日間)

第2次調査:1966年11月8日～21日(14日間)

第3次調査:1967年11月8日～12月10日(33日間)

さらに、1970年の『星野遺跡-第3次発掘調査報告』刊

行後(芹沢編1970)、最下層の石器群を探して1973年第4次、1978年第5次調査が実施され、地表面から深さ約14mで、台地基盤の礫層を確認した。

第4次調査:1973年3月21日～4月28日(39日間)

第5次調査:1978年4月18日～5月19日(32日間)

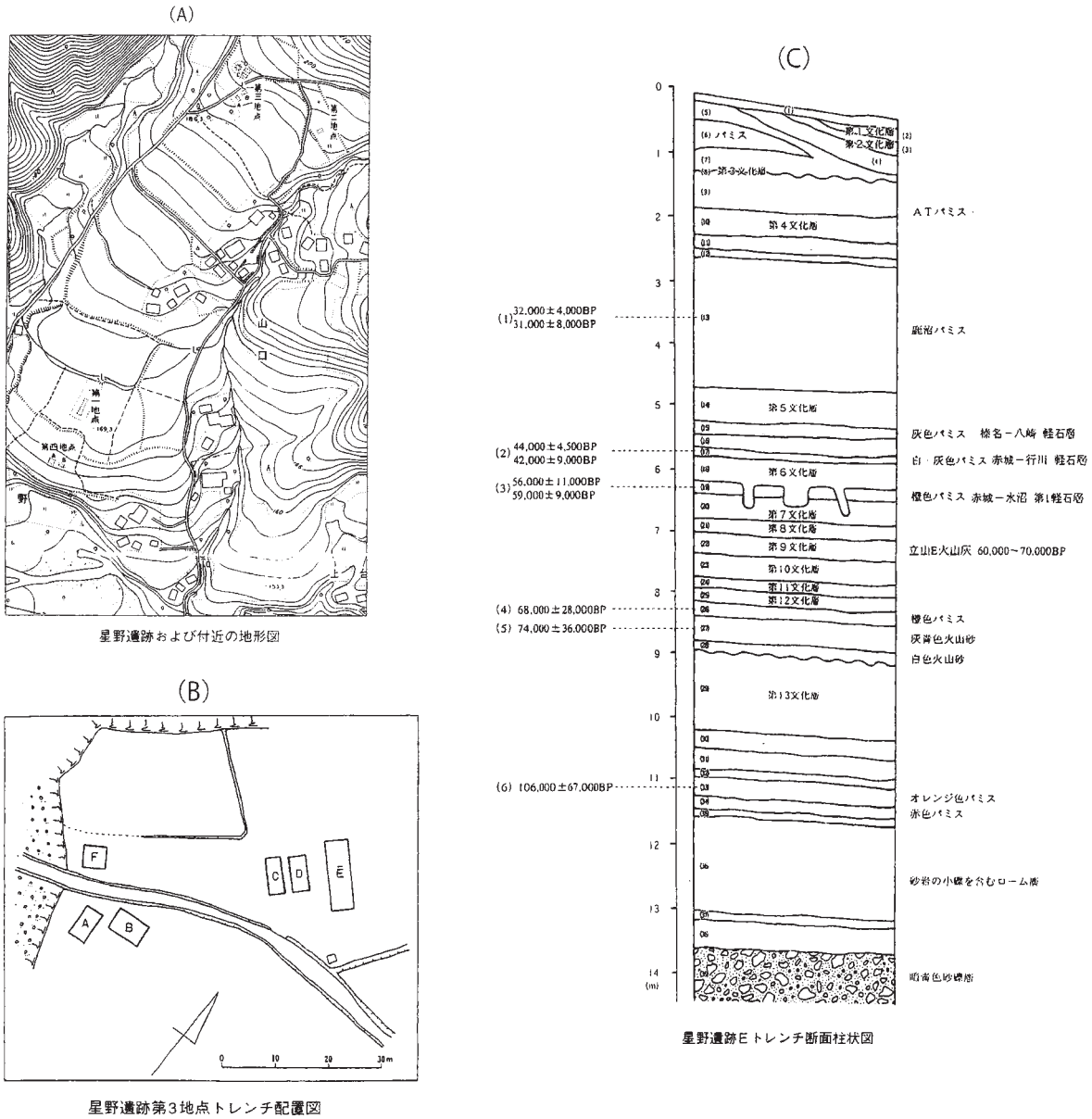
これらの調査結果に基づいて芹沢や新井から文化層の発見や解釈をめぐって新たな考えが示された(芹沢ほか1974)。なお、第1次から第3次までの調査は栃木市教育委員会の事業としておこなわれ、発掘は東北大学考古学研究室が担当した。第4次および第5次調査は、栃木市教育委員会援助のもとに東北大学考古学研究室がおこなった。

3. 遺跡層序と発見された旧石器時代の石器群

芹沢論文の最終報告となった星野遺跡Eトレンチ層序断面図(第3図-c)には、波状の線が引かれた第8層上位の第1～7層等(第1文化層(第1層-有舌尖頭器石器)、第2文化層(砂岩製石器群)、第3文化層)まで攪乱を受けていることが明らかになったので(芹沢2003)、ここでは第9層より記載をはじめることとする。

第9層は褐色ローム層。

第10層は暗褐色ローム層。チャート製石器が76点出土



第3図 発掘調査の結果 (芹沢2003より)

した。第4文化層である。北関東地方で発達する「暗色帯」に相当する。上部に始良 Tn 火山灰 (AT) が発見された。

第11層は褐色ローム層。

第12層は灰青色の火山砂層。

第13層は黄色軽石層。赤城-鹿沼軽石 (Ag-Kp) である。約2m堆積し、分厚い。その直下で大形動物の足跡と推定される圧痕が発見された。

第14層は褐色ローム層。チャート製石器6点出土した。第5文化層である。

第15層は灰色パミス層。榛名-八崎軽石 (Hr-HP) に

相当する。フィッシュン・トラック法 (FT) の年代測定で44,000 ± 4,500BP と42,000 ± 9,000BP 値を示す (芹沢・鈴木1975)。

第16層は褐色ローム層。

第17層は白・灰パミス層。赤城-行川軽石 (Ag-Nm) に相当する。フィッシュン・トラック法 (FT) の年代測定で56,000 ± 11,000BP と59,000 ± 9,000BP 値を示す (同1975、同2003)。また、ルミネッセンス法 (OSL) の年代測定で(42,000 ± 9,000BP) (44,000 ± 4,500BP) 値を示す (長友恒人2003)。この上面で住居跡と想定される柱穴痕が発見

された。

第18層は褐色ローム層。行川軽石層直下であり、チャート製石器36点が出土した。第6文化層である。

第19層は橙色パミス層。赤城-水沼第1軽石(Ag-Mzp1)に相当する。ルミネッセンス法(OSL)の年代測定で56,000±11,000BPと59,000±9,000BP値を示す(長友恒人2003)。

第20層は赤味のおびた軟質褐色ローム層。赤味は橙色の北橋スコリア(HKS)を含むものと推定される。第2次発掘調査の際に第3地点Dトレンチからチャート製石器7点が出土した。第7文化層である。

第21層は灰色ローム層。チャート製石器154点の石器が出土した。第8文化層である。

第4次調査では第3地点Eトレンチの発掘区でVIIIg層(第20層)とVIIIh層(第21層)がVIIIg-1・2層(旧石器包含層)、VIIIh-1・2(旧石器包含層)・VIIIh-3(無遺物層)にそれぞれ細分された(芹沢ほか1974)。なお第21層と第22層付近では顕著な不整合面が認められるとの指摘があり、この境界が北関東地方の「中部ローム層」から「下部ローム層」へ移行した層理面と推定された(新井1971、芹沢1982)。

第22層は赤味をおびた軟質ローム層。チャート製石器13点が出土した。第9文化層。

第23層は灰色ローム層。第3次調査では第23層灰色ロームよりチャート製石器3点が出土し、第10文化層とするが、第5次調査では第22層下位から石器類がさらに発見され、これらの層のいずれからも石器類が出土することから、新たに通称「三色パミス」までのローム層を第23層・24層・25層に細分し、第10文化層・第11文化層・第12文化層と呼んだ(芹沢1982、2003)。第10文化層は第9文化層直下から出土した石器群と推定される。

第26層(上位-橙色パミス)・第27層(中位-灰青色火山砂)・第28層(下位-白色火山砂)の軽石層を三枚に分け、通称「三色パミス」と呼称された。ルミネッセンス法(OSL)の年代測定で第26層が68,000±28,000BP、第27層が74,000±36,000BP値を示す(同2003)。

第29層は褐色硬質ローム。チャート製石器24点出土した。「三色パミス」直下から発見された。第3次調査では第11文化層として報告されたが、この石器群は第5次調査以降に第13文化層と変更された(芹沢1979、1982、2003)。

また、「三色パミス」の約2mにある下位オレンジ色軽石層(第33層)はルミネッセンス法(OSL)の年代測定で106,000±67,000BPの値を示す(芹沢・長友恒人2003)。さらに、約2m下位で発見された第39層は礫層で基盤と考えられている。

以上、芹沢は赤城-鹿沼軽石層(Ag-KP)を境に石器組成、製作技術に大きな相違がみられるとし、北関東地方北西部の旧石器時代石器群を前期と後期に大別した(芹沢1982)。

第3地点Eトレンチでは第13層が赤城-鹿沼軽石層に相当する。ここでは赤城-鹿沼軽石層上位にある第4文化層

を後期旧石器時代石器群とし、下位から出土した一群を前期旧石器時代石器群と呼称する。また、第21層と第22層を境に顕著な不整合面が認められるとも指摘している(新井・町田1971、芹沢ほか1984)。

4. 芹沢による調査結果の評価

1966年には星野遺跡第一次発掘調査報告書、1968年に第二次、1970年には第三次の報告書がそれぞれ公開された(芹沢編1966、1968、1970)。芹沢は星野遺跡石器群の調査結果を『星野遺跡-栃木市-星野遺跡-第三次発掘調査報告-』では、第六章「星野遺跡調査の意義」として以下のようにまとめている。

第一節の旧石器層位的出土として、第1文化層が有舌尖頭器を特徴とする石器群、第2文化層が砂岩製石器(第1地点で表面採集された資料を含む)のチョッピングツール、ルヴァア型石核、縦長剥片、剥片尖頭器(斜軸尖頭器)などを組成する石器群、第3文化層が祖型握槌、チョパー、チョッピングツール、尖頭礫器、敲石などの礫核石器と剥片尖頭器(斜軸尖頭器)、スクレイパー、彫刻刀等を組成し、剥片石器と石核石器を半々に構成する石器群とした。そして、第3文化層以下、第11文化層までは、すべて珪岩製の石器群であり、板状に剥離される珪岩の性質をそのまま利用した製作技術を発達させ、石核石器と剥片石器とがほぼ半々の組成をなしている。これこそが立川ローム期の後期旧石器にはまったく見られぬ特色といわなくてはならないとした。

第二節の星野における石器製作技法の発展として、珪岩製旧石器群は第3文化層から第11文化層まで続いているのであるが、第4文化層と第5文化層とのあいだにある約二メートルの厚さの軽石層をもって上下に大きく区分すれば、第3文化層は星野珪岩製旧石器群の後半期を代表させ、第8文化層は前半期を代表させることができるだろうとした。

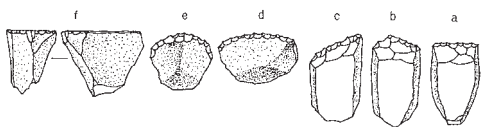
第三節の足跡と住居址として、第三次調査では、EトレンチVIIIa層(第5文化層)上面から動物の足跡が発見され、さらにVIIIf層(第6文化層下面)からは住居址と考えられる遺構が検出されたとし、世界的な類例をあげ、今後の見通しについて述べている。

第四節の星野遺跡の年代と今後の課題では、星野遺跡の年代推定について論究された。考古学上の相対年代、地質学上の相対年代、絶対年代等の測定を考えたが、確実な実年代を把握するための決め手は、見出されなかったという。なお、星野遺跡出土石器群の年代については、第1文化層は有舌尖頭器を特徴とする石器群、晩期旧石器時代石器群。第2文化層の石器は形態・組成・材質・製作技術からみて、立川ローム期以前に、第3文化層から第11文化層(第13文化層)までの珪岩製旧石器群は、形態・組成・材質・製作技術からみて中国の周口店第15地点文化、もしくは第1地点第1～第4層文化に対比し、第1地点上層(第1～第4層)

の年代がウラン・トリウム法によって 135000 ± 1800 BP と算出されているので、星野第3文化層から第11文化層（第13文化層）にみられる一系統珪岩製旧石器群は、この年代に近いが、あるいは後続するものではないかと判断されている（芹沢編 1968）。

星野遺跡 - 第3次発掘調査報告書刊行以降、1973年3月に最下層の石器群を探して第4次、1978年5月には第5次調査が実施された。地表面から深さ約14mで台地基盤の礫層を確認し、発掘調査は終了した。芹沢は発掘結果より新井からの層序の解釈を受け入れて新たな考えを示された。一つは、第1層から第8層までを二次堆積層とし、第9層からプライマリーとして下位にある厚さ約二メートルの軽石層（星野遺跡第13層）を本来の赤城 - 鹿沼軽石（Ag-Kp）と認識した。いま一つは、通称「三色パミス」直上の石器包含層を三文化層に細分し、最下層の第11文化層の名称を第13文化層に変更した。そして、星野遺跡から発見された旧石器が鹿沼軽石層を境に石器製作・石材選択でまったく違った特色がみられることから、下位より出土した第5～13文化層を〈下部文化層群〉、その上位にある第4文化層を〈上部文化層群〉と呼称し、日本列島の旧石器時代「前期」と「後期」に分けることを提唱した（芹沢 1979）。

星野下部文化層群：チョッパー、スクレイパー、ナイフ、切り出しナイフに類似する石器、彫刻刀形石器、錐、尖頭石器が組成する。特にチョッパー、スクレイパー類の石器類が多量に出土していることを特色にあげている。中でも下部文化層群としたチョッパーは、両側面に自然面を残す角礫や剥片を素材とし、上端や側面に直交するような片刃が作られる珪岩製石器である。刃角は約40～70°くらいの鋭角をなす。刃部の形状を中心として、a～fに細分され（第4図）、通称「星野型」と呼ばれた。



第4図 チョッパーの形態分類（芹沢編 1970）

- a 類：両側面に自然面を残す角礫を素材とし、その上端に側面に直交するような直線的な刃線をもつ。
- b 類：刃線の一部が鈍く尖っているもの。
- c 類：両側面に自然面を残すが、刃線が左傾または右傾するもの。
- d 類：縦よりも横幅が広く、刃部が幅広い縁辺に付されているもの。
- e 類：角礫の一端に、弧状に、盛りあがったような刃先をつけてある。
- f 類：背が非常に高いので横からみた編上靴にちかい形に

なり、刃先の角度も一般的広い。第3地点Eトレンチではa～c類が多く出土している。

この他に、芹沢は星野遺跡の発掘調査資料について、ヘビー・デューティー・ツール（重作業）とライト・デューティー・ツール（軽作業）に分けた。ヘビー・デューティー・ツール（重作業）に用いられる大形品としてチョッパー（6～15cmの範囲）をあげ、チョッピング・ツールや両面加工のハンドアックスのような石器類は組成していないという。また、下部文化層群においては小形石器類の多さにも注目し、この種類にみられる2～3cm前後の極小石器（ミニチュア・ツール）が多いことにも指摘している（芹沢 1982）。

星野上部文化層群：台形を呈する石器、基部を加工したナイフ形石器、スクレイパー、ノッチ、基部を加工したナイフ形石器を組成している。石材はチャートである。小型で台形を呈する石器類は縁辺部に細かな二次加工したものや切断調整によって形態を整えられている。これらは芹沢がナイフ形石器や切出形石器の祖型と考えた形態でもある。剥片生産には、形状が横長や幅広の剥片類、ポジティブ面を取り込むような剥片素材の石核類もみられる。この一群には単設打面の石核から連続剥離された縦長剥片類もみられる。残された打面や作業面から推定し、これらの寸詰まりな石刃は調整技術の未発達な石刃技法の存在が予想された。後期旧石器時代初頭の石器群である。

以上、第3地点Eトレンチ出土の第3文化層以下第11文化層（第13文化層）までは、すべて珪岩製の石器群であり、板状に剥離される珪岩の性質をそのまま利用した製作技術が一貫して保持されていることを指摘し、珪岩製石器と呼称した。そして、星野遺跡での発掘調査結果を次のように評価した。

- ①珪岩製石器は群馬県から茨城県関東地方北部山麓の末端に分布し約20ヶ所で発見されたことから、下末吉海進と密接な関連をもって古人類の居住がなされた結果と説明した。
- ②星野遺跡における珪岩製旧石器は、テフラ年代がフィックション・トラック年代測定法で約3.1～3.2万年前の数値（註1）を示すことから、前・後期の境を約3万年前と推定した。
- ③第4次調査で第3地点Eトレンチの第21層と第22層に顕著な不整合面が認められることから、そこに「中部ローム層」（南関東では - 武蔵野ローム層相当）と「下部ローム層」（同 - 下末吉ローム層相当）の境界が存在したものと推定し、第9文化層以降は下部ローム期（下末吉に相当）まで遡り、約13万年前よりは古くならないだろうと予想した。
- ④石器組成上に大分県早水台遺跡と共通性があるとしながらも、珪岩（チャート）の使用、「錯向剥離」や高い割合で剥片を素材とした石器が多いことをあげ、石材の選択、石器製作技術上に星野遺跡とは違いがみられ

るとした。そして、日本の前期旧石器時代は、早水台遺跡→星野遺跡第3地点といった編年上の流れがあるとした。

- ⑤ “星野下層の文化は、約7～8万年前から約3万年前までの、ほぼ5万年間にわたる人類の生活を物語るもの”と評価した(芹沢2003)。

Ⅲ．星野遺跡の旧石器に対する再認識と新たな理解

1. 石器製作における両極剥離技術

旧石器時代の石器製作技術には① 一方の手で原石を抑えて、他方の手に敲き石(ハードハンマーやソフトハンマー)を持ち打ち下ろす「手持ち自由剥離」、② 台石上に乗せて挟み撃ちするような「両極剥離」、③ 台石に打ち付けて剥離する「台石打法」、④ 他の石に投げつけて割る「投擲法」等があると一般的にいわれている。この他にも、⑤ 鹿角・牙・骨などで作ったタガネを用いて割る「タガネ打法」、⑥ 先端を細くした鹿角・骨などを用いて石に圧力を加えて割る「押圧剥離法」技術等についても知られている(第6図-①～⑥)。

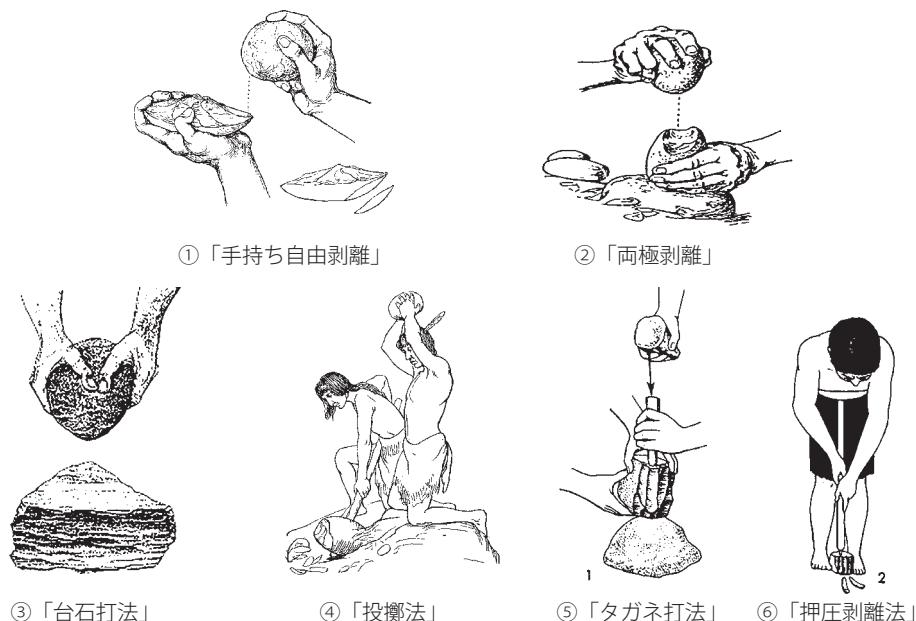
2. 両極剥離技術で製作された石器観察

東アジア地域では、1930年代の初めに中国周口店洞穴で猿人化石が発見され同一層位から石器類も出土した。調査に参加していた裴文中は、共存する小形の脈石英製剥片類に注目して、これらが人工的な石器であると指摘した。石器の「人工品」と判断した一つ重要な根拠にあげたのは「両極剥片」(Bipolar flakes)の存在であった(註2)。この剥片

類は、台石の上に原石を置き、硬い石のハンマーで直接的に叩いた際、上・下の両方向からの同時割れによる痕跡が主要剥離面(腹面)側に観察される事象であり、「両極剥離」と呼称する技術(Bipolar Technique)である。いまではこの技術の存在確認が、難儀な脈石英製を「人工品」と判断する上で、貴重な観察視点ともなっている(高星2004)。

日本では1965年に芹沢は大分県早水台遺跡には「bi-polar bulbらしきものをもつ剥片が数例検出されている」ことを認め、日本列島前期旧石器時代その存在を最初に指摘した(芹沢1965)。また、1976年におこなわれた『シンポジウム日本旧石器時代の考古学』の席上、星野遺跡第7・8文化層に「だいたい四角い羊羹のような珪岩の礫をおそらく台石の上において、上から石でたたく両極技法がかなり使われている」との発言(渡辺編1977:p.156)がみられ、「両極剥離技術」の使用を明示している。

さらに1970年代前半頃に、小林博昭が仙台市周辺広瀬川流域で採集した流紋岩で自ら両極剥離の実験をおこない、剥片の打角、縦と横の長さ関係、バルブの形態、主要剥離面(腹面)におけるアンデュレーションの出現率、打面および下端面におけるダメージの出現率、主要剥離面のコンベックス、コンケイプの度合い等の分析をおこない、実験試料からその特徴を調べた(小林1973, 1984, Kobayashi 1975)。また、小林は、これらの両極剥離に関する一連の論文(註3)で、バイポーラーテクニックとは「アンビルの上に石核を置き、しかる後にハンマーストーンで直接打撃を加え、剥片を剥離する方法である。」とし、両極剥離を確認するための必要条件として、上下両端にバルブを有する剥



第6図 石器製作技術 各種の剥離法 ①～⑥ (芹沢1986より)

片類の存在を指摘した。剥片類の特徴として、打角が90-94度に集中すること、横長の剥片の出現率が高いこと、主要剥離面のコンケイブ、コンベックスの度合いが通常の剥離方法に比べて小さいこと、上下両端にダメージを有する資料が圧倒的に多いこと等をあげた。

近年、私達は日本列島の前期旧石器時代と位置づける大分県早水台遺跡、栃木県星野遺跡、群馬県鶴ヶ谷東遺跡、愛知県加生沢遺跡、岐阜県西坂遺跡等で石器類が「両極剥離」が用いられていることを知り、拙稿でファンデルドリフトとディエスマルタンによる最近の研究(van der Drift 2009, 2012a, b, Diez-Martin 2011)に基づき、両極剥離製作工程6モデルを提示し、この技術を用いた剥片類や石核類の特徴について16項目(a~p)を指摘した(柳田・梶原2018)。中でも、(a)腹面に上下両端からの同時割れによる打撃痕や剥離面が認められるもの、(b)腹面の上下両端に点状もしくは線状の打面が残存するもの、(e)剥片中央部の上下に直線的な稜状の盛り上がりがあるもの、(g)打面から末端まで平均的に厚みをもつものが多いもの、(h)打面と主要剥離面がほぼ直角で打角が90度前後に集中するもの、(k)割れが末端まで到達せず、剥離面の一部に階段状に割れ残りができる等の特徴や、小林博昭がバイポーラーテクニックの先行実験成果で得られた見解は星野遺跡で発掘された旧石器資料の見解を深めるための貴重な観察視点となった。

3. 第3地点Eトレンチ出土旧石器にみられる両極剥離の痕跡

星野遺跡第3地点Eトレンチから出土した「同一の主要剥離面(腹面)において上下両端にバルブを有する」石器・剥片・石核類について着目し、「両極剥離技術」存在の有無を検討する。観察するにあたって、剥片類の腹面側にみられる打撃痕と末端部に、台石からの「反発力」と推定される小さな逆方向の剥離痕を探し、判断基準の視点としたい(註4)。

a) 前期旧石器時代：星野下部文化層群(第13~第9文化層)内9点報告。

前期旧石器時代の石器群は赤城-鹿沼黄色軽石層の下位から発見される星野下部文化層(第13~5文化層)である。第3次調査では当遺跡で最も古い第13文化層の石器群が三色パミス直下にある暗褐色ローム(第29層)より発見された。第5次調査以降には、通称「三色パミス」(第28-26層)直上にあるローム層が第23層・24層・25層に細分、それぞれを第10文化層・第11文化層・第12文化層と変更された(芹沢2003)。また、当遺跡で第21層と第22層に顕著な不整合面がみられるとの指摘があり、北関東地方の「中部ローム層」と「下部ローム層」に相当する境界と考えられた(新井1971、芹沢2003)。

【第13文化層】(第7図1~9)。

第7図-1は五角形を呈する板状剥片を素材としたスクレイパーである。剥片の二側面に錯向剥離を用いて尖出部を製作した石器である。背面側(1a)は粗い剥離痕が並ぶ。

腹面側(1b)左位の末端部にも小さい逆方向の細かな剥離痕は台石からの「反発力」によるものと推定され、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高5.4×幅4.1×厚1.6cm。

同図-2は分厚い四角形を呈する板状剥片を素材とするスクレイパーである。平坦な自然面打面である。背面側(2a)の左側縁には鋸歯状の細かな剥離痕がみられる。また、背面側には上・下位からそれぞれ一枚の剥離痕が観察される。腹面(2b)側は上位と下位からの打撃痕を看取でき、中央部付近が階段状に盛り上がっている。下辺の打撃痕は台石による「反発力」によるものと推定され、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高6.6×幅5.4×厚2.5cm。

同図-3は断面形が三角形を呈する分厚い縦長剥片である。打面は平坦な自然面。背面側(3a)には上・下位から数枚の剥離痕が観察される。腹面側(3b)末端部に小さい逆方向の細かな剥離痕があり、台石から「反発力」によるものと推定される。「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高4.1×幅2.5×厚1.2cm。

同図-4は断面形の薄い、四角形を呈した板状剥片である。末端部は階段状剥離となっている。二枚の剥離面をもつ調整打面。背面側(4a)は上位からの打撃による数枚の剥離痕が観察されるが、おそらく一回の打撃によるものと推定される。腹面側(4b)右側辺にも小さな剥離痕がみられ、その右位末端部には打撃痕があり、台石による「反発力」と推定され、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高7.8×幅6.8×厚1.1cm。

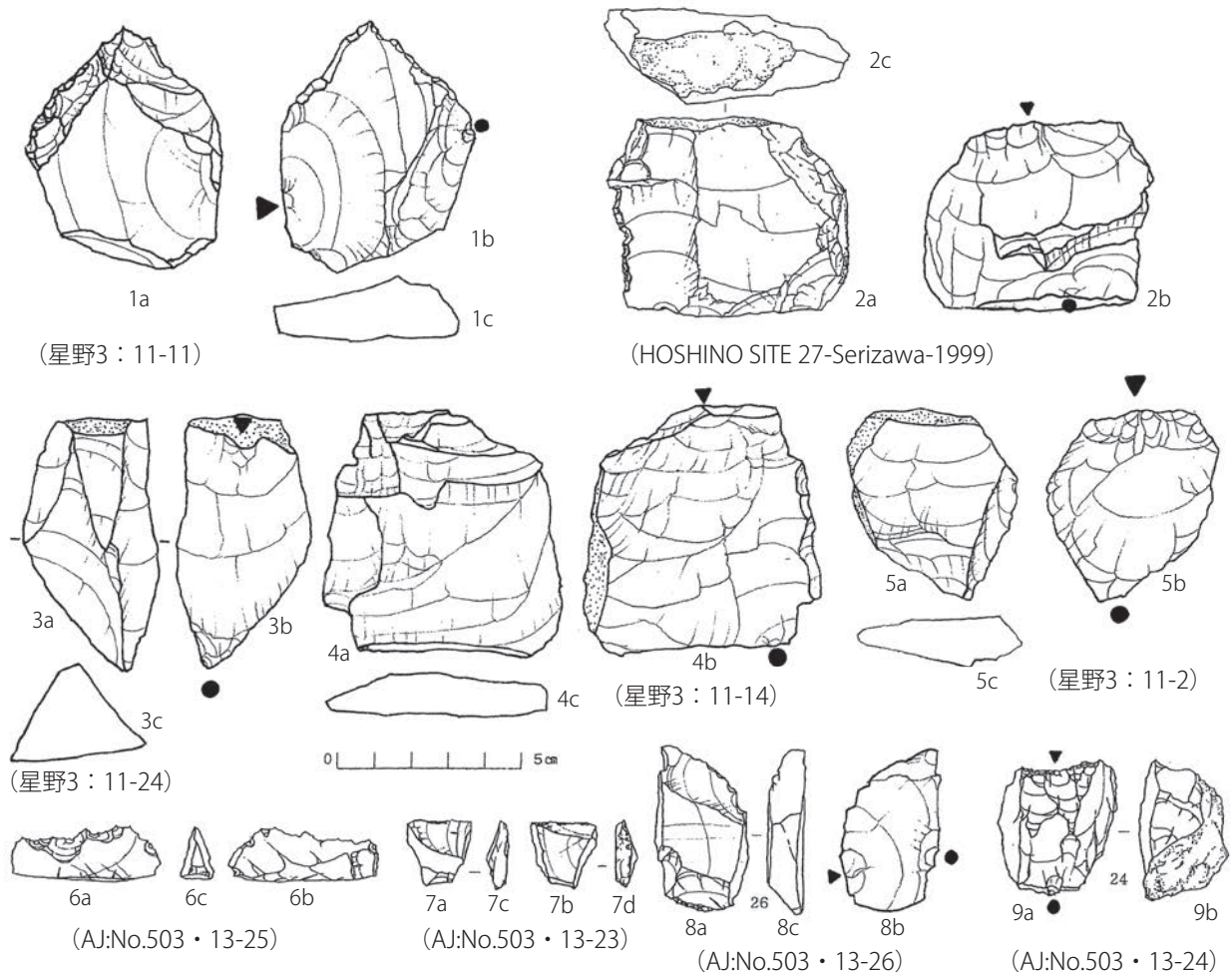
同図-5は形状が五角形を呈する剥片である。背面側(5a)は打面より上位から左側辺にかけて自然面が残存する。輪切り状に剥離された剥片。腹面(5b)の左側末端部に打面と逆方向の小さな打点が観察される。両極剥離を用いた可能性が高い。石材はチャート。高6.7×幅5.4×厚1.0cm。

同図-6は小形の鋸歯状石器(高3.7×幅1.4×厚0.8cm)(AJ:503・13-25)、同図-7は小形の台形状ナイフ形石器である。(AJ:503・13-23)いずれも薄手の小形の剥片類を素材とし、切断・微細な剥離を施し各種の形態に仕上げている。これらは「両極剥離」を用いたかどうか不明である。

同図-8は形状が切り出状を呈する小形のナイフ石器類である。背面側(8a)は多方向からの打撃による数枚の剥離痕が観察される。腹面側(8b)には右下末端部に台石による「反発力」と推定される小さな逆方向の剥離痕が観察される。「両極剥離」を用いた可能性が高い。

同図-9は形状が直方体を呈する小形の分厚い石核である。石核の作業面(9a)は一枚上位からの剥離痕跡がみられる。剥片は平坦な自然面から剥離されている。末端部にも小さい逆方向の剥離痕が観察され、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。裏面(9b)は自然面が残る。高1.8×幅1.5×厚1.1cm。

【第10文化層】：第8図-9は形状が縦長を呈する剥片で



第7図 星野遺跡 下部文化層群 (第13文化層)

ある。背面側 (9a) には多方向の剥離痕が見られる。自然面の打面は薄く、平坦である。末端部は細かな二次加工が施されており、スクレイパーと考えられる。腹面側 (9b) の右側辺にも小さな剥離痕がみられる。末端部右位には打撃痕があり、台石からの「反発力」と推定され、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。高 6.4 × 幅 5.1 × 厚 1.4cm。

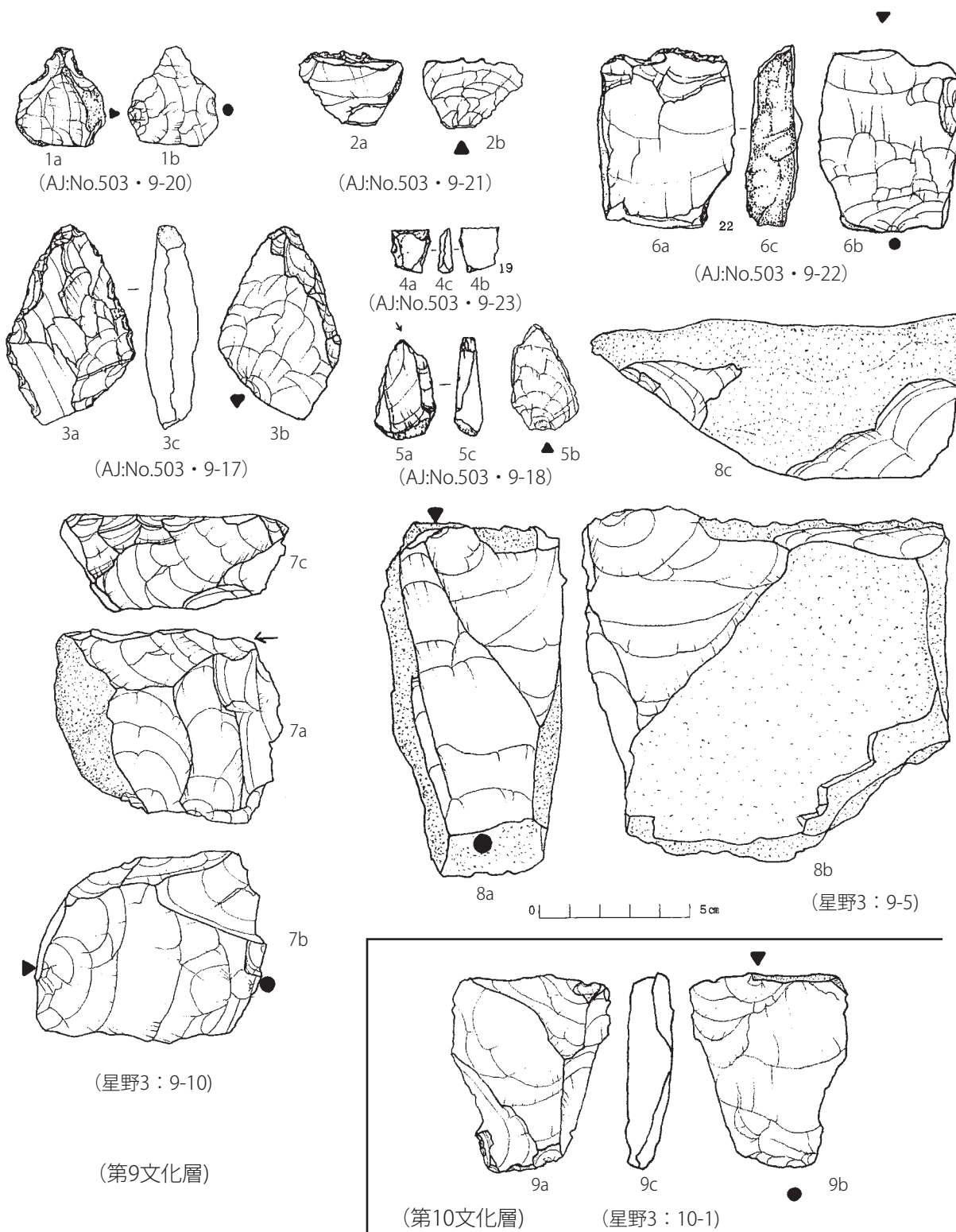
【第9文化層】: 第22層の赤味をおびた軟質ローム層から石器 13点が発見された。第9文化層の石器群である (第8図 1~8)。

第8図-1は小形剥片の二側辺に調整加工を施したスクレイパーである。収斂する両側辺の尖頭部は腹面側 (1b) から背面側 (1a) へ行われている。粗い剥離痕が並び、腹面側 (1b) は平坦になっている。その末端部にも打点とは逆方向の小さい剥離痕観が観察され、台石からの「反発力」によるものと考えられる。「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高 7.5 × 幅 6.5 × 厚 3.5cm。

同図-2は小形剥片の一侧辺に鋸歯状に調整加工したスクレイパーである。背面側 (2a) は腹面側 (2b) と逆方向の剥離面がみられる。背・腹両面ともバルブの発達がなく平坦である。末端部は鋸歯状の二次加工によって確認ができず、「両極剥離技術」を用いたかどうかは不明。石材はチャート。高 3.4 × 幅 2.4 × 厚 0.8cm。

同図-3は中形剥片の二側辺に調整加工を施したスクレイパーである。4~6cm前後の中形剥片の周縁部に調整剥離が施されている。器体は薄く、二次加工が奥まで入らない。二側辺を錯向剥離によって加工して尖頭部を製作している。また、素材の剥片は末端縁が直線状の二次加工によって失われており、「両極剥離技術」を用いたかどうかは不明である。高 6.4 × 幅 4.2 × 厚 1.5cm。

同図-4は極小形石器 (ミニチュア・ツール) 類の一群と考えられる。素材剥片の各部所を切断により調整している。切断や折りとりを利用する加工法が巧みに使用された



第8図 星野遺跡 下部文化層群 (第9・10文化層)

と推定される。また、星野遺跡下層石器群には大形の石器も出土している。石材はチャート。

同図-5は縦長剥片を素材とした小形の彫刻刀形石器である。背面(5a面)の右側一側縁の末端に彫刻刀面がみられる。末端部は槌状剥離痕によって明瞭に確認ができず、「両極剥離技術」が用いたかどうかは不明である。石材はチャート。高3.2×幅2.0×厚0.8cm。

同図-6は形状が四角形を呈し、二側辺に自然面を残す板状剥片を素材としたスクレイパーである。背面側(6a)は上位から一枚の大きな剥離痕と、細かに二次加工された調整痕を観察することができる。腹面側(6b)は平坦で、末端部が階段状剥離となっている。その末端部には打撃痕があり「反発力」と推定され「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。長6.0×幅4.8×厚さ1.7cm。

同図-7は形状が四角形を呈した中形の彫刻刀形石器である。背面側(7a)上位にあたかも彫刻刀形石器のような最終的な剥離痕が見られる。また、剥片の側辺にもスクレイパーのような細かな二次加工も観察される。背面側(7a)は多方向からの剥離面がみられ、末端に自然面が残存する。腹面側(7b)の末端部に打面と逆方向の小さな打点が残っており、「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高6.5×幅7.5×厚3.5cm。

同図-8は扁平な板状礫を素材とした石核である。作業面(8a)にみられる上・下両方向からの二枚の縦長剥離痕は「両極剥離」による同時割れによると推定される。打面側(8c)と末端側は平坦な礫面を残す。板状礫の節理方向を巧みに利用した技術といえよう。正面側(8b)は最終的な剥離面である。この剥離面はうすく、浅い。この平滑な面はここで主な剥離作業が止まっている。第3次報告書では「祖型握槌」とした石器である。石材はチャート。高14.3cm×幅13.2cm×厚5.8cm。

b) 前期旧石器時代：星野下部文化層群(第8～第5文化層)

赤城-鹿沼黄色軽石層(第13層)～灰色ローム層(第21層)下位の間で発見された星野下部文化層の石器群(第8・7・6・5文化層)である。Eトレンチ第8文化層からは石器が154点出土した(第9図1-13)。また、Dトレンチ第7文化層から石器7点が出土した(第10図10-14)。Eトレンチ第6文化層は「行川軽石層」直下にある褐色ローム層(第18層)から36点の石器が出土した(第10図3-9)。さらには、約2m堆積した分厚い(第13層)赤城-鹿沼軽石層直下にある褐色ローム層(第14層)から石器6点が出土した。第5文化層である(第10図1-2)。

【第8文化層】：(第9図1～13)

第3次報告書では、石器類はチョッパー、尖頭礫器、楔形石器、祖型握槌、楕円形石器、彫刻刀、スクレイパー、剥片尖頭器、使用痕ある剥片に分類され、素材が礫核石器、剥片石器ほぼ同数を示すと言われている。

第9図-1は大形の板状剥片末端に急斜度の調整剥離した

チョッパーである。剥片末端に腹面側から二次加工した石器で刃部は鋸歯縁を呈する。両側辺に自然面を残し、基部側は一枚の平坦な打面がみられる。器体が大きいことから片刃のチョッパーとした。腹面側(1b)はバルブの発達がなく、平坦である。末端部が二次加工によって除去されており、「両極剥離」によるかどうかは不明である。石材はチャート。高11.7×幅6.4×厚4.4cm。

同図-2は「切出形ナイフ類似の石器」と報告された二次加工技術した石器である。板状剥片を素材とし、左右両側辺に細かな調整を加えている。未加工の右傾斜した刃線を有して一側辺や基部まで細かな調整痕が入っているという(芹沢ほか1984)。「両極剥離」によるかどうかは不明である。石材チャート。3.3×幅2.0×厚0.9cm。

同図-3は縦長剥片の一側に突出した錐状の細部加工を施した石器である。腹面側には素材が両極剥離技術によって供された剥片を確認できる。高3.5×幅3.6×厚1.3cm。

同図-4は背面側がほぼ全体的に自然面で覆われていることから、初期段階剥片を素材とした小形の彫刻刀形石器である。高3.3×幅2.0×厚0.9cm。

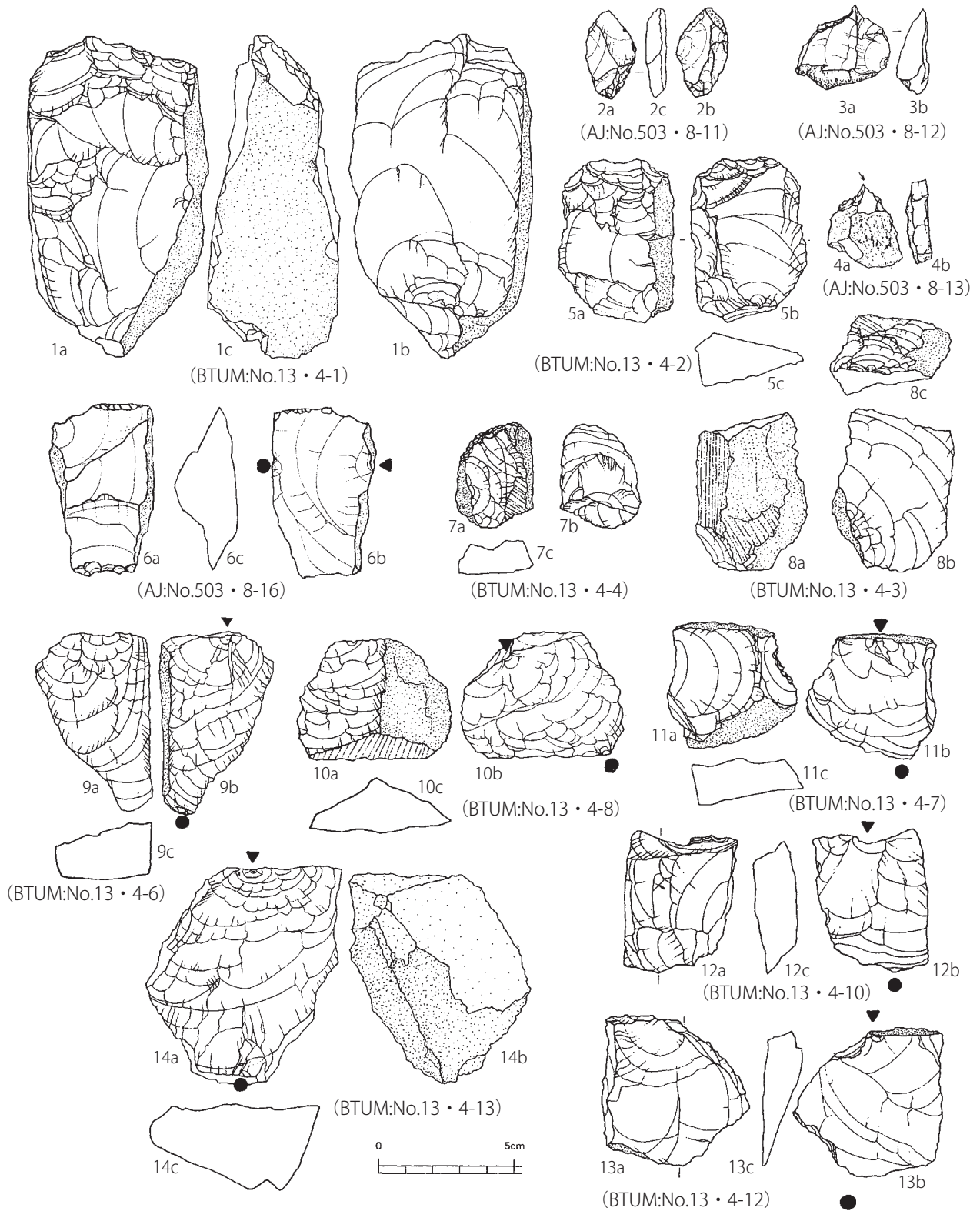
同図-5は「楕円形石器」と呼称されたスクレイパーである。一側辺に自然面を残す板状剥片が素材になっている。石器は剥片の側辺と末端部に二次加工が施されており、全周に及ばない。末端部に二次加工が行われているので「両極剥離技術」を用いたかどうかは不明。石材はチャート。高5.9×幅4.1×厚1.9cm。

同図-6は板状の横長剥片を素材とした石器である。背面側(6a)右位にあたかも彫刻刀形石器のような最終的な剥離痕が見られる。また、剥片の両側辺にもスクレイパーのような細かな二次加工も観察される。剥片の打面と末端部には自然面が残存し、階段状剥離となっていることから、素材は板状の礫のようなものから剥離されたものと推定される。腹面側中央部(6b)の末端側に打面と逆方向の小さな打点が観察され、両極剥離を用いた可能性が高い。石材はチャート。高6.1cm×幅6.6cm×厚3.6cm。

同図-7は小形の剥片末端に二次加工されたスクレイパーである。外彎を呈する刃部は腹面側(b)に薄く浅い。二次加工が奥まで入らない。剥片基部側には自然面を残した厚みのある平坦な打面である。素材は両側辺に自然面を残す。腹面(7b)はバルブの発達がなく、平滑である。石材はチャート。高3.2×幅2.8×厚1.2cm。

同図-8は剥片の末端部に二次加工したエンド・スクレイパーである。先端部を腹面側(8b)から断ち切るように急な調整加工がほどこされている。基部側は一枚の平坦打面を残す。打面(8b)、背面側(8a)は自然面である。剥離の初期段階の剥片が石器に利用されている。石材はチャート。高5.3×幅3.8×厚2.3cm。

同図-9は縦長の板状剥片。両側辺に自然面を残す。平坦打面。背面(9a)は一枚の上位から剥離痕が観察される。



第9図 星野遺跡 下部文化層群 (第8文化層)

同形の剥片が連続剥離されたのであろう。腹面側(9b)末端部にも打撃痕があり、台石による「反発力」と推定され、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。長さ6.6×幅3.8×厚さ1.6cm。

同図-10は台形を呈する剥片。二枚の剥離面をもつ打面。背面側(10a)は一枚の上位からの剥離面と自然面である。末端部に平滑な節理面を残す。初期段階の剥片であろう。腹面側の末端部がフェザーエンドになり、打撃痕が観察される。台石による「反発力」と推定され、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高5.2×幅4.2×厚2.0cm。

同図-11は五角形を呈する板状の剥片。打面と末端部に自然面を残す。背面(11a)は二枚の横位からの剥離面によって構成される。上・下両側面に自然面をもつ板状の礫から剥離された剥片であろう。右側横位の剥離面に細かな剥離痕が観察される。風化度は同じである。腹面側(11b)の末端部がフェザーエンドになり、打撃痕が観察された。台石による「反発力」と推定され、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高4.5×幅3.2×厚1.4cm。

同図-12はやや正方形を呈する剥片。背面と打面の区別が難しい。おそらく背面側(12a)に線状の打面が残されているのだろう。背面(12a)は二枚の横位からの剥離面がみられる。おそらく腹面側(12b)は打撃が強かったためバルブが失われ、高まりも無く、凹んでしまっている。末端部はアンドリュウションをおこしている。腹面側(12b)末端部には小さい逆方向の細かな剥離痕があり、台石から「反発力」によるものと推定される「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高6.0×幅4.8×厚1.7cm。

同図-13はやや五角形を呈した薄い板状の剥片。背面(13a)には一枚の上位から剥離痕がみられ、打面と末端部に自然面を残す。両側面に自然面をもつ板状の礫から剥離された剥片であろう。腹面(13b)末端部には打撃痕があり、台石から「反発力」によるものと推定され、「両極剥離」を用いた可能性が高い。高5.1×幅4.1×厚1.0cm。

同図-14は形状が直方体を呈する石核である。石核の作業面(14a)は一枚の大きな縦長剥片類を剥離した痕跡がみられる。剥片は平坦な自然面から剥離されている。末端部にも小さい逆方向の剥離痕を有することから「両極剥離」を用いた可能性が高い。裏面側は(14b)平滑な自然面に明瞭な稜線がみられることから、素材が角礫と推定される。石材はチャート。高7.8×幅4.6×厚3.1cm。

【第7文化層】：第10図(10～14)

第2次発掘調査の際に第3地点Dトレンチからチャート製石器10点が出土した。第7文化層である。第4次調査では第3地点Eトレンチの発掘区でVIII g層(第20層)はVIII g-1・2層さらに細分された。ここでは第2次調査の石器について検討する。

第9図-10はEトレンチで発見された横長の板状剥片を素材としたスクレイパーである。

二側辺を加工した尖頭部を製作している。腹面側(10b)二次加工によって打撃痕が失われているが、打面と逆方向の小さな収斂するひげ状のフィッシャーが残されている。台石からの「反発力」によるものと推定される。「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高5.6×幅5.7×厚2.7cm。

同図-11はDトレンチで発見された不整な台形を呈するスクレイパーである。腹面側(11a)は左側面に粗い鋸歯状の剥離、上位(11b)に直線状の細かな調整痕で形成された二側辺加工の尖頭スクレイパーである。尖頭部の二側辺が錯向剥離によって加工されている。なお、ポジティブな剥離面(11a)の末端部が粗い鋸歯状の剥離痕によって失われているため「両極剥離」を用いたかどうか不明である。石材はチャート。(星野2:第42図版-6)

同図-12はEトレンチで発見された小型横長剥片を素材としたスクレイパーである。背面側(12a)の右側面に調整加工し、尖頭部を製作している。腹面側(12b)二枚の剥離面で構成した調整打面がみられる。末端縁に小さな剥離痕跡や打面と逆方向の収斂するひげ状のフィッシャーも看取でき、「両極剥離技術」が用いられた可能性が高い。石材はチャート。高2.7×幅3.1×厚0.8cm。

同図-13は第3地点Dトレンチで発見された二側辺を加工する尖頭スクレイパーである。背面側(13a)には、収斂する尖頭部の両側辺が緩やかに外彎する。腹面側(13b)縁辺にも浅く小さい剥離痕が並び、左側には平坦な打面が残る。断面(13c)が分厚い。その末端部にもわずかに打点と逆方向の小さい剥離痕が観察される。これが台石からの「反発力」によるものと推定される。「両極剥離技術」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高3.3×幅3.4×厚1.1cm。

同図-14はEトレンチで発見された二側辺を加工する尖頭スクレイパーである。両面側に自然面を多く残している。断面(14c)が分厚い。「両極剥離技術」は不明。石材はチャート。高9.7×幅6.6×厚3.6cm。

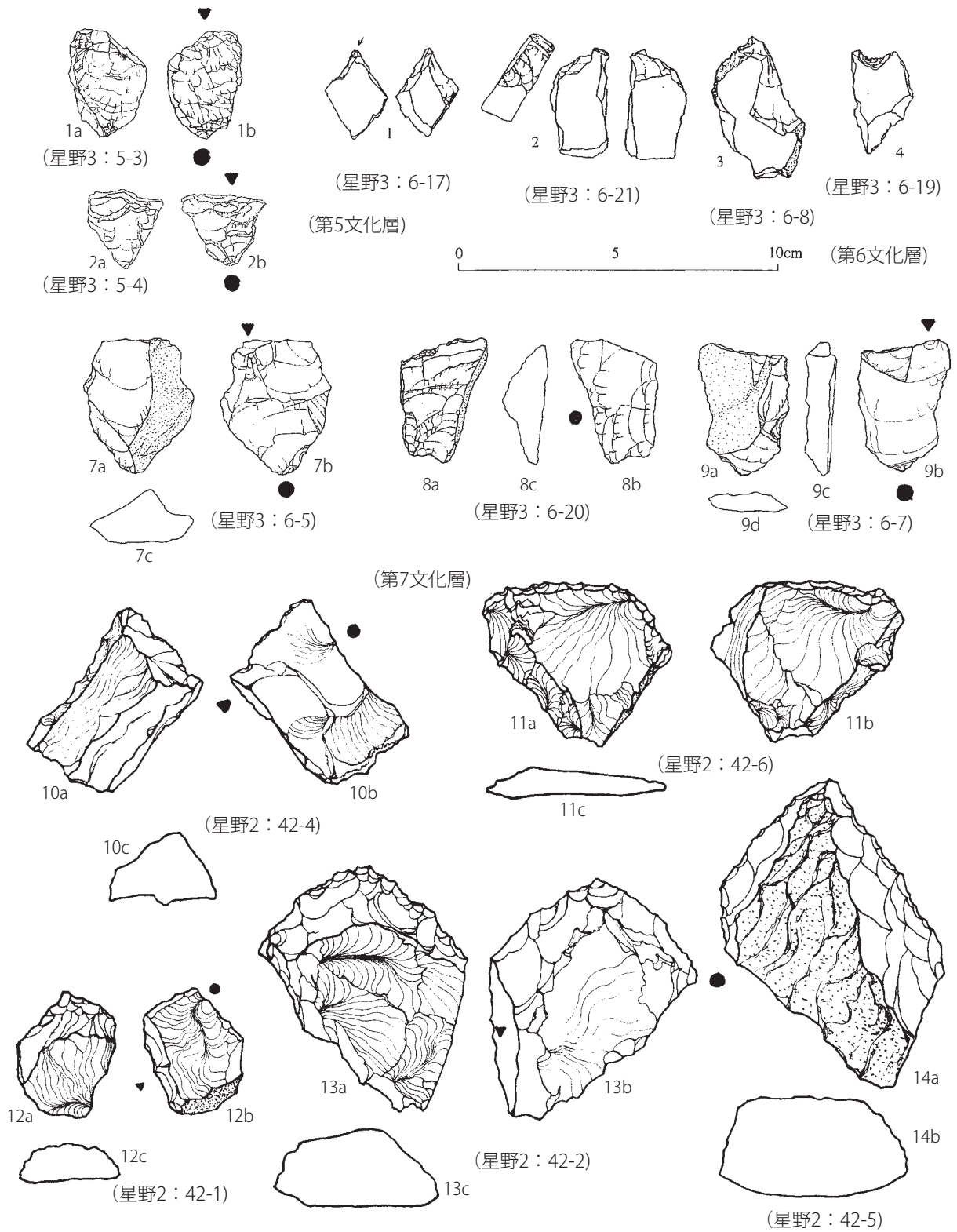
【第6文化層】：第10図(3～9)

第18層の褐色ローム層は行川軽石層直下であり、石器36点が出土した。

同図-3は小形の剥片を素材とした彫刻刀形石器である。腹面(3a)側は平坦であり、末端部に打撃痕がわずかにみられ、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高2.7×幅1.9×厚0.6cm。

同図-4は小形の縦長剥片を素材としたスクレイパーである。末端部(4c)にやや急峻な二次加工が施されている。腹面側は両極剥離を用いたかどうか不明である。石材はチャート。高3.3×幅1.5×厚1.0cm。

同図-5は縦長剥片の背面側に同時割れによる剥離痕が観察される。上下両端が階段状剥離となっている。クサビのような剥片と考えられる。両極剥離を用いた可能性が高い。石材はチャート。高4.6×幅2.5×厚1.0cm。



第10図 星野遺跡 下部文化層群 (第5~8文化層)

同図-6は小形剥片の片面に急斜度の細かな剥離を施したノッチである。上部腹面側は両極剥離を用いたどうか不明である。高3.1×幅1.8×厚0.9cm。

同図-7は形状が先細りを呈した縦長剥片。平坦打面。背面側(7a)は左位に二枚の上位からの剥離痕が観察され、右側面に自然面が残されている。腹面側(7b)には左上位に平坦な打面と打点が見られる。打面直下にもバルブアスカーが観察される。下位の末端部には逆方向の剥離痕が見られ、中央部付近で打面と末端部からの波状打撃痕は消滅している。両極剥離を用いた可能性が高い。高4.3×幅3.1×厚1.6cm。

同図-8は横長剥片の斜行した末端縁に細かな二次加工されたスクレイパーである。

背面側(8a)には一枚のネガティブな剥離面を残す。打面側は切断により調整されている。切断や折りとりを利用する加工法を巧みに使用した石器と推定される。素材となった板状剥片の末端部は階段状剥離となり、自然面が残っている。腹面側(8b)は平滑であり、末端部に台石からの「反発力」打撃痕がわずかにみられ、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高4.2×幅2.5×厚1.1cm。

同図-9は縦長剥片の右側面に細かな二次加工されたスクレイパーである。背面(9a)は二枚の上位から剥離痕が観察される。左側面に自然面を残す。腹面側(9b)線状の打面の右位直下に打撃痕、バルブアスカーがある。右側のバルブは薄く平坦である。下位の末端部にも逆方向の小さい剥離痕があり、「両極剥離」を用いた可能性が高い。石材はチャート。高4.0×幅3.1×厚0.7cm。

【第5文化層】：第10図(1・2)

第14層の褐色ローム層からは石器6点が出土した。第5文化層である。

第9図-1は打面側に最大幅がある小形の剥片。腹面側(1b)上位には線状の打面があり、その中央頂部に打点が見られる。下位末端部に逆方向の剥離痕もみられる。両極剥離を用いた可能性が高い。背面側(1a)は上部に数枚の剥離面を構成する調整打面が見られる。比較的大きな平坦面を叩いている。先の背面側剥離痕から推定すると、両極剥離を連続して用いた可能性が高い。石材はチャート。高3.5cm×幅2.7cm×厚1.2cm。

同図-2は打面側に最大幅がある逆三角形の極小形の剥片。腹面側(2b)には平坦打面より叩かれた比較的大きなバルブと、末端部に逆からの小さな剥離痕が観察される。それぞれ打面と末端部からの波状打撃痕が衝突したためか、中央部付近で消滅している。両極剥離を用いた可能性が高い。背面側(2a)は一枚の下位からの剥離痕が観察される。石材はチャート。高2.5cm×幅2.9cm×厚0.7cm。

c) 後期旧石器時代：星野上部文化層群(第4文化層)(第11図-1～16)

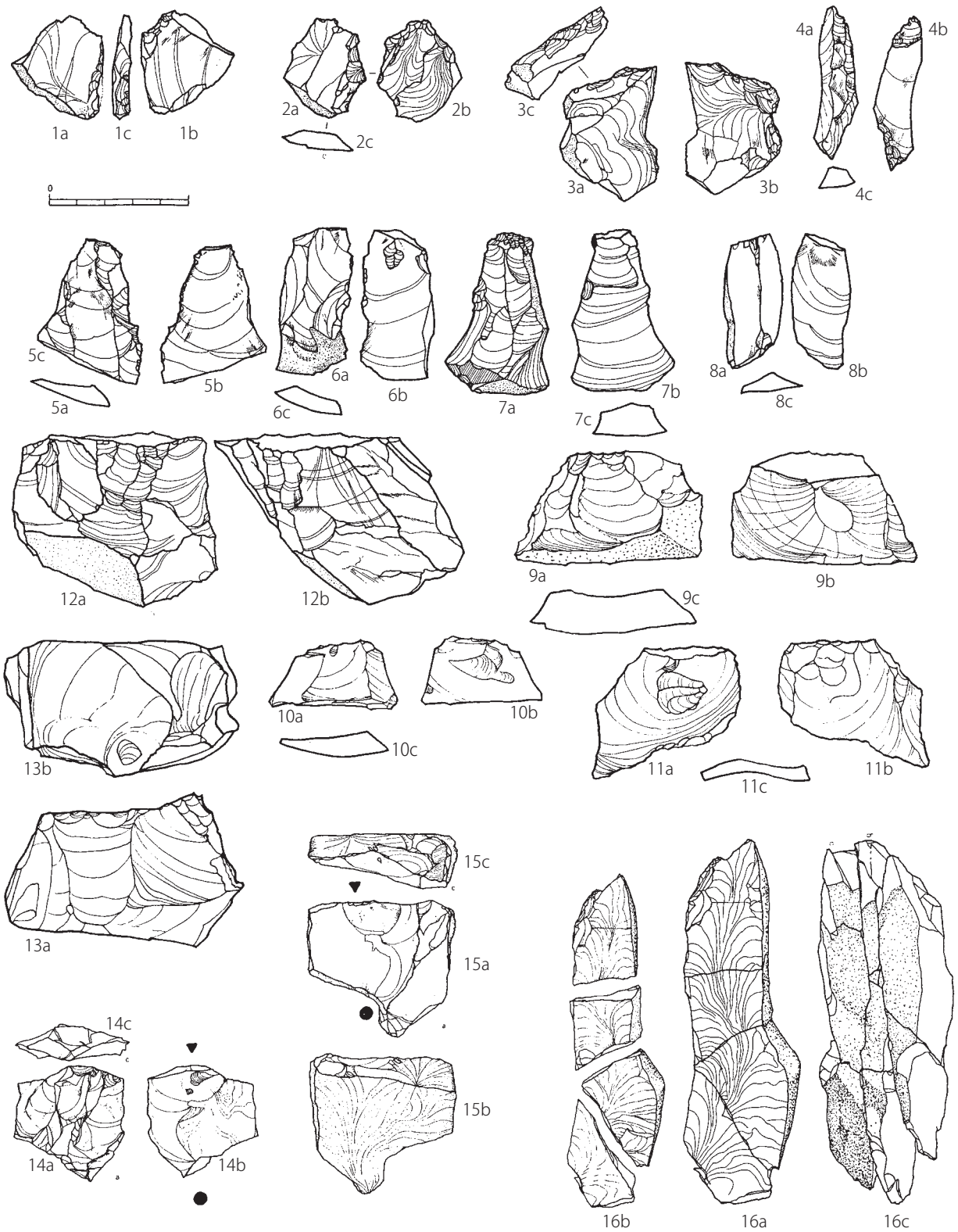
第3次調査報告書では、第3地点におけるC・D・Eトレ

ンチで出土した第10層の黒ずんだ褐色ローム層から石器類76点が星野遺跡第4文化層として報告された(芹沢1968、芹沢編1970)。北関東地方の「黒色帯」に相当し、上部で始良Tn火山灰(AT)が検出された。第4文化層は三つの石器製作技術の特徴をもつ後期旧石器時代前半の石器群である。一つ目のグループは小形で台形様を呈する石器類を製作する一群(第11図-1～3)である。それらは縁辺部に細かな二次加工したものや、切断調整によって形態が整えられている。スクレイパー(同図-2)、ノッチ(同図-3)、基部を加工したナイフ形石器(同図-4)が見られる。剥片生産技術は、形状が横長や幅広(同図-9・10・11)剥片類、ポジティブ面を取り込むような剥片素材の石核類(同図-13)もみられる。二つ目のグループは単設打面の石核(同図-11)から連続剥離して縦長剥片類を生産する一群(同図-5～10)である。これらの寸詰まりな石刃は、残された打面や作業面から推定し、調整技術の未発達な石刃技法の存在が予想される。三つ目のグループは星野下部文化層群(第13～5文化層)からの伝統である両極剥離技術から生産された石器類を製作する一群である。板状剥片類の腹面側にみられる同時割れによる痕跡(同図-14b)や初期段階における素材分割や切断の際に用いられたもの(同図-16)が発見されていることから三つのグループは同時に存在していたと考えられる。これらは石材に良質な同じチャートを使用する。

d) 両極剥離の痕跡をもつ旧石器群の特徴

(i) 石器製作技術：星野遺跡第3地点におけるEトレンチでは、下部文化群から上部文化群層群まで「両極剥離」と「手持ち自由剥離」の二つの石割技術がみられた。

「両極剥離」による石割りは、剥片類の腹面側に打面からのリング、バルブ、フィッシャー等が見られるが、末端部にも逆方向からの小さなバルブやリングを観察することができる。剥片類の長幅比は1:1の関係にあるものが多く、形状が不整な四辺形を呈し、これらは分厚く、幅も大きい。腹面側はコンケイブ、コンベックスの度合いが通常の剥離方法に比べて小さく、アンジュレーション(うねり)の出現率も低いので全体的に見れば平坦である。打角は90-94度に集中する。打面付近のバルブ(bulb)はデーフィズバルブ(diffused bulb)がセーリアントバルブ(salient bulb)よりも多い。打面は一枚の平坦な剥離面をもつ剥片類、上下両端にダメージを有して線状に潰れ縦断面がクサビのような形状を呈する剥片類、両端からの力が消滅し中央部付近で打撃方向を見失う剥片類が多くみられる。おそらく、これらの剥片類は末端部が台石からの反発による衝撃力が生じたため、割れの力が末端まで到達せずに、打撃の際に階段状や蝶番状になりやすかったものではないかと推定される。したがって、「両極剥離」と「手持ち自由剥離」による石割りの違いは、末端部の逆方向からの小さなバルブやリングが観察の有無が有効なるのではなからうか。この他



第11図 星野遺跡 上部文化層群 (第4文化層)

に中央部の上下に直線的な峰状の盛り上がりができる剥片類もみられる。

(ii) **剥片生産技術**: 板状・羊羹状のチャート製原石や角の取れた楕円形礫が選択されている。剥離進行する面を表・裏二面に限定する石核や、打面が一ヶ所に固定し、作業面が複数面みられる石核等がある。この他にも打面と作業面を頻りに移動する石核がある。調整石核は出土していない。作出された剥片類の特徴は三角形、長方形、台形を呈し、不揃いな形状を呈する。打面は厚さがあり、幅も大きく、平坦な剥離面が自然面である。打面、背面末端部と両側辺に自然面を残す板状の剥片が多い。チャート製原石の層理方向を巧みに利用した剥片生産技術といえよう。また、打面や背面末端部と両側辺に自然面を残す剥片類が多く、打面は平坦な剥離面が自然面で厚さがあり、幅も大きい。一方、「両極剥離」以外に「手持ち自由剥離」による石割りされた石器も存在している。これらは剥片の腹面側に末端部より逆方向の小さなバルブやリングが観察できず、フェザーとなるものが多い。打面は厚さや幅も大きく、一枚平坦な剥離面が自然面を残す。背面側の末端部や両側辺は自然面を残す板状剥片もみられる。大きい打面が特徴的である。剥離された剥片類の形状は三角形、長方形、台形を呈する不揃いなものが多い。

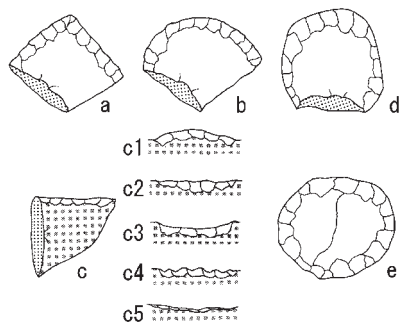
(iii) **二次加工技術**: 縁辺部の加工は剥片の周辺部に調整され、器体奥まで入らないのが星野遺跡下部文化層群の特徴である。第12図に素材の縁辺に二次加工が連続して施されているものをスクレイパーとし、石器形式と縁辺部加工の形状から分類した案を示す。礫や剥片を素材とした石器類が多く出土している。

(a) 直交する二側辺を加工し尖頭部をもつ形態。尖頭部をもつ形態は打面を側辺下部におき、尖頭部からおろした垂線と打面縁との為す角度が約45度になる「権現山」型と、錯向剥離による「錯向剥離の尖頭器」型がある。

赤城-水沼第1軽石層下位で発見される二側辺を加工し尖頭部を作成する形態に「権現山型」や「錯向剥離の尖頭器」型等の石器類(第13図)が多くみられる。これらは基部側が分厚い。また、一側縁を加工した「扇形」タイプ(第12図-b)、「馬蹄形」タイプ(同図-d)、全周縁を加工した「円盤形」タイプの形態(同図-d)等がみられ、「扇形」となる形態が比較的多く発見されている。他は僅少である。

さらに、縁辺部を加工したスクレイパー類(同図-c)は、外彎(同図-c1)、直線(同図-c2)、内彎(同図-c3)、鋸歯状(同図-c4)、微細加工(同図-c5)に分類可能であるが、定型的なタイプは少なく、不揃いである。星野下部文化層群には、チョッパー、スクレイパー類を主体とする石器群と考えられるが、それ以外に彫刻刀形石器、切り出しナイフに類似する石器、台形様石器、錐形石器等が多量に発見されているが、分析が進んでおらず不明である(芹沢1982)。なお、第3文化層で出土した両面加工石器が発見されたが二次堆積に

よるものと判断され、時期は不明である。



第12図 スクレイパーの分類

(iv) **石器組成**: 赤城-鹿沼軽石層下位から出土した星野下部文化層群には、ナイフ、切り出しナイフに類似する石器、彫刻刀形石器、錐、尖頭石器、スクレイパー、鋸歯縁石器等が組成する。また、大型チョッパー(6~15cmの範囲)や、小型石器類の中に極小石器(ミニチュア・トゥール)もみられた。ただし、チョッピング・トゥール、両面加工のハンドアックスのような石器類は組成していない。両面加工石器を組成せず、チョッパー、周辺部に加工した中・小型のスクレイパー類を主体とする石器群であるといえよう。「古相」の一群とした最下層第13文化層では、板状剥片を素材とし、鋭利な側縁部へ細かく二次加工を施すようなスクレイパー類(c5-細部加工)が多くみられ、打面が大きく、断面形の分厚い大・中型タイプ、縁辺部に切断や細かな調整を施した極小・小型石器類を共存する様相も確認できる。星野下部文化層群は北東アジア地域での石刃技法出現以前の古い旧石器群と共通した特徴をもつ。一方、赤城-鹿沼軽石上位にある星野上部文化層群(第4文化層)には両極剥離技術が僅かに残存し、縦長剥片を連続剥離する未発達な石刃技法の出現を看取することができる。石刃の基部側を加工するナイフ形石器、台形を呈する石器、スクレイパー、ノッチ等が組成する。小型台形を呈する石器類は縁辺部に細かな二次加工したものや切断調整によって形態を整えている。上部文化層群は両極剥離技術を基盤とした剥片生産に石刃技法が流入する日本列島後期旧石器時代初頭期の様相をもつ。

以上、星野遺跡第3地点Eトレンチから出土した珪岩製旧石器は「台石の上に原石を置き、硬い石のハンマーで直接的に叩いた際、上・下の両方向からの同時割れによる痕跡が主要剥離面側(腹面)に観察される」という両極剥離技術によって製作された特徴をもつ石器群と理解する。

4. 星野遺跡文化層群の層位的な変化と年代観

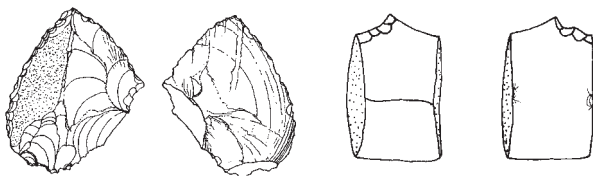
第3地点Eトレンチでは、第13層の赤城-鹿沼軽石層が前期~後期旧石器時代を分けるテフラとされ、また、第21層と第22層に顕著な不整合面がみられるとの指摘があった。

さらに、後者は北関東地方の「中部ローム層」と「下部ローム層」に相当する境界とも考えられた(新井 1971、芹沢 2003)。ここでは、「三色パミス」(第 24・25・26 層)を挟んで下位の第 13 文化層(第 29 層)とその上位から出土した第 9 文化層(第 22 層)の石器群を〈古相〉グループとする。そして、「不整合面」上位の灰色ローム層(第 21 層)から赤城-鹿沼黄色軽石層(第 13 層)直下の褐色ローム層(第 14 層)間で発見された星野下部文化層の石器群(第 8・7・6・5 文化層)を〈新相〉グループとする。また、黒ずんだ褐色ローム層(第 10 層)から出土した星野上部文化層石器群(第 4 文化層)のグループを後期旧石器時代とする(芹沢編 1970)。北関東地方ではこの層が「黒色帯」に相当し、上部に始良 Tn 火山灰(AT)が発見されるという。

星野遺跡では、赤城-鹿沼軽石層下位で発見された前期旧石器時代の石器群を〈古相〉と〈新相〉に、そして後期旧石器時代石器群を含め三段階に分けて検討する。旧石器時代前期から後期へ石器製作上の相違については、以下のようなことが指摘できよう。

①下部文化層群から上部文化層群まで両極剥離技術と手持ち自由剥離で製作された珪岩製旧石器の存在することが確認できる。しかし、上部文化層には「両極剥離技術」と「石刃技法」の共存する様相がみられ、石器製作上の大きな相違を指摘することができる。両極剥離を基盤とする剥片生産に石刃技法が導入される様相を看取することができる。

②最下層の第 13 文化層〈古相〉には、細かな二次加工を施すスクレイパー類(c5-細部加工)が多くみられる。赤城-水沼第 1 軽石層直下にある第 7・8 文化層〈新相〉以降には、二側辺を加工して尖頭部を作る形態、「権現山型」や「斜軸尖頭器」のような基部側の分厚い、形態の揃ったスクレイパー類が多くみられるようになる。



第13図 左側「権現山」型・右側「錯向剥離の尖頭器」型

③石材選択では色調の青・灰色・鉛色等を呈する良質なチャート製原石の使用が下層から上層にかけて増加する。

④星野遺跡の各文化群を海洋酸素同位体編年(MIS)に位置づけると、星野遺跡第 9～13 文化層〈古相〉は下部ローム期まで遡るステージ 5a 期に、第 5～8 文化層〈新相〉が中部ローム期のステージ 4・3 期前半、そして、AT 直下に発達する「黒色帯」中より出土した第 4 文化層(後期旧石器時代前葉)は 3 期後半に推定される。

IV. おわりに

足尾山地南麓地域にある星野遺跡は、古人類がチャート製の原石類を持ち込み、狩猟・動物解体・調理用道具類の製作や遺棄した場所だったと考えられる。遺跡では赤城-鹿沼軽石層を境に下部文化層群と上部文化層群に大きな相違がみられる。下部文化層群(第 5～13 文化層)は、チョパー(星野型)、周辺部に加工した中・小型のスクレイパー類を主体とするが、両面加工石器類を組成しない石器群である。石器製作には腹面側に上下両端からの同時割れによる打撃痕を残す剥片類が多く観察されることから、両極剥離技術が頻繁に使用されたものと推察される。この技術は、台石の上に石核を置きしかる後にハンマーストーンで直接打撃を加え剥片を剥離する方法である。同時割れした剥片類は、長方形、台形、逆台形を呈する分厚く、幅も大きい。打角は、90-94 度に集中する。腹面の打面側にはリング、バルブ、フィッシャーがみられ、末端部にも逆方向からの小さなバルブやリングが観察される。このような特徴をもつ星野遺跡下部文化層群である「珪岩製旧石器」は「両極剥離技術」によって製作されたものである。これらは北東アジア地域における石刃技法出現以前の古い前期旧石器時代まで遡る小型を主体とした石器群に類似することが予想される。一方で、上位にある AT 直下で発達する「黒色帯」中の上部文化層群(第 4 文化層)は、基部を加工したナイフ形石器、台形を呈する石器類、スクレイパー、ノッチ等を組成する。石器製作に「両極剥離技術」や「手持ち自由剥離」を用い、さらに規格性の強い縦長剥片類も生産している。このような石器群は調整技術の未発達な石刃技法の存在が確認できる後期旧石器時代前半期の様相を示している。星野遺跡では、赤城-鹿沼軽石層(Ag-UP)〈4.2ka〉を境に、両極剥離を基盤とする剥片生産に石刃技法が導入される様相を看取できよう。人類史的または文化史的にみた場合、日本列島における旧石器時代前期から後期へ大きな飛躍がみられる変革期の様相を石器製作上に確認できる貴重な遺跡と言えるよう。

註

- (1) 芹沢は赤城-鹿沼軽石の年代観を当時約 3 万年前に降下したものとしたが、本稿では 2008 年に発表された約 4.4～4.5 万年前の年代観を引用した(青木かおり・入野智久・大場忠道 2008 「鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序」『第四紀研究第 47 巻-6 pp.391-407。)
- (2) De Chafadin, P. T. & Pei, W. C. 1932 "The Lithic industry of the SYNANTHROPUS deposits in Choukoutien" *Bulletin of the Geological Society of China*, Vol. XI, No.4, 1932 pp.315-365
- (3) 小林博昭の一連の論考をあげる。
①小林博昭 1973 「バイポーラー・テクニクについて」

『考古学ジャーナル』No.78 pp.8-13。

② HIROAKI KOBAYASHI 1975 「The Experimental Study of Bipolar Flakes」『Lithic Technology Making are using Stone Tools』 pp.75～127

③ 小林博昭 1984 「バイポーラー・テクニク」『考古学ジャーナル「特集・石器製作法」No.229.』pp2-6。

- (4) 星野遺跡の資料類は、筆者が図版写真より再トレースし、図におこした。特に、「両極剥離」の痕跡に注目し、剥片・石核類の打点(▼)と台石による反打点(●)位置を明示する。再トレースにあたっては以下の報告書等を使用した。

① 芹沢長介編 1970 『星野遺跡第2・3次報告書』栃木市教育委員会 同書には、林謙作「第三章 第3地点 第4文化層の出土遺物」掲載あり、引用方法は(星野2or3: 第○○図版-○)とする。

② 月刊『考古学ジャーナル』からの引用方法は(AJ:No.503・○-○)とする。

③ 柳田俊雄 2014 「栃木県星野遺跡第8文化層出土の石器群の位置づけ」『東北大学総合学術博物館紀要』第13巻からの引用方法は(BTUM:No.13・○-○)とする。

④ Serizawa 1999 『Paleolithic Sites in Japan excavated by C. Serizawa 1949-1999』からの引用方法は(HOSHINO SITE 27-Serizawa 1999)とする。なお、①～④は図版中に挿入した。

引用文献

- 新井房夫 1971 「関東ロームと石器包含層 - とくに前期旧石器文化層の諸問題 -」『第四紀研究』第10巻第4号 pp.317-391-407
- 青木さおり・入野智久・大場忠道 2008 「鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序」『第四紀研究』第47巻 第6号 pp.391-407
- 井関弘太郎 1968 地学篇 - 「加生沢遺跡成立時代に関する地学的考察」『愛知県加生沢旧石器時代遺跡』pp.47-51。
- 井関弘太郎 1977 「II 多治見市西坂遺跡の形成期に関する地学的考察」『西坂A地点(第1次)発掘調査報告書』pp.6-11。
- 岡村道雄 1976 「北関東における二石器群」『野州史学』第3号 野州史学 pp.1-12。
- 鎌田俊昭 2019 「日本列島における前期旧石器時代研究の方向性 - 日本前期旧石器時代研究はどこに行くのか?」『みちのくの考古学』50周年記念誌 pp.1-20。
- 佐久間光平 2022 年 「宮城県および東北地方の後期旧石器時代前半期石器群の検討」『宮城考古学』第24号 pp.151-168
- 鈴木毅彦 1990 「テフロクロロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史」『地学雑誌』第99巻2号 pp.60-75。
- 鈴木毅彦 2012 「北関東・東北地方南部のテフロクロロジー：現状と展望」『第四紀研究』(The Quaternary Research) 第51巻2号 pp. 65-78
- 芹沢長介 1965 「大分県早水台遺跡における前期旧石器の研究」『日本文化研究所研究報告』1 東北大学日本文化研究所 pp.1-119。
- 芹沢長介編 1966 『星野遺跡第一次報告書』栃木市教育委員会
- 芹沢長介編 1968 『星野遺跡第二次報告書』栃木市教育委員会

芹沢長介編 1970 『星野遺跡第三次報告書』栃木市教育委員会 同書中の林謙作「第三章 第3地点第4文化層の出土遺物」を含む (pp.55-87)。

芹沢長介・小林博昭・岡村道雄・戸田正勝 1974 「栃木市星野遺跡の第4次調査」『月刊 考古学ジャーナル』No.90号 pp.10-14。ニュー・サイエンス社

芹沢長介 1979 「特集旧石器文化の諸問題日本旧石器時代の編年について」『月刊 考古学ジャーナル』No.167号 pp.2-6 ニュー・サイエンス社

芹沢長介 1982 『日本旧石器文化』岩波新書

芹沢長介・中川久夫・阿久津純 1982 『栃木市史 - 史料編 自然・原始 -』栃木市史編さん委員会

芹沢長介 1986 『旧石器の知識』東京美術 考古学シリーズ

芹沢長介 1999 「前期旧石器研究の展開」『岩宿時代を遡る - 一前・中期旧石器の探究 -』笠懸野岩宿文化資料館、pp.5-16。

Serizawa 1999 『Paleolithic Sites in Japan excavated by C. Serizawa 1949-1999』Sendai, Japan (芹沢: 自費出版)

芹沢長介 2003 「特集 前期旧石器研究 40年」『月刊考古学ジャーナル No.503』pp.4-54

中村真理・齊藤恒民 2005 「栃木市星野遺跡第7次調査概報(付星野遺跡群・S地点)」『考古学III 安斎正人編』pp.135-172

柳田俊雄 2014 「栃木県星野遺跡第8文化層出土の石器群の位置づけ」『東北大学総合学術博物館紀要』第13巻 pp.3-30。

柳田俊雄・阿子島 2015 「群馬県鶴ヶ谷東遺跡発掘調査の研究報告 - 日本前期旧石器時代の研究 -」『東北大学総合学術博物館紀要』第14巻 pp.201-276。

柳田俊雄 2018 「日本列島における前期旧石器時代石器群の様相」『歴史』第131輯 pp.1-24。

柳田俊雄・梶原 洋 2018 「日本列島における「前期旧石器時代」の両極剥離 - 基盤技術への新しい研究視角 -」『九州旧石器』第22号 pp.67-86。

海外文献

- De Chafdin, P. T. & Pei, W. C. 1932 "The Lithic industry of the SYNANTHROPUS deposits in Choukoutien" *Bulletin of the Geological Society of China*, Vol. XI, No.4, 1932 pp.315-365
- 高星 2004 『周口店北京人遺址』/ 周口店北京人遺址博物館編. 高星撰文

謝辞

この小論をまとめるにあたって、古くより先験的な調査に当たられた故芹沢長介先生、故齋藤恒民先生には謹んで感謝申し上げます。また、次の方々及各諸機関には大変お世話になりました。謹んで御礼申し上げます。芹沢恵子氏、横山英介氏、小林博昭氏、酒巻孝光氏、梶原洋氏、鎌田俊昭氏、鹿又喜隆氏、洪恵媛氏、越川泰直氏、木村等氏、佐久間光平氏、傳田惠隆氏、東北大学総合学術博物館、東北大学大学院文学研究科考古学研究室、栃木市教育委員会、星野遺跡記念館

Research on the Prof. Chosuke Serizawa Collection from the First Term Excavation at the Araya Site in Niigata Prefecture

Yoshitaka KANOMATA*, Yunxiao ZHAO**, Yaroslava R. AFANASEVA***

*Tohoku University, Sendai, Japan

**Shanxi University, Taiyuan, Shanxi Province, China

***Moscow State University, Moscow Russia

Abstract: The Araya site in Niigata Prefecture is the first location on Honshu where a microblade industry with northern origins was identified. It is now designated a National Historic Site. The initial 1958 excavation uncovered many Araya-type burins, which are also found in Hokkaido, establishing the site as a reference point for this industry. Araya-type burins were distributed in Sakhalin and other regions of Northeast Asia. However, the report from the first excavation phase at Araya has not been published, so the complete details remain unknown. Notably, materials held by the late Professor emeritus Chosuke Serizawa were not disclosed or exhibited until their deposit at Tohoku University. This paper presents the full details of artifacts from the first excavation phase at Araya, as preserved in the Serizawa Collection. These findings provide reference materials and support various analyses of materials from the second and third excavations, enabling a comprehensive evaluation of the Araya site.

1. Introduction

The Araya site in Niigata Prefecture was discovered in 1957, and Prof. Chosuke Serizawa conducted the first excavation in 1958. The site is in Kawaguchi Town, Kitauonuma District, Niigata Prefecture (now Nagaoka City) at 37 degrees 16 seconds north latitude and 138 degrees 52 seconds east longitude. It lies on a river terrace between the Uono River and the Shinano River (Fig. 1-1), about 15 m above the current riverbed. The excavation recovered about 400 stone tools called "Araya-type burins," characterized by a burin facet removed from the left shoulder after secondary processing along the entire dorsal and lateral edges. At that time, this burin type had only been found in Hokkaido, indicating a northern origin (Serizawa 1959).

Excavations at the Araya site in 1988 and 1989 uncovered 24 features, including one pit dwelling-like structure, two burnt earth pits, and one pit approximately 1 meter deep (Fig. 1-2) (Serizawa and Suto, eds., 2003). Researchers excavated 92,451 lithic artifacts, including 5,590 microblades, 626 burins, 8,365 burin spalls, and 11 microblade cores. Large quantities of charcoal were also found. Radiocarbon dates from the charcoal ranged from $13,690 \pm 80$ BP to $14,250 \pm 105$ BP (N = 15), confirming that the site dates to the end of the Pleistocene, at the end of the

Late Paleolithic period. The Yubetsu and Horoka techniques used to manufacture the microblades are recognized as having northern origins.

In 2002, the Kawaguchi Town Board of Education conducted a survey of the Araya site and found that artifacts were distributed over an area of 200 square meters (Sawada and Toumi 2002). Because of its significance, the site was designated a National Historic Site in 2004.

The Araya site contains one of the largest collections of northern-origin microblade industry in Honshu, but only part of the first excavation materials has been published (Serizawa 1959; Iida and Anbiru 2014). The first excavation materials serve as references for the Araya-type burin, which includes three main types (Serizawa 1959). Microblades from the site also show distinctive secondary processing. However, because the specific details of these processing methods are unclear, the validity of the classification criteria cannot be assessed. A reevaluation of these materials from a contemporary perspective is needed, using comparisons with later accumulated materials. To address these issues, this paper presents an overview of the Chosuke Serizawa Collection, which consists of materials from the first excavation of the Araya site and is housed at Tohoku University.

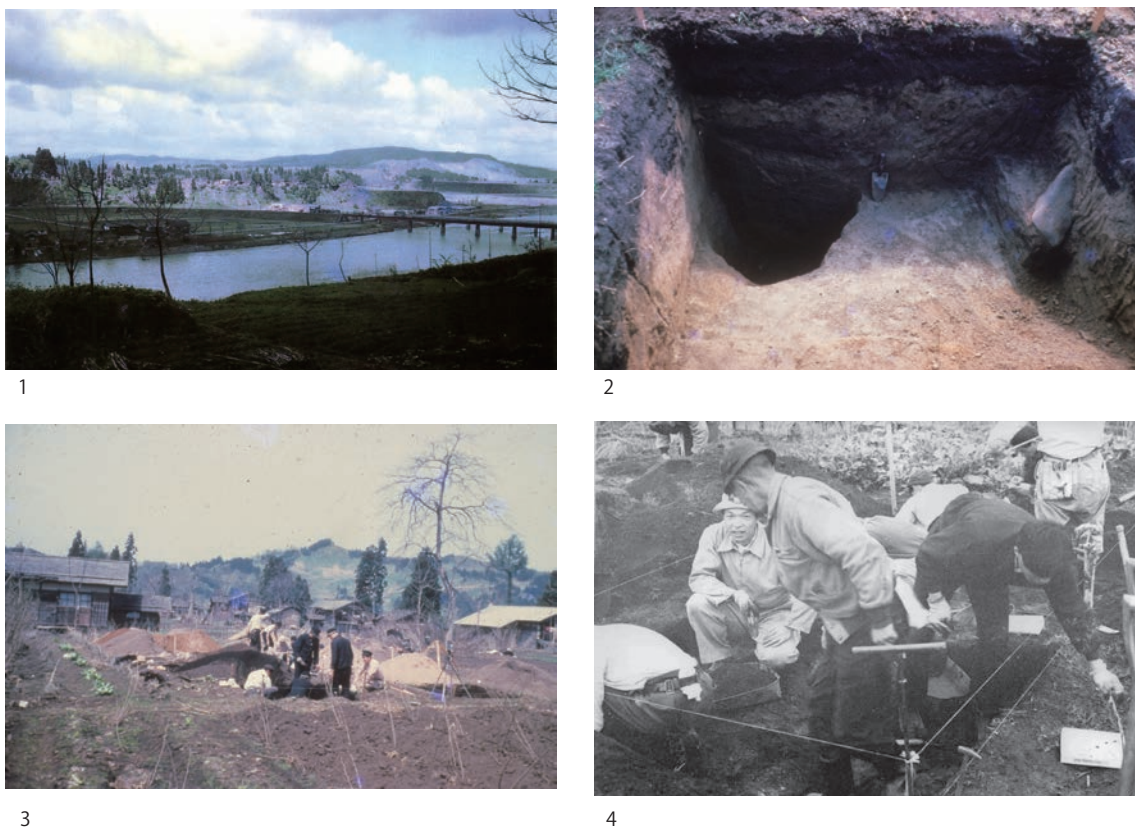


Fig.1 Photos of the first term excavation at the Araya site in 1958.
 図1 荒屋遺跡第1次発掘調査（1958年）の写真

2. First term excavation materials: Contents of the Serizawa collection

The collection consists of 92 microblades, 2 microblade cores, 2 first spalls, 15 burins, 1 burin blank, 1 drill, 2 end scrapers, and 1 end blade, totaling 116 items (Tab. 1). All lithic artifacts are made of siliceous shale. Because the collection does not include flakes or fragments, researchers believe that only the main types of implements were selected.

3. Microblade production techniques and stone tool shape

Two microblade production techniques have been identified at the Araya site (Tab. 2). The first is the Horoka

technique. Specimen No. 1504 (Figs. 2, 7) has a weathered platform and a weathered surface on the opposite side, indicating that the blank was likely a cobble or flake with multiple weathered surfaces. The opposite side of the platform (the bottom of the boat) was first peeled and shaped, followed by fine processing of the platform's side edges to match the boat shape. A microblade-removal surface was then created at one end, allowing for microblade production. The angle between the platform and the microblade-removal surface is 85 degrees.

The second technique is the Yubetsu technique, confirmed by the presence of two first spalls. At the Araya site, the main peeling surface is often angled relative to the final platform, as seen in first spall No. 1221 (Figs. 2, 8). Specimen No. 1501 (Figs. 2, 7) is a Sakkotsu type microblade core produced using the Yubetsu technique, possibly made from

Tab.1 Lithic assemblage of Serizawa collection at the Araya site
 表1 荒屋遺跡（芹沢コレクション）の石器組成

器種 tool type	細石刃 microblade	細石刃核 microblade core	ファーストスパール first spall	彫刻刀形石器 burin	エンドスクレイパー end scraper	彫刻刀母型 burin blank	ドリル drill	エンドブレード end blade	総計 total
点数 number	92	2	2	15	2	1	1	1	116

Tab.2 Attributes of microblade cores and spalls
表2 細石刃核とスポールの属性

遺物番号 artifact no.	器種 tool type	部位 remaining parts	長さ length (mm)	幅 width (mm)	厚さ thickness (mm)	重さ weight (g)
1501	MC	完形	57.7	23.2	27.2	38.36
1504	MC	完形	84.3	25.9	29.8	62.56
1221	FS	中間部	67.5	14.5	27.2	21.65
1678	FS	基部	88.3	16.2	28.0	30.49

a first spall. This reuse of first spalls is also characteristic of the Araya site. The microblade core was shaped on both sides by processing from the bottom edge, with detailed shaping on only one side from the platform to achieve a boat shape. A microblade-removal surface is present at one end, and the angle between the top surface and the microblade-removal surface is 75 degrees.

Of the microblades in the Serizawa collection, 67.4% (62 pieces) are intact, indicating that intact microblades were selected and extracted (Tab. 4, Figs. 5, 6, 11, 12). Intact

microblades average 25.07 mm in length, 5.88 mm in width, 1.4 mm in thickness, and 0.25 g in weight. In comparison, microblades from the second and third excavations average 19.8 mm in length, 5.6 mm in width, 1.1 mm in thickness, and 0.17 g in weight, showing that larger microblades were extracted during the first excavation.

Additionally, 57.6% (53 pieces) of the Serizawa collection microblades have secondary processing. Of these, 30.4% (28 pieces) have secondary processing on the right edge of the dorsal surface and the tip of the right edge of the ventral surface (Type A in Serizawa and Suto eds. 2003), while 17.4% (16 pieces) have secondary processing only on the right edge of the dorsal surface (Type B). In the second and third excavation materials, 33.4% of microblades have secondary processing, with 7.1% as Type A (24% of which have only the tip processed) and 16.9% as Type B. These results indicate that the Serizawa collection microblades were selected for secondary processing, with Type A being the most common.

Slightly elongated flakes served as tool blanks, with dorsal surfaces removed from all four sides (Tab. 3, Figs. 3, 4, 8, 9).

Tab.3 Attributes of lithic tools
表3 トウールの属性

遺物番号 artifact no.	器種 tool type	部位 remaining parts	長さ length (mm)	幅 width (mm)	厚さ thickn ess (mm)	重さ weight (g)	二次加工類型 retouch type	刃角 edge angle	刃部 utilized edge	ポリッシュ タイプ polish type	線状痕 striation
7	BR	完形 intact	41.0	25.2	3.9	6.90	1A	109	FV	D1	直交 vertical
261	BR	完形 intact	47.8	21.9	7.2	7.36	1A	106	FV	D1	直交 vertical
283	BR	完形 intact	49.6	26.0	4.7	8.27	1A	90	FV	D1→E2	直交 vertical
1195	BR	完形 intact	50.6	24.9	5.7	6.53	2B	128	FV	E2	直交 vertical
1205	BR	完形 intact	47.7	20.3	3.2	4.19	2A	70	FV	D1F1	斜行 diagonal
1377	BR	完形 intact	42.8	25.2	5.1	6.44	1A	70	FV	E2	直交 vertical
1481	BR	完形 intact	37.4	22.3	4.3	5.63	1A	107	-	-	-
1491	BR	完形 intact	51.2	26.4	7.1	8.45	2A	56	FV	D1	平行 parallel
1623	BR	完形 intact	55.6	22.5	5.1	6.47	2A	121	FV	E2	直交 vertical
1637	BR	完形 intact	39.2	21.8	4.0	3.53	2A	92	-	-	-
1685	BR	完形 intact	39.0	22.0	7.4	6.50	2A	78	FV	不明 unclear	直交 vertical
1714	BR	完形 intact	52.0	24.4	7.3	10.24	2A	116	FV	D1	直交 vertical
292	BR	基部欠 base missing	34.0	34.4	4.5	7.21	3	88	FV	D2	不明 unclear
1373	BR	基部欠 base missing	25.1	23.6	6.8	4.08	3	119	-	-	-
670	BR	先端欠 tip missing	49.3	26.1	3.5	4.09	2A	-	-	-	-
BRP1	BR-P	完形 intact	58.4	20.6	4.1	5.23	-	-	-	-	-
DR1	DR	完形 intact	41.7	11.6	3.6	2.59	-	-	DT	D1 or B	不明 unclear
302	EB	完形 intact	24.5	11.4	2.4	0.53	-	-	VT	D1?	-
673	ES	完形 intact	52.9	28.5	6.9	12.62	-	57	DD	不明 unclear	直交 vertical
1383	ES	基部欠 base missing	38.1	29.2	5.3	6.06	Kakuniyama	69	SE	不明 unclear	直交 vertical

BR=burin, 彫刻刀形石器
ES=end scraper, エンドスクレイパー
DR=Drill, ドリル
ED=end blade, エンドブレード

FV=the edge between burin facet and ventral surface
VT=tip of ventral surface
DT=tip of dorsal surface
SE=side edge
DD=distal end of dorsal surface

This suggests that the flakes were primarily produced during the bifacial removal process. Burins are the only stone tools found in significant numbers. Complete burins average 46.2 mm in length, 23.6 mm in width, 5.4 mm in thickness, and 6.7 g in weight. The average angle between the burin facet and the ventral surface, measured near the center, is 96.4 degrees. For secondary processing, Type 2A (Serizawa and Suto eds. 2003) is most common, accounting for 46.7% (7 items), followed by Type 1A at 33.3% (5 items), Type 3 at 13.3% (2 items), and Type 2B at 6.7% (1 item). Among artifacts from the second and third excavations, Type 1A accounts for 58.1%, Type 2A for 3.5%, and Type 3 for 0.6%, indicating that the Serizawa Collection contains a higher proportion of Types 2A and 3. Because Type 2A in this paper refers to the second form established by Serizawa, and Type 3 refers to the third form established by Serizawa (1959), it is likely that this collection was used as the standard for defining the characteristic types of Araya burins.

There are two end scrapers (Figs. 4, 8), both of which show secondary processing around the entire circumference of their dorsal surfaces. The secondary processing at the end of the dorsal surface extends further inward, and the average cutting angle between the secondary processing and the ventral surface is 63 degrees. One scraper is a "Kakuniyama-type end scraper" (Kato 1970). Although few end scrapers have been found and not all have been identified, the presence of this tool indicates that Kakuniyama-type end scrapers were already present in materials from the first excavation of the Araya site.

4. Use-wear analysis of lithic tools

(1) Method

Use-wear analysis was conducted with an Olympus BX51M metallurgical microscope using epi-illumination at 100x, 200x, and 500x magnifications. The analyzed objects were made of shale. Use-wear polish was classified according to criteria established by the Tohoku University Use-wear Research Team (Kajiwara and Akoshima 1981) and the author's use-wear overlap experiments (Kanomata 2002). Striation direction was recorded as "parallel, oblique, or vertical" based on inclination relative to adjacent edges. Microscopic photographs were captured with a USB camera.

(2) Burins

Use traces on burins are primarily found on the edge formed by the burin facet and the ventral surface. In this context, "the blade" refers to this specific edge.

The blade of No. 7 shows a D1-type polish with visible vertical striations (Figs. 13-1, 13-2). The right edge of the ventral surface displays greasy and patchy sheens; however, significant post-depositional surface changes make it difficult to determine if these are use-wear traces.

No. 261 also has a D1-type polish and vertical striations on the blade (Figs. 13-3, 13-4). The blade of No. 283 exhibits a D1-type polish and vertical striations (Fig. 13-8), while the facet and upper edge of the ventral surface show E2-type polish and orthogonal striations, which appear to remove the polish (Figs. 13-5–13-7). It is believed that after carving bone or antler with the blade, dry hide was scraped near the secondary processing edge at the upper end.

E2-type polish and vertical striations can be seen on the blade of No. 1377 (Figs. 13-9, 13-10).

No. 1205 shows a strong embedded luster overall, with small glossy areas visible on the blade and tip, corresponding to the D1-type (Fig. 14-1). The striations run obliquely to the edge (Fig. 14-2). A polish identified as F1-type is also present on the tip of the burin facet (Fig. 14-3). These use traces indicate that the burin was used to carve bone or antler. The luster is limited in size and distributed along the edge, suggesting that the burin facet was renewed through blade regeneration. Wear along the ridges of the adjustment retouch area varies, with the right ridge showing more wear than the left. These observations suggest that No. 1205 was likely held with the right half in the hand, and the difference in wear may result from contact with the fingers during use.

No. 1373 shows no clear use-wear. Wear is present in the middle of the dorsal ridge, and diagonal striations are visible (Fig. 14-4).

No. 1623 exhibits strong PDSM (post depositional surface modification) overall. The blade is heavily worn, with E2-type polish at the tip (Fig. 14-5). Striations perpendicular to the edge are also present (Fig. 14-6). These use traces indicate that it was used for scraping dry hide. The dorsal main ridge shows developed wear near the base, but no traces associated with patterning are observed.

No. 1685 also has strong PDSM overall. Microscopic examination shows that the blade is relatively sharp, with small areas of possible use polish along the edge, but the polish type cannot be identified (Fig. 14-7). Striations perpendicular to the edge are present at the tip of the ventral surface (Fig. 14-8). Wear is visible on the dorsal ridge, but there is no evidence of patterning or other activities.

No. 292 shows an E2-type polish and striations running perpendicular to the edge (Fig. 14-9). Microblading is also present on the blade (Fig. 14-10). These use traces indicate that the blade was used for dry hide scraping.

No. 1195 displays a polish along the blade that appears to be E2-type (Fig. 15-1), with striations perpendicular to the edge (Fig. 15-2). Wear traces and microflaking are visible on the dorsal ridge, but no evidence reliably links these to handle attachment.

No. 1491 has modern cracks visible in the center of the blade. A D1-type polish is observed on the ventral side (Fig.

Tab.4 Attributes of microblades

表4 細石刃の属性

遺物番号 artifact no.	器種 tool type	長さ length (mm)	幅 width (mm)	厚さ thickness (mm)	重さ weight (g)	被熱 burnt	二次加工 類型 retouch type
78	MB	18.0	4.7	1.0	0.12	0	A
86	MB	21.2	6.1	1.8	0.19	1	0
97	MB	21.8	6.3	1.7	0.32	0	0
113	MB	25.1	5.6	1.5	0.25	0	B
117	MB	24.4	6.8	1.7	0.32	0	0
119	MB	20.8	5.8	1.3	0.20	0	A
120	MB	31.6	6.7	1.7	0.46	0	Z
121	MB	29.7	5.9	1.8	0.28	0	B
122	MB	26.5	5.6	1.5	0.26	0	Z
134	MB	19.8	6.0	1.2	0.19	0	A
135	MB	23.7	6.1	1.8	0.30	0	A
139	MB	21.0	7.2	1.5	0.31	0	0
140	MB	26.2	6.0	1.5	0.24	0	0
142	MB	27.0	6.0	2.1	0.40	0	Z
143	MB	20.2	4.6	1.2	0.13	0	B
144	MB	20.6	4.8	1.2	0.15	0	B
146	MB	24.2	6.1	2.6	0.42	0	0
224	MB	27.9	7.4	1.7	0.39	1	E
339	MB	20.2	5.6	1.5	0.27	0	0
345	MB	32.5	5.0	1.4	0.34	0	Z
357	MB	29.7	6.3	1.3	0.31	0	A
358	MB	30.4	5.5	1.3	0.27	0	B
359	MB	23.3	6.4	1.4	0.21	0	B
375	MB	27.5	6.4	2.1	0.34	0	B
376	MB	3.3	6.1	1.5	0.28	0	B
377	MB	23.6	6.2	1.2	0.21	0	0
511	MB	23.0	6.0	1.6	0.31	0	0
512	MB	21.0	5.1	1.3	0.18	0	C
516	MB	29.3	6.4	1.6	0.36	0	A
520	MB	32.6	5.6	2.2	0.39	0	0
528	MB	23.2	6.3	1.1	0.23	0	A
542	MB	21.0	6.6	1.0	0.20	0	Z
543	MB	22.5	5.7	1.1	0.19	0	0
545	MB	20.2	4.0	1.2	0.11	0	A
677	MB	24.5	6.8	1.3	0.29	0	0
688	MB	33.7	6.2	1.6	0.38	0	0
702	MB	29.0	8.3	1.7	0.44	0	0
709	MB	25.0	7.2	2.2	0.45	0	0
721	MB	25.2	6.3	1.8	0.32	0	0
723	MB	32.2	5.8	1.8	0.41	0	A
739	MB	22.1	4.9	1.6	0.18	0	B
927	MB	34.1	8.0	1.6	0.50	0	0
932	MB	21.5	5.1	1.2	0.16	1	0
939	MB	20.4	6.5	1.3	0.25	0	Z
952	MB	34.2	5.5	1.8	0.43	0	E
955	MB	21.9	4.6	1.3	0.15	0	A
965	MB	21.0	5.1	1.0	0.15	0	B
966	MB	17.7	5.2	1.0	0.08	0	A
968	MB	20.0	5.5	1.4	0.17	0	A
986	MB	19.9	5.6	1.3	0.19	1	B
988	MB	21.6	4.6	1.1	0.11	0	A
989	MB	27.2	7.5	1.3	0.29	0	0
1009	MB	22.0	6.6	1.2	0.27	0	0
1138	MB	23.4	5.1	1.1	0.16	0	A
1143	MB	21.3	4.3	0.8	0.10	0	0
1147	MB	20.1	4.3	1.8	0.16	0	A
1150	MB	26.1	8.1	1.7	0.49	0	0
1223	MB	25.9	8.1	1.6	0.38	0	0
1227	MB	26.9	6.9	2.0	0.40	0	0
1228	MB	25.3	5.1	1.3	0.16	0	A
1232	MB	19.2	5.0	1.3	0.14	0	A
1247	MB	28.5	5.3	1.2	0.21	0	A
1258	MB	29.5	4.4	0.8	0.13	0	A
1396	MB	29.5	7.0	2.6	0.51	0	0
1397	MB	24.0	5.7	1.7	0.24	0	0
1400	MB	21.4	5.3	1.1	0.13	0	A
1402	MB	28.5	5.8	1.2	0.26	0	A
1407	MB	21.4	5.7	1.3	0.16	0	0
1424	MB	18.4	5.1	1.1	0.13	0	0
1509	MB	21.6	6.5	2.0	0.30	0	B
1513	MB	25.3	5.2	1.3	0.23	0	A
1518	MB	18.6	5.2	1.0	0.10	0	0
1521	MB	18.1	6.6	1.5	0.20	0	B
1610	MB	21.7	5.9	1.0	0.20	0	0
1707	MB	35.1	7.5	1.3	0.41	0	0
1749	MB	24.1	6.4	1.8	0.25	0	B
1755	MB	22.5	8.2	1.2	0.31	0	0
1788	MB	21.0	5.2	1.0	0.15	0	A
1790	MB	27.1	5.8	1.4	0.30	0	A
1792	MB	19.9	6.7	1.5	0.19	0	0
1794	MB	20.4	5.0	1.2	0.12	1	B
1814	MB	29.2	6.4	1.7	0.37	0	0
1815	MB	28.5	5.3	1.0	0.25	0	A
1816	MB	26.1	6.2	1.4	0.30	0	A
1817	MB	23.2	6.0	1.1	0.23	0	A
1818	MB	23.8	4.8	1.0	0.13	0	0
1821	MB	19.0	6.2	1.2	0.15	0	B
1841	MB	24.0	6.0	1.1	0.19	0	0
1842	MB	29.2	7.2	1.8	0.46	0	0
1843	MB	32.0	5.2	1.2	0.26	0	A
2058	MB	20.2	4.5	1.2	0.13	0	0
3273	MB	21.5	3.6	1.0	0.11	1	0

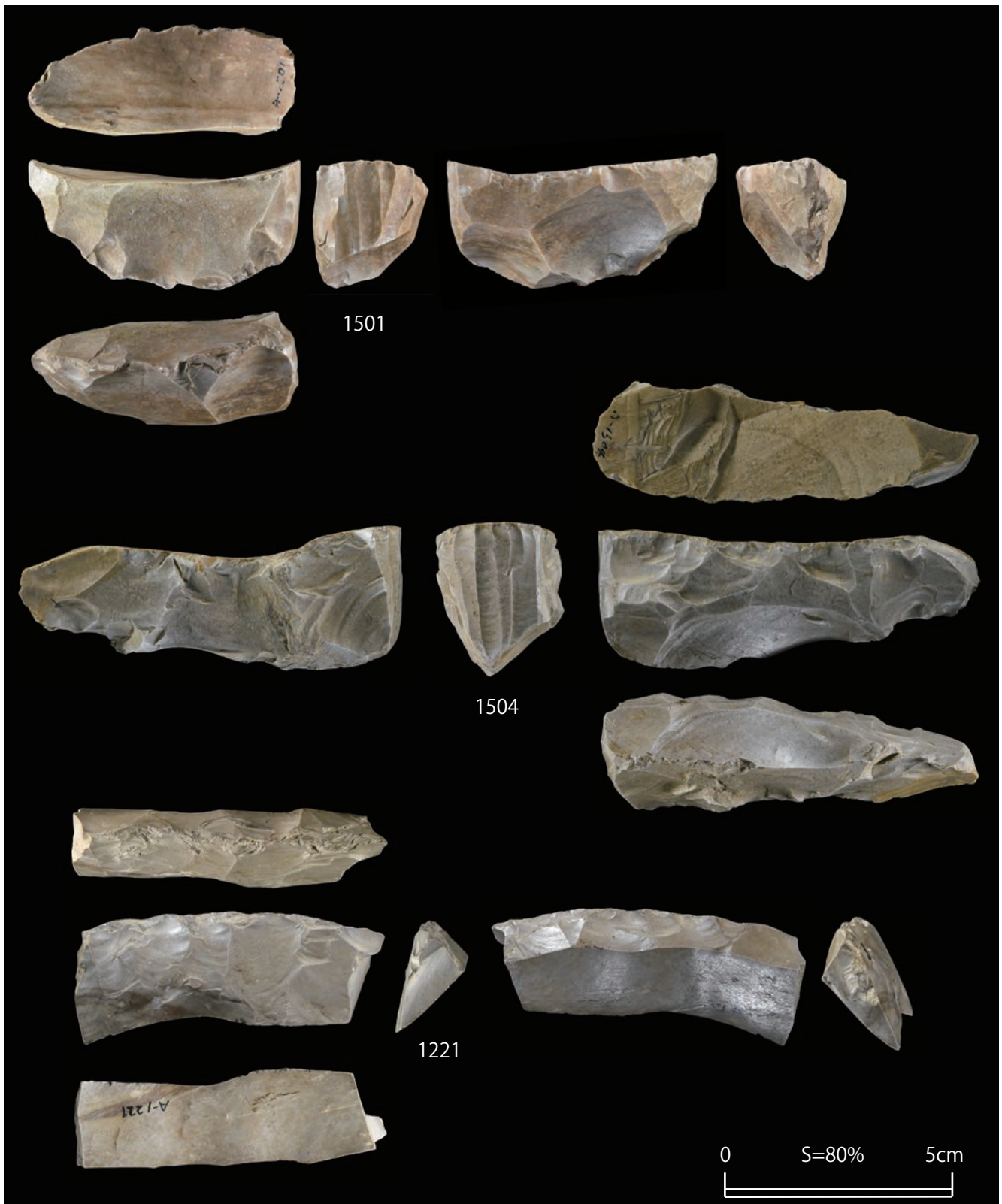


Fig.2 Lithic artifacts at the Araya site in 1958.
图2 荒屋遺跡（1958年）出土石器



Fig.3 Lithic artifacts at the Araya site in 1958.
図3 荒屋遺跡（1958年）出土石器



Fig.4 Lithic artifacts at the Araya site in 1958.
図4 荒屋遺跡（1958年）出土石器

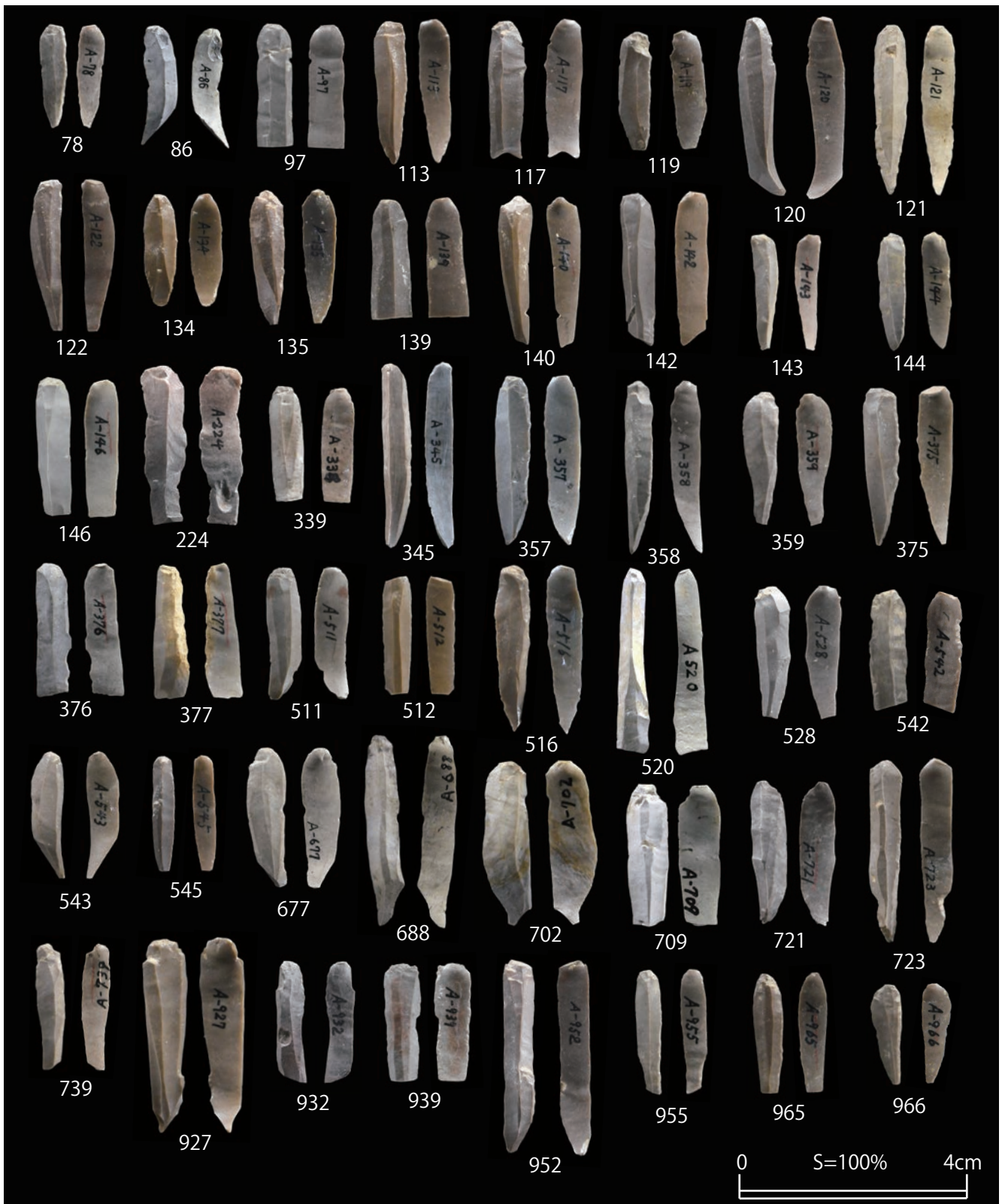


Fig.5 Microblades at the Araya site in 1958.

図5 荒屋遺跡（1958年）出土細石刃



Fig.6 Microblades at the Araya site in 1958.
 图6 荒屋遺跡（1958年）出土細石刃

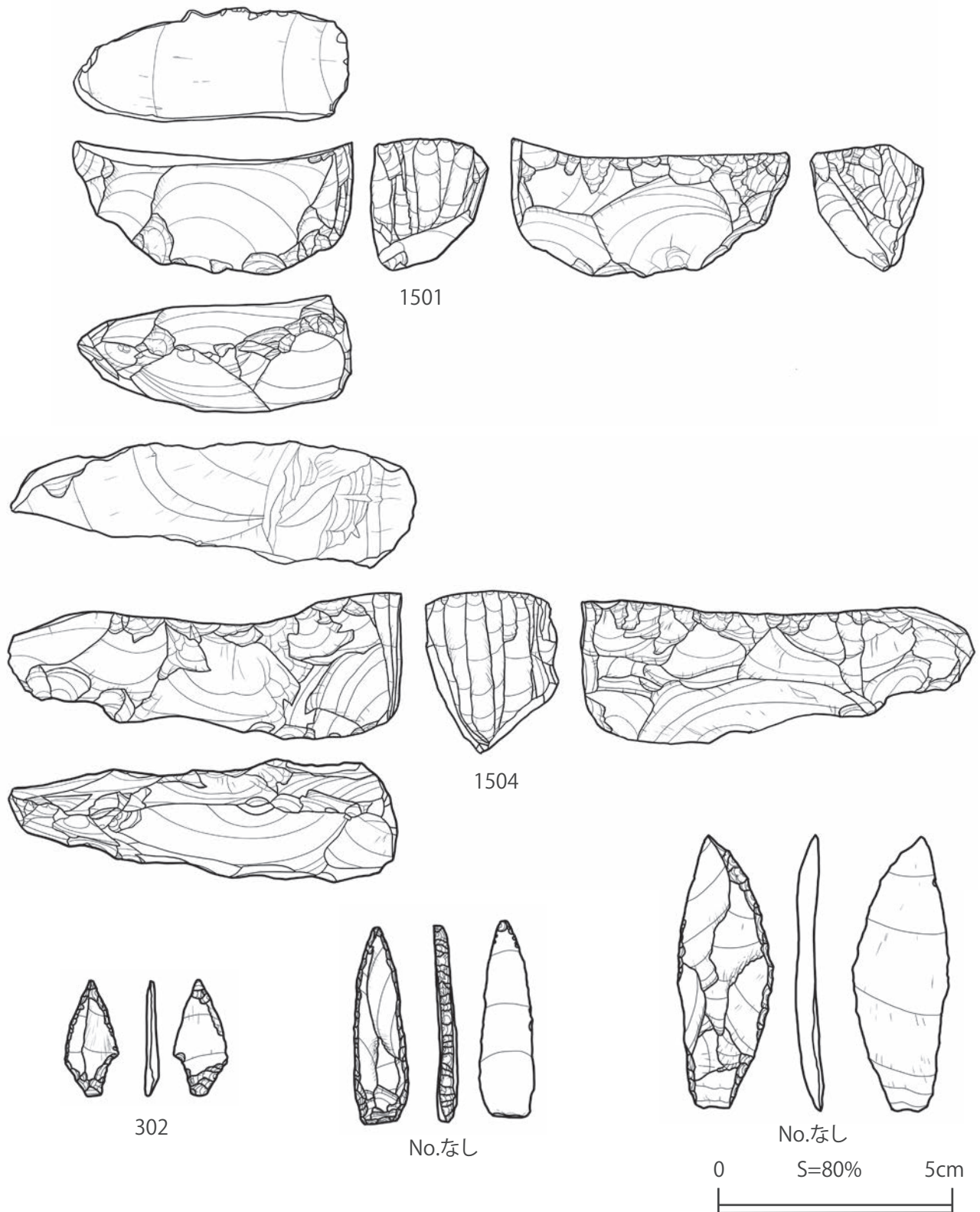


Fig.7 Lithic artifacts at the Araya site in 1958.
図7 荒屋遺跡（1958年）出土石器

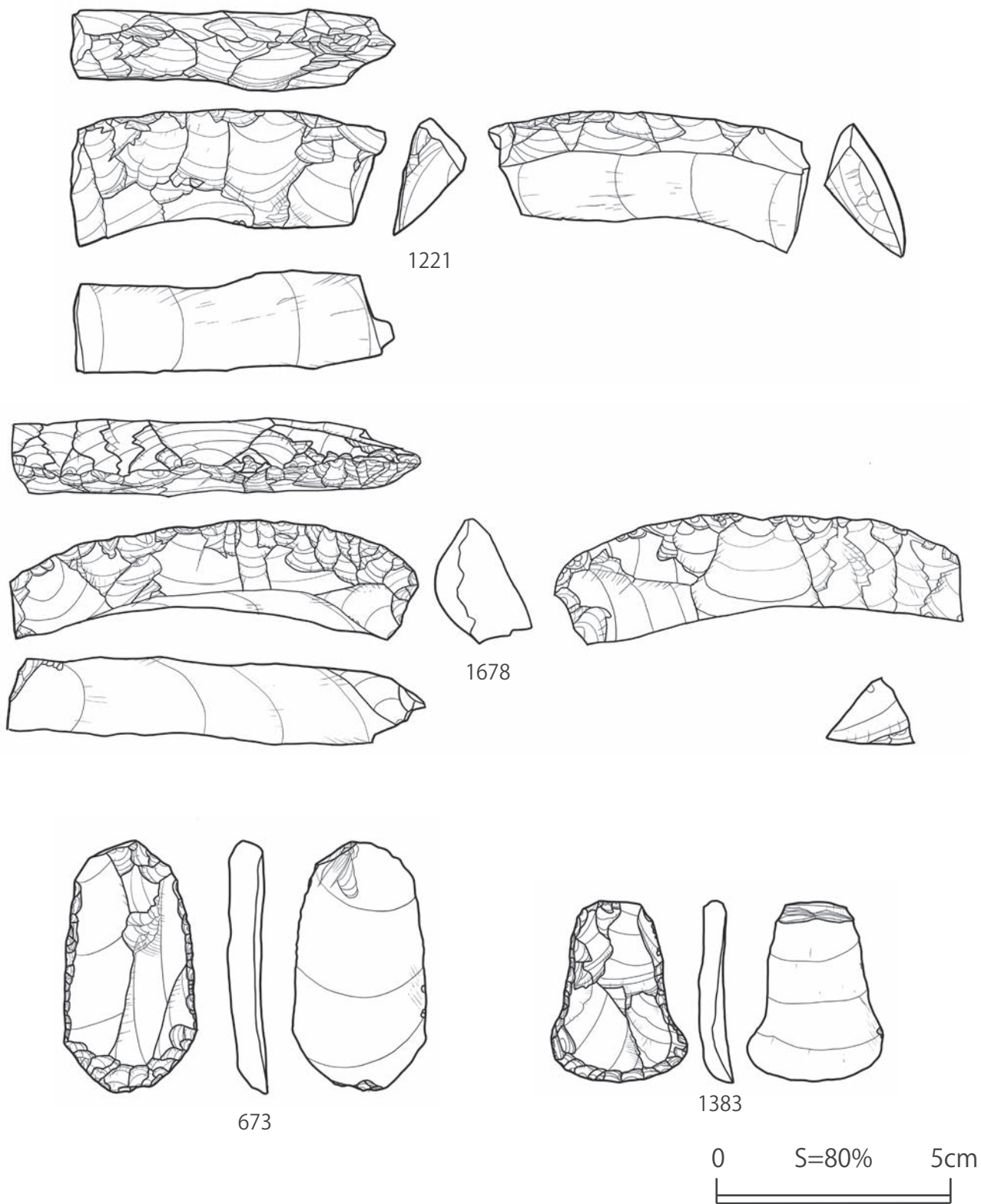


Fig.8 Lithic artifacts at the Araya site in 1958.
图8 荒屋遺跡（1958年）出土石器

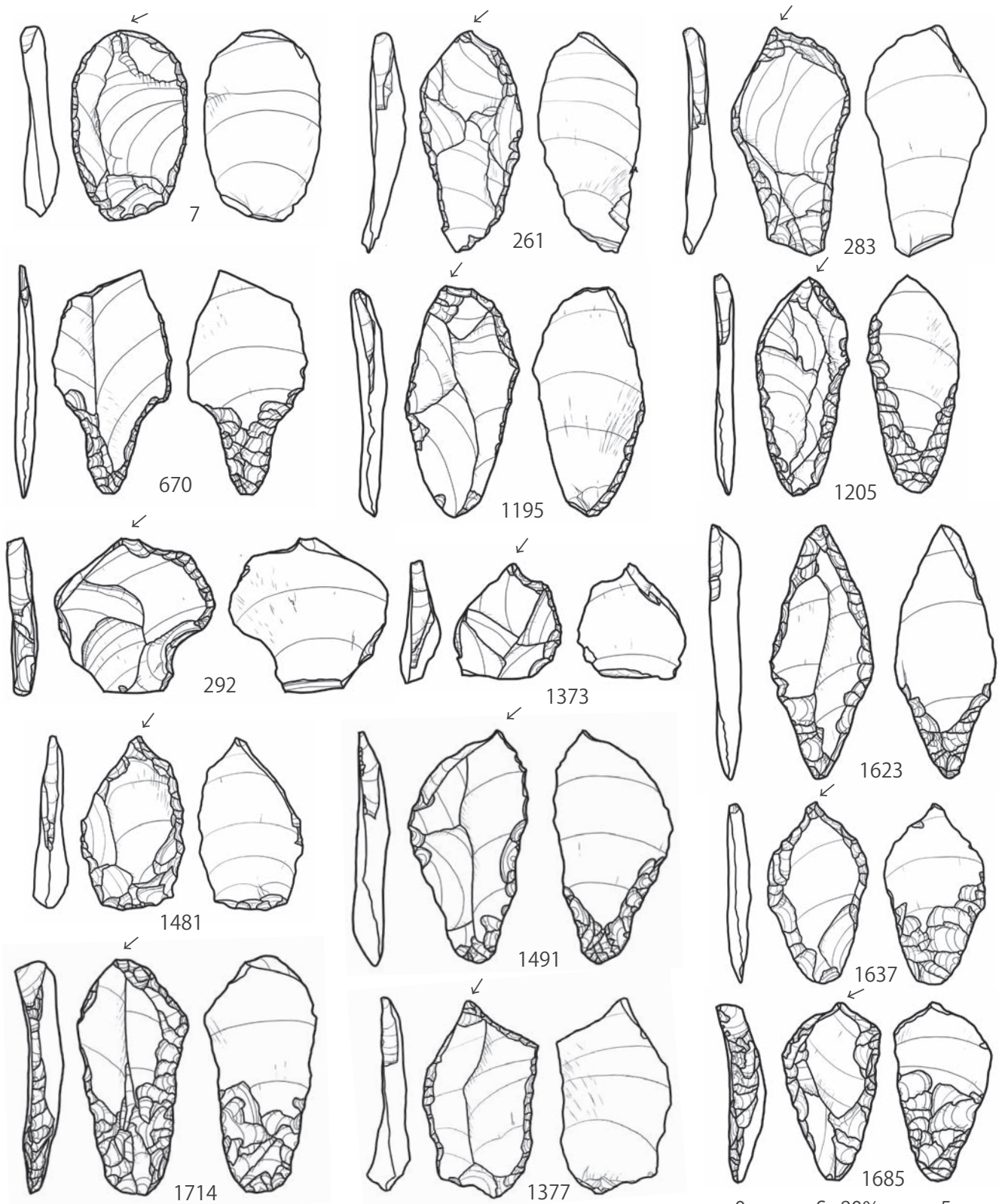


Fig.9 Burins at the Araya site in 1958.
 图9 荒屋遺跡 (1958年) 出土彫刻刀形石器



Fig.10 Microblades at the Araya site in 1958.
 图 10 荒屋遺跡 (1958年) 出土細石刃

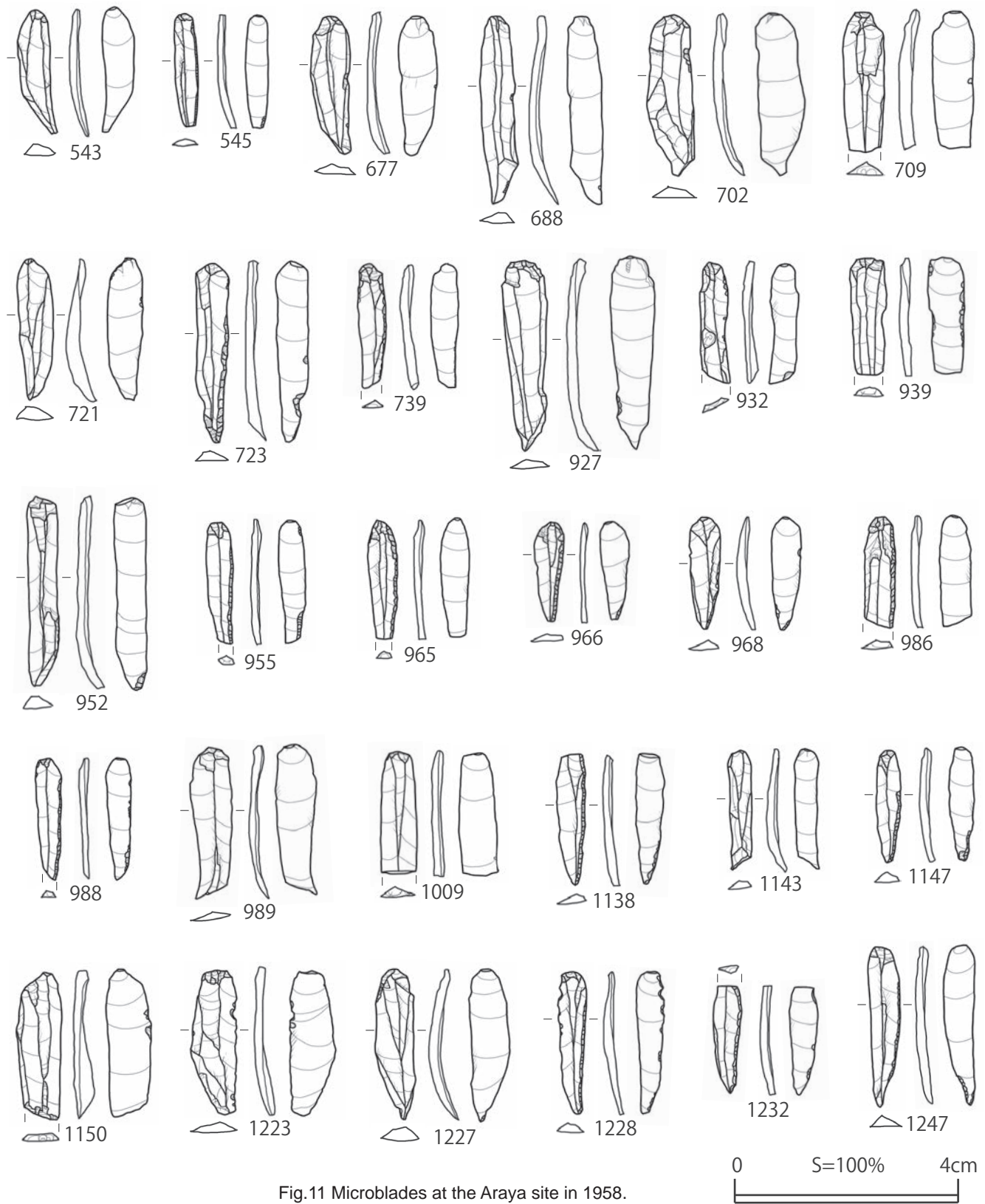


Fig.11 Microblades at the Araya site in 1958.
 図11 荒屋遺跡（1958年）出土細石刃

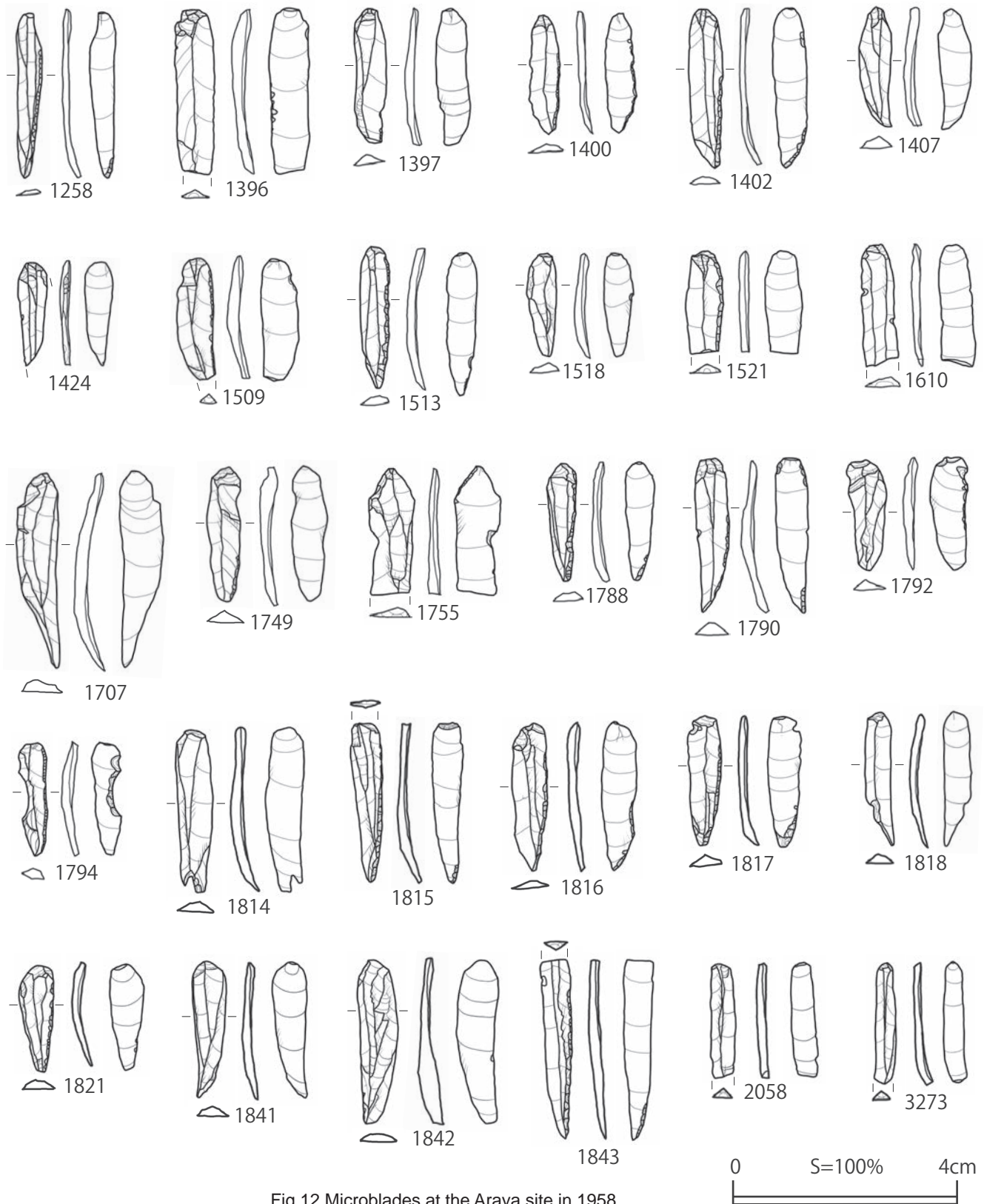


Fig.12 Microblades at the Araya site in 1958.
 图 12 荒屋遺跡（1958 年）出土細石刃

15-3). Numerous striations parallel to the blade are present (Fig. 15-5), along with one diagonal striation (Fig. 15-4). Wear traces and microflaking are visible on the dorsal ridge, but there is no evidence reliably linked to handle attachment or similar activities. Based on these use traces, this burin was likely used primarily for cutting bone or antlers. The blade is exceptionally sharp, with an angle of 56 degrees.

No. 1714 shows heavy wear across the entire blade, with microflaking present. A small area of polish, possibly corresponding to the D1-type (Fig. 15-6), is also identified. Striations appear perpendicular to the edge (Fig. 15-7). Based on these use-wear traces, it is presumed that this burin was used for carving bone and/or antlers. Wear and microflaking are visible on several dorsal ridges, and diagonal striations are present in the center of the main ridge (Fig. 15-8). These traces may relate to the handle.

No. 670 exhibits somewhat strong PDSM overall. No evidence of use, such as polish or wear, was found on the edges of the broken surface, and the microflaking at the bottom of the right-hand broken surface is considered modern galling.

(3) Drill

AY-DR1 has flat patches and shiny spots scattered around its tip (Figs. 15-9, 15-10). The striations are unclear. Metal contact traces are visible around the periphery, indicating that these marks likely resulted from excavation rather than use.

(4) End scraper

No. 673 shows striations perpendicular to the edge along the ridge of the adjustment retouch at the dorsal tip (Fig. 16-1). A strong PDSM is visible on the ventral surface, but no clear use polish is present. Striations diagonal to the edge are visible at the tip (Fig. 16-2). Although the specific material worked cannot be identified, it is highly likely that this tool was used on dry or relatively hard objects.

No. 1383 is classified as a "Kakuniyama-type scraper." Use polish is observed in the center of the right edge of the ventral surface (type unknown) (Fig. 16-4). Several small areas of gloss are present along the edges of the trimming on the dorsal surface (type unknown) (Fig. 16-3). No use traces were found on the left edge of the ventral surface or the right edge of the dorsal surface, indicating these are not hafting traces. A small area of gloss is present at the tip of the ventral surface, but no use polish was identified. Instead, several striations parallel to the edge (Fig. 16-6) and diagonal to the edge (Fig. 16-8) were confirmed. Because a significant amount of metallic gloss was observed on the left edge of the tip, the striations in this area require careful consideration. Additional small areas of gloss (type unknown) (Fig. 16-5) and striations perpendicular to the

edge were observed along the edges and ridges of the trimming on the center and left edge of the dorsal surface (Fig. 16-7). Based on these observations, it is estimated that the cutting edge and part of the side edge of this end scraper were used for scraping, but the material worked cannot be identified.

(5) End blade

The end blade is a small stone tool with a carefully shaped pointed tip. Flat, smooth, shiny patches appear along the ridge at the tip of the tool's dorsal surface (Figs. 16-9, 16-10). The overall PDSM is strong, and the striations are unclear, so it is not possible to confirm that this polish resulted from use.

(6) Microblade

A use-wear analysis was conducted on 92 microblades. The microblade surfaces display an overall glossy, polished microrelief with irregular shiny spots and evidence of contact with metal objects, indicating post-depositional processes from their presence in the cultural layer.

The overall PDSM is strong and clearly visible across the entire collection, which makes it difficult to identify possible use traces on the blade edges. The analysis identified contrasting type D1 (bone/wood) traces on only 5 microblades: A-955, A-1147, A-1816, A-113, and A-135 (Fig. 17). On the tips of these microblades, on the ventral side, D1-type (bone/antler) traces are present, but no such traces were found on the retouched edges or dorsal sides. It is possible that active polishes formed on the distal tips during attachment or contact with a bone or antler handle, suggesting a specific method of attaching microblades to handles without subsequent active use of the composite tool.

Microblade No. 955 shows strong overall PDSM. At the tip, on the unretouched side, there is a glossy D1-type polish spot (Fig. 17-1), and the unretouched edge has a sharp blade with a glossy sheen in the medial part, which may be "bright spots," a feature of PDSM (Fig. 17-2).

No. 1147 shows strong traces of PDSM across the entire microrelief surface. The tip of the microblade has a retouched area on the ventral side that extends onto the unretouched sharp blade. A small area on the ventral tip displays type D1 polish, which produces a glossy finish that rounds the tip and extends slightly onto the dorsal side (Fig. 17-3). In the distal part of the microblade, where the ventral retouching ends, a faint polishing gloss appears on the unretouched blade, differing from the PDSM traces. However, the type of polish in this area is difficult to identify (Fig. 17-4).

No. 1816 also displays PDSM traces and sharp blades. A small area on the tip shows concentrated D1-type polish.

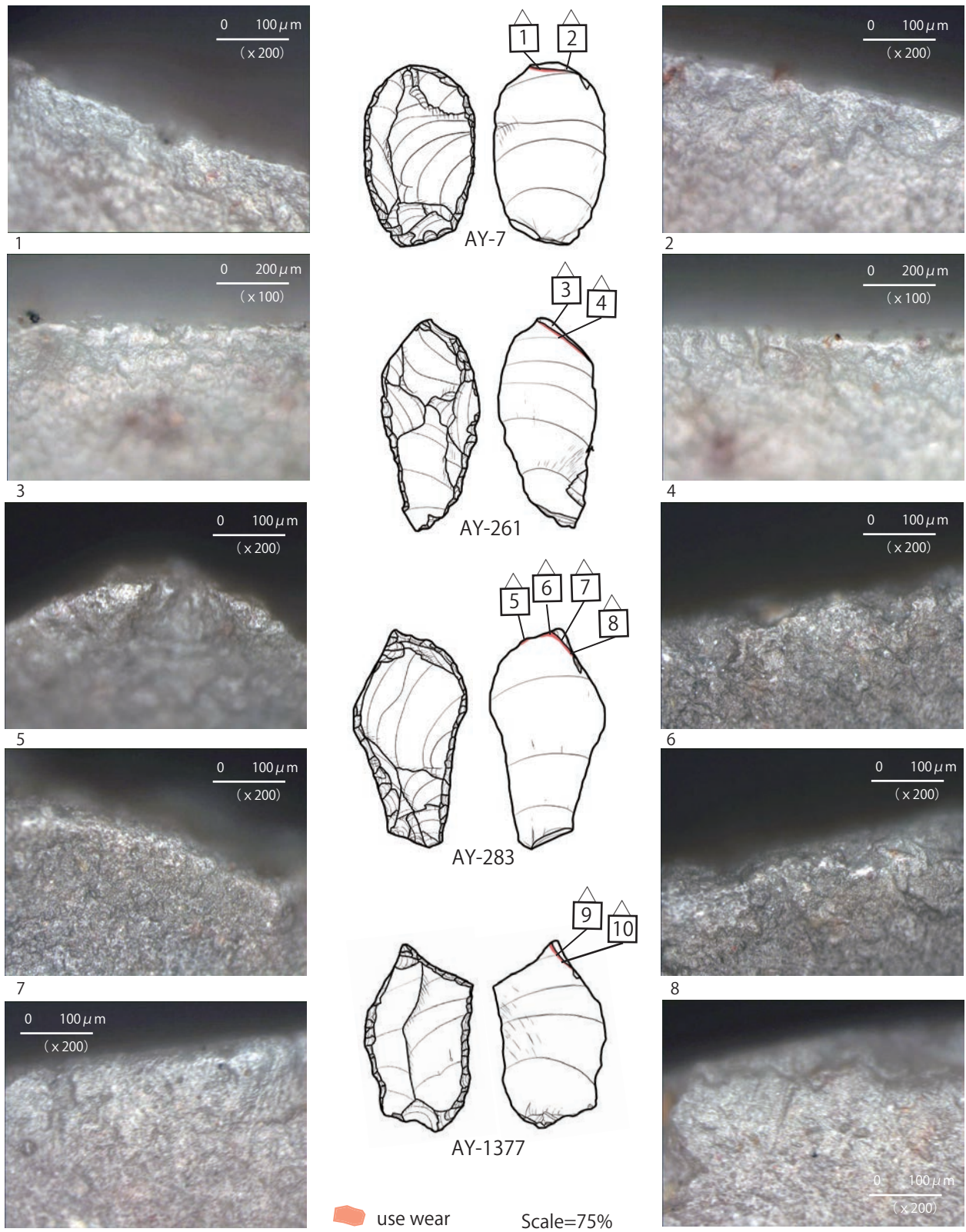


Fig.13 Use-wear on lithic tool at the Araya site.
 図 13 荒屋遺跡出土石器の使用痕

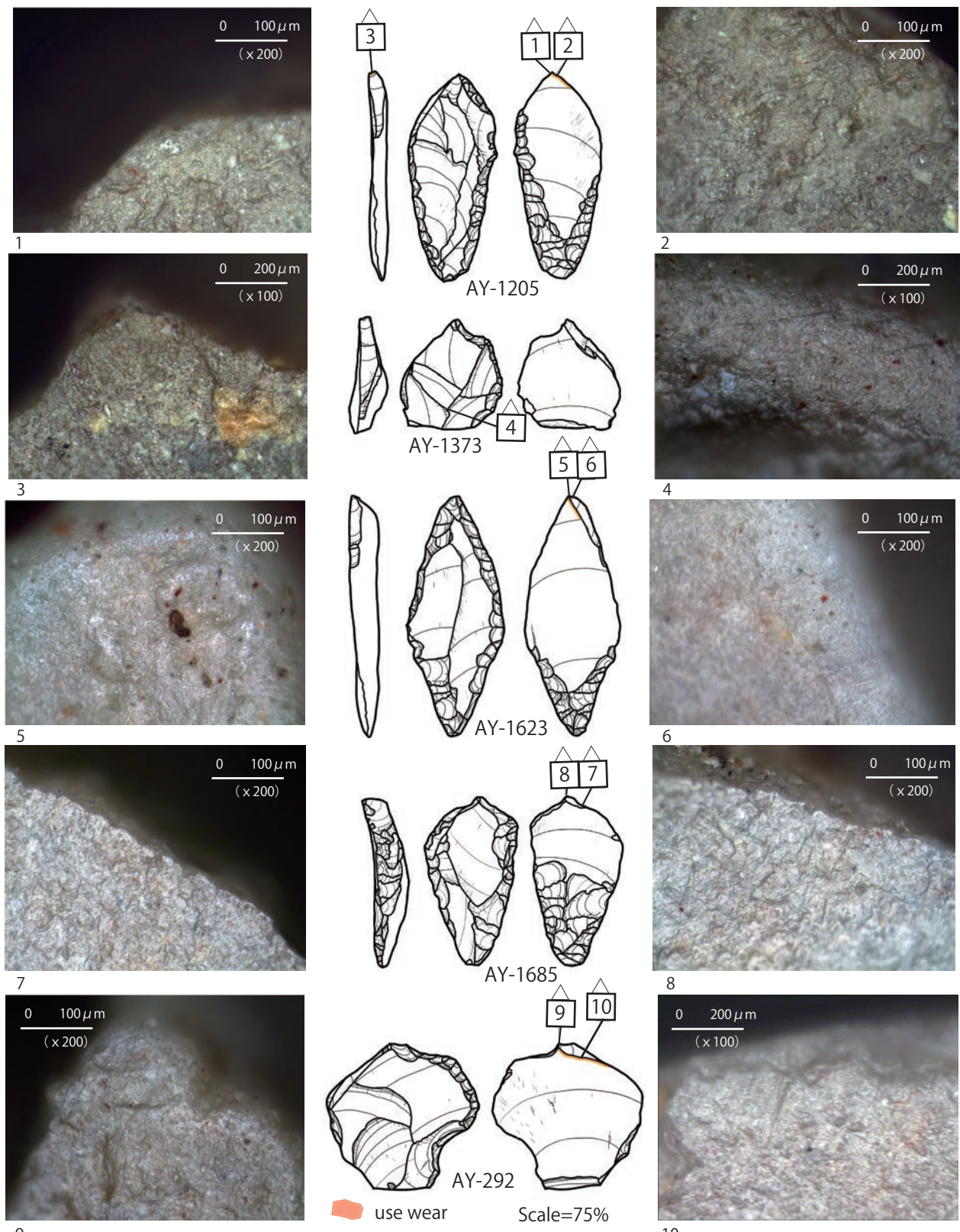


Fig.14 Use-wear on lithic tool at the Araya site.
 図 14 荒屋遺跡出土石器の使用痕



Fig.15 Use-wear on lithic tool at the Araya site.
 図 15 荒屋遺跡出土石器の使用痕

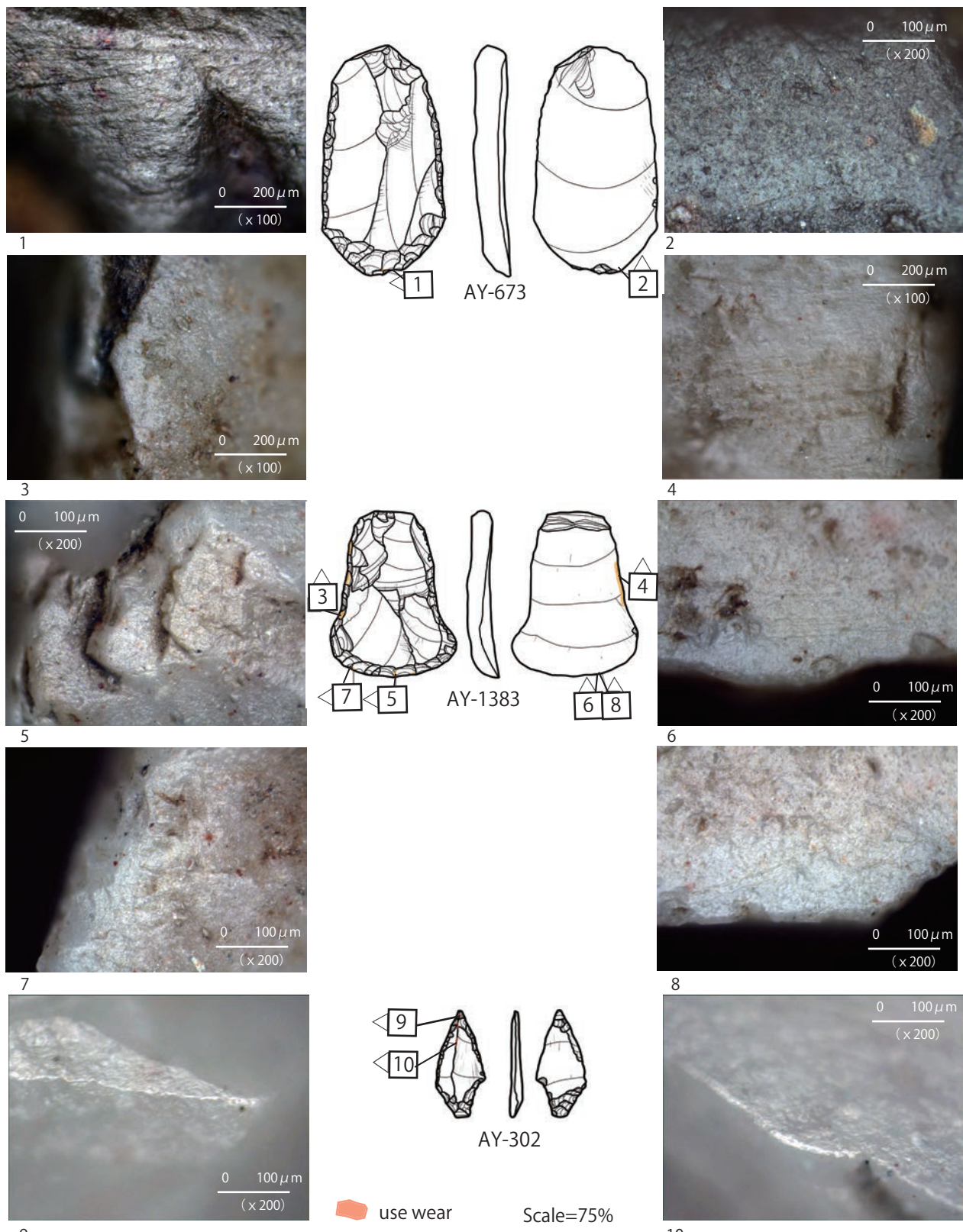


Fig.16 Use-wear on lithic tool at the Araya site.
 図 16 荒屋遺跡出土石器の使用痕

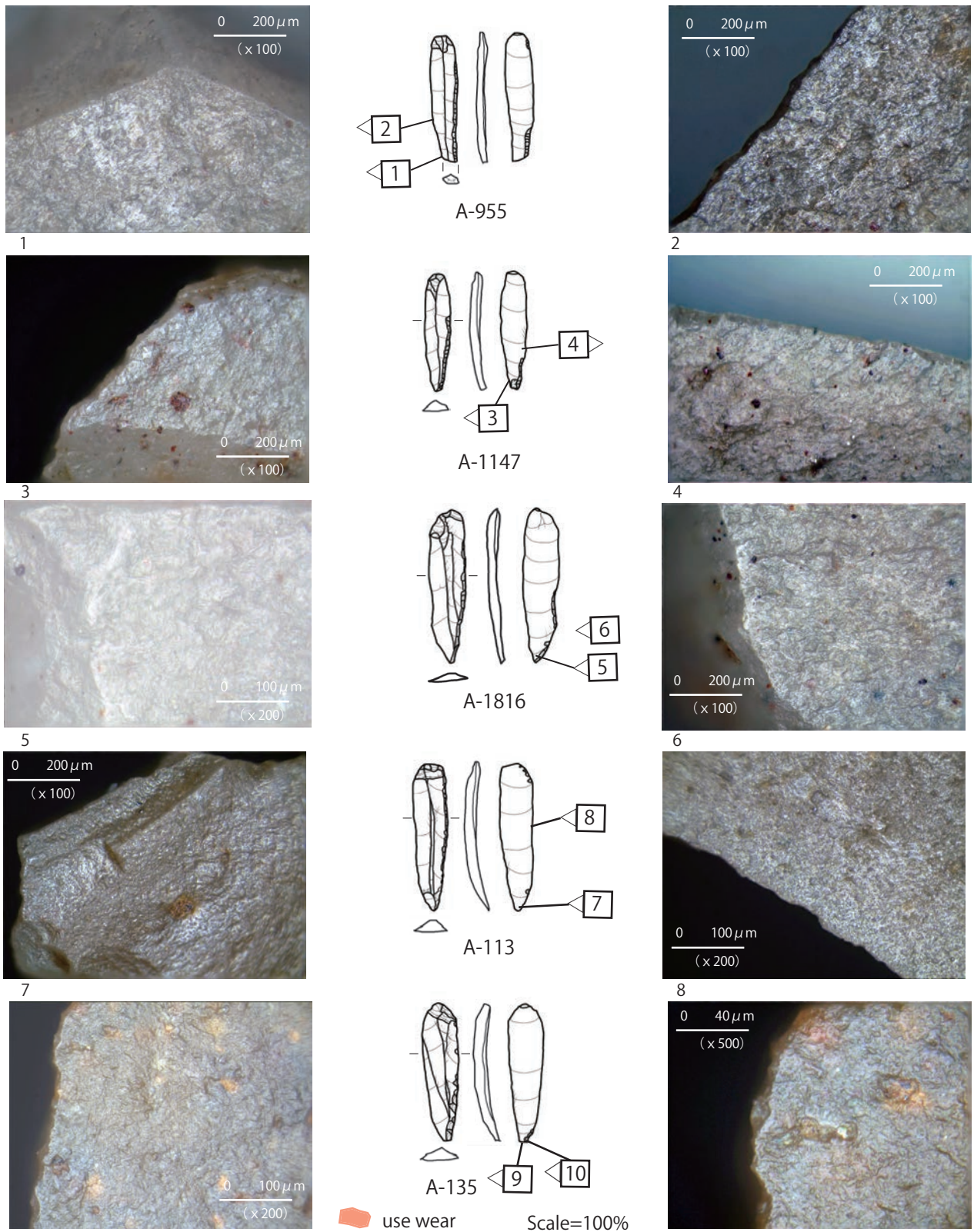


Fig.17 Use-wear on lithic tool at the Araya site.
 図 17 荒屋遺跡出土細石刃の使用痕

This highly developed polish is concentrated on the ventral tip, slightly rounding the blade and extending onto the front side of the microblade (Fig. 17-5, 17-6).

No. 113 shows type D1 traces on the tip of the microblade. The polish appears uneven, with a bright, glossy spot on the ventral side (Fig. 17-7). A glossy sheen with a distinct boundary is present on the microrelief near the unretouched edge. This gloss extends from both the ventral and dorsal sides, and the blade remains relatively sharp. It is unclear whether this microrelief results from recycling or from PDSM (Fig. 17-8).

No. 135 displays similar D1-type traces on the tip and strong PDSM traces across the microrelief (Fig. 17-9, 10).

6. Summary

This paper presents details from the first excavation of the Araya site in Niigata Prefecture. The findings indicate that this collection likely served as the reference material for the Araya-type burins described by Prof. Serizawa (1959). The assemblage includes two types of microblade cores, produced using the Yubetsu and Horoka techniques, with tool blanks made from longitudinal flakes generated during microblade core production. Each burin type was selected to represent the Araya site. The end scrapers include a "Kakuniyama-type." The selected microblades show typical secondary processing. Regarding function, burins were mainly used for scraping bones, antlers, or hides. Although the microblades display little use-wear, polish that may indicate handle marks is present. The statistical data

on stone tool production techniques and functions in this collection align with trends observed in analyses of materials from the second and third excavations at the Araya site. The Serizawa Collection, therefore, represents materials characteristic of the Araya site.

References

- Iida S., M. Anbiru (2014) Microblade technology at the Araya site, Niigata Prefecture, Japan. *Kokogaku Shukan*, 10: 47-62 (in Japanese)
- Kajiwara H., K Akoshima., (1981), "Experimental use-wear study of shale stone tools: an attempt to estimate functions focusing on polish (research report by the Tohoku University use-wear research team, part 2)," *Journal of Archaeology*, 67 (1): 1-36 (in Japanese)
- Kanomata Y. (2002) Experimental study of overlapping use wear: toward reconstructing analytical methods using excavated materials. *Culture*, 66-1/2: 57-76 (in Japanese)
- Kato M. (1973) "Paleolithic Culture of the Tohoku Region (Part 2)," *Yamagata Prefectural Yamagata Chuo High School Research Bulletin*, 3: 1-28 (in Japanese)
- Sawada A., M. Toumi (2002) *The Araya site -Report on the Area Confirmation Survey-*. Kawaguchi Town Board of Education (in Japanese)
- Serizawa C. (1959) A new microblade industry discovered at the Araya site and the Araya-type Graver. *Quaternary Research*, 1-5: 174-181 (in Japanese)
- Serizawa C., T.Sudo eds. (2003) *The Araya Site, Report of the Second and third term excavations*. Tohoku University Graduate School of Arts and Letters, Department of Archaeology, Kawaguchi Town Board of Education (in Japanese)

【日本語要旨】

新潟県荒屋遺跡第1次調査資料・芹沢長介コレクションの研究

鹿又喜隆・趙雲嘯・ヤロスラワ R. アファナシェワ

要旨

新潟県荒屋遺跡は本州で初めて北方系細石刃石器群が発見された遺跡であり、現在は国史跡に指定されている。1958年の第1次調査では北海道と共通する荒屋型彫刻刀形石器が多数発見され、その標識遺跡となった。この石器は現在ではサハリンや東北アジアの諸地域に分布し、国際的にも重視されている。こうした重要性にもかかわらず、荒屋遺跡の第1次調査については発掘調査報告書が未刊であり、全容が不明である。特に故芹沢長介名誉教授の所蔵資料は東北大学に寄託されるまで展示されることもなく、未公表のままであった。本論では、荒屋遺跡の基準資料である第1次調査出土品・芹沢コレクションの全容を公開すると共に、第2・3次調査資料を対象に行われた各種分析を同様に実施し、荒屋遺跡を総合的に評価したい。

1. はじめに

新潟県荒屋遺跡は1957年に発見され、翌年に芹沢長介によって最初の発掘調査が行われた。遺跡は新潟県北魚沼郡川口町（現長岡市）に所在し（北緯37°16′、東経138°52′）、魚野川と信濃川という2つの大河川に挟まれた河岸段丘上に立地する。現在の河床との比高は約15mである。この発掘では「荒屋型彫刻刀」と定義された、背面の全周加工の後に左肩に彫刻刀面を剥離された石器が約400点発見された。この彫刻刀は当時北海道にのみ発見されていたため、北方との系統関係があると示唆された（芹沢1959）。

荒屋遺跡は1988年と1989年に第2・3次発掘調査が行われ、竪穴住居状遺構1基、焼土土坑2基、深さ1m程に達する土坑1基など、合計24基の遺構が確認された（芹沢・須藤編2003）。また、5590点の細石刃や626点の彫刻刀形石器、8365点の彫刻刀スポール、11点の細石刃核など、総数92451点の石器が出土した。その他に、多量の炭化物が検出されている。また、遺構内から出土した炭化物の放射性炭素年代は、13690±80BP～14250±105BP（N=15）であった。これによって、更新世末、後期旧石器時代終末の遺跡であることが改めて確認された。また、細石刃製作技法には湧別技法とホロカ技法が用いられ、技術的にも北方系であることが理解された。

その後、荒屋遺跡は2002年に川口町教育委員会によって範囲指定調査が実施され、遺物の分布範囲が40～50m四方に及ぶことが把握された（澤田・田海2002）。そして、その重要性から2004年に国史跡に指定された。

このように荒屋遺跡は本州で最大規模の北方系細石刃石器群であるが、その第1次調査の発掘資料の内容は部分的にししか公表されていない（芹沢1959、飯田・安蒜2014）。特に1次調査資料は荒屋型彫刻刀の基準資料であり、荒屋

型彫刻刀の第1～3形態が示され、細石刃の特徴的な二次加工が示される等、幾つもの重要な指摘がなされている。その反面、具体的な内容が明らかになっていないため、その分類基準の妥当性を評価できていない。また、その後に蓄積された資料との比較によって、現代的視点から改めて評価する必要性も生じている。これらの課題に対応するため、本論では東北大学が所蔵する荒屋遺跡第1次調査資料・芹沢長介コレクションの全体像を明らかにし、研究課題に応えたい。

2. 第1次調査資料・芹沢コレクションの内容

コレクションの組成は、細石刃92点、細石刃核2点、ファーストスポール2点、彫刻刀形石器15点、彫刻刀素材1点、ドリル1点、エンド・スクレイパー2点、エンド・ブレード1点、合計116点である。石材はすべて珪質頁岩である。剥片や破片を含まないため、主要な器種のみが選択されたと考えられる。これらの資料には「A-番号」とのラベルが記されている。本論の以下の番号は、このA-番号である。

3. 細石刃製作技術と石器の形態

荒屋遺跡には2つの細石刃製作技術が認められる。ひとつは、ホロカ技法である。No.1504（図1・6）は甲板面が風化しており、側面の一部にも風化面がある。したがって、風化面を複数もつ原石や剥片が素材になっていたと考えられる。最初に甲板面とは反対側（舟底底部）からの剥離によって整形される。その後、甲板面からのより細かい剥離によって舟底形に整形される。最後に、一端に細石刃剥離作業面を設けて、細石刃を剥離する。甲板面と細石刃剥離作業面の成す角度は85°である。

荒屋遺跡のもう一つの細石刃製作技術は湧別技法である。ファーストスポール2点の存在がそれを裏付けている。No.1221のように、主要剥離面が最終的な甲板面に対して斜めになる場合が多いのも荒屋遺跡の特徴である。No.1501は湧別技法・札滑型の細石刃核であるが、ファーストスポールを素材としている可能性がある。このような転用も荒屋遺跡の特徴である。細石刃核は下縁からの加工によって両面が整形された後、甲板面から片面のみに細部加工が施され、舟底形に仕上げられている。細石刃剥離作業面は一端に設けられる。甲板面と細石刃剥離作業面の成す角度は75°である。

芹沢コレクションの細石刃の残存部位を見ると、完形が67.4% (62点) であり、完形の細石刃を選択して抽出したと考えられる。完形の細石刃は平均値で長さ25.07mm、幅5.88mm、厚さ1.4mm、重さ0.25gである。第2・3次調査出土品は平均値で長さ19.8mm、幅5.6mm、厚さ1.1mm、重さ0.17gであるため、大きめの細石刃が抽出されていることが分かる。

また、芹沢コレクションの細石刃には57.6% (53点) に二次加工が施されている。そのうち30.4% (28点) が背面右側縁と腹面右側縁先端部への二次加工 (芹沢・須藤編2003のA類) である。さらに17.4% (16点) が背面右側縁への二次加工 (B類) である。第2・3次調査資料では二次加工の施された細石刃が33.4%、A類7.1% (先端部を残すものの24%)、B類が16.9%であったことから、芹沢コレクションの細石刃は、二次加工のあるもので、かつA類が中心的に選出されたと考えられる。

やや縦長の剥片がツール素材に利用されているが、その背面構成をみると、四方からの剥離面が見られるため、基本的には両面調整時に生じた剥片が利用されていると考えられる。まとまった点数があるのは、彫刻刀形石器のみであるが、完形の法量の平均値は長さ46.2mm、幅23.6mm、厚さ5.4mm、重さ6.7gである。ファシットと腹面が成す刃部の角度は、中央部付近の測定値の平均で96.4°である。また、二次加工類型は2A類 (芹沢・須藤編2003) が最も多く46.7% (7点) あり、1A類が33.3% (5点)、3類が13.3% (2点)、2B類が6.7% (1点) となる。第2・3次調査出土品では1A類が58.1%、2A類が3.5%、3類が0.6%であったことから、芹沢コレクションには2A類や3類が多く集められていることが分かる。本論の2A類は芹沢 (1959) が設定した第2形態、本論の3類は芹沢 (1959) の第3形態であるため、標識的な型式を設定するため、本コレクションが基準となった可能性が高い。

エンド・スクレイパーは2点あるが、いずれも背面の全周が二次加工されている。背面の末端部の二次加工はより内面に及んでおり、二次加工と腹面の成す刃角は平均で63°である。うち1点は「角二山型搔器」(加藤1973) である。エンド・スクレイパーが少なく、形式的に把握されていないものの、荒屋遺跡第1次調査で既に角二山型搔器が見つかってい

たことになる。

4. ツールの使用痕分析

(1) 方法

使用痕分析では、落射照明付き金属顕微鏡 (オリンパスBX51M) で観察をおこなった。観察倍率は、100倍、200倍、500倍である。本論の分析対象は頁岩製であり、使用痕光沢面 (ポリッシュ: use-wear polish) の分類基準は、東北大学使用痕研究チームによる実験研究 (梶原・阿子島1981) と、筆者が実施した使用痕の重複実験 (鹿又2002、2012) に基づいている。線状痕の方向は、隣接する縁辺に対する傾きによって「平行、斜行、直交」と記載した。顕微鏡写真はUSBカメラを用いて撮影した。

(2) 彫刻刀形石器

彫刻刀形石器では、使用痕が主に彫刻刀面と腹面が成すエッジに残されている。そのため、以下では単に刃部と呼ぶ場合、このエッジを示す。

No.7の刃部にD1タイプのポリッシュがあり、そのポリッシュ内には直交の線状痕が認められる (図12-1, 2)。腹面右側縁には脂ぎった光沢やパッチ状の光沢がみられるが、埋没後の表面変化が強いため、使用痕か否か判断が困難である。

No.261は刃部にD1タイプの光沢と直交の線状痕が認められる (図12-3, 4)。

No.283のファシットの刃部にはD1タイプのポリッシュと直交の線状痕が認められる (図12-8)、その使用痕を削るように、ファシットと腹面の上端部にはE2タイプのポリッシュと直交の線状痕が認められる (図12-5~7)。刃部で骨角を削った後に、上端部の二次加工付近で乾燥した皮をなめしたと考えられる。

No.1377の刃部にはE2タイプのポリッシュと直交の線状痕が認められる (図12-9, 10)。

No.1205は全体に埋没光沢がやや強い。刃部および先端部には小面積の光沢面が認められ、D1タイプ (図13-1) に相当する。線状痕は縁辺に対して斜行する (図13-2)。また、彫刻刀面の先端部にはF1タイプとみられる光沢が確認される (図13-3)。これらの使用痕から、骨角を削る作業に用いられたと推定される。観察される光沢はいずれも小面積で縁辺沿いに分布することから、刃部再生により彫刻刀面が更新されたと推定される。石器周縁の調整剥離痕の稜線には程度の異なる摩滅が認められ、右側の稜線の摩滅は左側よりも強い。以上から、1205は右半を手持ちで使用された可能性があり、この摩滅の差は使用時における指との接触に起因すると考えられる。

No.1373には明確な使用痕は確認されていない。背面稜線中部に摩滅が認められ、斜行する線状痕も観察される (図

13-4)。

No.1623 は全体に埋没光沢がやや強い。刃部の摩滅が強く、先端部に E2 タイプの光沢が認められる(図 13-5)。また、縁辺に対して直交する線状痕が確認される(図 13-6)。これらの使用痕から、皮なめしの作業に用いられたと推定される。背面主稜線では基部付近の摩滅が強いが、確実に着柄に関連付けられる痕跡は認められない。

No.1685 は全体に埋没光沢が強い。顕微鏡観察の結果、刃部は比較的鋭利であり、縁辺に沿って小面積の使用光沢と考えられる痕跡が分布するが、ポリッシュタイプは特定できない(図 13-7)。また、腹面先端部には縁辺に対して直交する線状痕が確認される(図 13-8)。背面主稜線には摩滅が見られるが、着柄等の行為と確実に関連付けられる証拠は確認されていない。

No.292 の刃部には E2 タイプと考えられる光沢と直交の線状痕が確認される(図 13-9)。また、刃部には微小剥離痕が観察される(図 13-10)。これらの使用痕から、乾燥皮なめし作業に用いられたと推定される。

No.1195 は、刃部に沿って E2 タイプと考えられる光沢(図 14-1)と、縁辺に対して直交する線状痕(図 14-2)が確認される。背面稜線には摩滅および潰れの痕跡が認められるが、着柄に確実に関連付けられる痕跡は確認されていない。

No.1491 の刃部中央には、肉眼で確認できるガジリが認められる。刃部の腹面側には、D1 タイプと考えられる光沢が観察される(図 14-3)。また、刃部と平行する多数の線状痕が確認され(図 14-5)、縁辺に対して斜行する線状痕も一か所認められる(図 14-4)。背面の稜線には摩滅および潰れが見られるが、着柄等の行為に確実に関連付けられる証拠は確認されていない。以上の使用痕から、主に骨角を切る作業に使用されたと推定される。この彫刻刀形石器だけ例外的に刃が鋭い(56°)。

No.1714 は、刃部全体に強い摩滅が認められ、微小剥離痕が観察される。また、小面積の光沢面が確認され、D1 タイプに相当する可能性がある(図 14-6)。線状痕は縁辺に対して直交するものが確認される(図 14-7)。これらの使用痕から、骨角を削る作業に用いられたと推定される。背面には複数箇所稜線の摩滅および潰れが観察され、主稜線の中央部には斜行する線状痕が確認される(図 14-8)。これらの痕跡は着柄に関連する可能性がある。

No.670 は、全体に埋没光沢がやや強い。折面の縁辺には光沢や摩滅などの使用痕は確認されず、右側の折面下部に認められる微細な剥離はガジリと判断される。

(3) ドリル

AY-DR1 (元々の番号は未記載)にはその先端部にパッチ状の平坦な光沢が点々を分布する。線状痕は不明瞭である。周辺には金属との接触キズが認められることから、使用痕ではなく、発掘時のキズの可能性が高い。

(4) エンド・スクレイパー

No.673 は、背面先端部の調整剥離痕の稜線上に、縁辺に対して直交する線状痕が確認される(図 15-1)。腹面には強い埋没光沢が認められ、使用痕光沢は明確には認められないが、先端部には縁辺に斜行する線状痕が確認される(図 15-2)。加工対象の具体的な素材は特定できないが、乾燥した、あるいは比較的硬質な物体の加工に用いられた可能性が高いと考えられる。

No.1383 は「角二山型搔器」に分類される。腹面右側縁の中央部には使用痕光沢が観察される(タイプ不明)(図 15-3)。これと対応する位置にあたる背面の調整剥離痕縁辺にも、小面積の光沢が数か所観察される(タイプ不明)(図 15-4)。一方で、腹面左側縁および背面右側縁の縁辺には使用痕は認められず、上記の光沢は着柄痕ではないと考えられる。腹面先端部には埋没光沢が認められるが、使用痕光沢は識別されておらず、縁辺に平行する線状痕(図 15-5)および縁辺に斜行する線状痕が複数確認される(図 15-6)。また、先端部左側縁には金属光沢が多く観察されているため、当該部位の線状痕については慎重な判断が求められる。さらに、背面先端部中央および左側縁の調整剥離痕の縁辺および稜線にも、小面積の光沢(タイプ不明)(図 15-7)および縁辺に直交する線状痕が観察される(図 15-8)。以上より、このエンド・スクレイパーは刃部および側縁の一部がスクレイピング作業に使用されたと推定されるが、加工対象となった素材は特定できない。

(5) エンド・ブレイド

エンド・ブレイドは尖頭部を入念に加工された小型の石器である。その背面の先端部の稜線には平坦で滑らかな光沢面がパッチ状に点々と認められた(図 15-9・10)。全体的に埋没光沢が強く、線状痕も不明瞭であるため、この光沢が使用痕であるとは断定できない。

(6) 細石刃

荒屋遺跡から出土した 92 点の細石刃について、使用痕分析を実施した。細石刃表面の微細断面は、全体的に光沢のある研磨された外観を呈し、不規則な光沢の斑点や金属との接触痕跡が見られる。これらは、文化層に存在したことによる堆積後のプロセスの痕跡である。例として、No.1817、1821、357、358、および 1790 が挙げられる。この種の摩耗は、少数の細石刃全体に明瞭に見られ、刃部の使用痕跡を特定することが困難である。

使用痕分析の結果、サンプル 92 点中わずか 6 点に使用痕が確認された(図 16)。これらの石器の腹側先端には D1 タイプ(骨角)が見られるが、刃先の二次加工された縁辺や裏面にはこのタイプの痕跡は見つからなかった。これは、組合せ式道具を積極的に使用することなく、骨角製の柄に細石刃を取り付けるための特殊な方法であった可能性を示唆してい

る。

No.955 の細石刃は、全体的に強い PDSM が認められる。二次加工のない側の先端には D1 タイプの光沢の斑点が認められ（図 16-1）、二次加工のない刃先は鋭い刃と細石刃の内側にある光沢が認められる。これは PDSM の一種である「輝斑」である可能性がある（図 16-2）。

No.1147 の細石刃も、微細断面全面に強い PDSM が認められる。細石刃の先端には、腹面側に二次加工された範囲があり、二次加工のない鋭い刃先まで及んでいる。先端には腹面側から狭い範囲に D1 タイプのポリッシュが認められる。この光沢のある摩滅は細石刃の先端を丸くしており、細石刃の背面側にもわずかに摩滅が及んでいる（図 16-3）。細石刃の先端部、すなわち腹面側の二次加工部の終端部には、二次加工のない刃部に PDSM とは異なる、かすかな摩滅光沢が見られる。しかし、この場合、ポリッシュの種類を特定することは困難である（図 16-4）。

No. 1816 にも PDSM と鋭利な刃部が見られる。先端部に D1 タイプの摩滅が集中している狭い領域がある。この高度な摩滅は腹面側先端部にも集中しており、摩滅は刃部をわずかに丸め、細石刃の前面まで達している（図 16-5、6）。

No. 113 の先端部には D1 タイプのポリッシュが見られる。摩滅は不均一に広がっており、腹面側に明るい光沢のある斑点が見られる（図 16-7）。細石刃の二次加工前の刃先近傍の微細凹凸には、比較的明瞭な分布境界を持つポリッシュが見られる。このポリッシュは細石刃の腹面側と背面側に確認でき、刃は比較的鋭利である。この場合、この種の微細凹凸がリサイクルの痕跡なのか PDSM の痕跡なのかを判断することは困難である（図 16-8）。

No.135 は、先端に同様の D1 タイプの痕跡が見られ、微細凹凸全体に PDSM の強い痕跡が見られる（図 16-9、10）。

6. まとめ

本論では、新潟県荒屋遺跡第 1 次調査資料の具体的な内容を示した。これによって、芹沢が提示した荒屋型彫刻刀形石器の基準資料として本資料群が利用された可能性が高いことが窺えた。細石刃核には湧別技法とホロカ技法による 2 種類があり、トウールの素材にはそれらの製作過程から生じた縦長の剥片が利用されている。彫刻刀形石器には荒屋遺跡を代表する各タイプが選出されている。さらに、エンド・スクレイパーには角二山型が含まれる。細石刃には典型的な二次加工のあるものが選出されている。また、石器の機能では、彫刻刀形石器は主に骨角を削るか、皮をなめす作業に使用されている。細石刃には使用痕が少ないが、着柄痕の可能性のあるポリッシュが認められる。このように、本コレクションの石器製作技術や石器の機能の統計的なデータは、荒屋遺跡の第 2・3 次調査資料で行われた各種分析結果の傾向と合致する。このように芹沢コレク

ションには荒屋遺跡を代表する資料が集められている。

引用文献

- 飯田茂雄・安蒜政雄 2014 「荒屋遺跡の細石器製作技術」『考古学集刊』10 pp.47-62
- 梶原洋・阿子島香 1981 「頁岩製石器の実験使用痕研究－ポリッシュを中心とした機能推定の試み－（東北大学使用痕研究チームによる研究報告 その 2）」『考古学雑誌』67（1）pp.1-36
- 加藤稔 1973 「東北地方の旧石器文化（後編）」『山形県立山形中央高等学校研究紀要』3 pp.1-28
- 鹿又喜隆 2002 「重複する使用痕の実験研究－出土資料による分析方法の再構築にむけて－」『文化』66-1・2 pp.7-76
- 澤田敦・田海義正 2002 『荒屋遺跡－範囲確認調査報告書－』川口町教育委員会
- 芹沢長介 1959 「荒屋遺跡における細石刃文化と荒屋型彫刻刀について（予報）」『第四紀研究』1-5 pp.174-181
- 芹沢長介・須藤隆編 2003 『荒屋遺跡第 1・2 次発掘調査報告書』東北大学大学院文学研究科考古学研究室・川口町教育委員会

福岡県塚堂古墳横穴式石室の SfM 法による 3 次元計測 3-D measurement of stone chamber of Tsukando Tumulus in Fukuoka Prefecture using SfM method

藤沢 敦*・鹿納 晴尚*・田尻 義了**

* 東北大学総合学術博物館 ** 九州大学比較社会文化研究院

Atsushi Fujisawa*, Harumasa Kano*, Yoshinori Tajiri**

*The Tohoku University Museum, **Faculty of Social and Cultural Studies, Kyusyu University

Abstract: Tsukando Tumulus is a keyhole-shaped burial mound measuring 91 meters in length, located in Ukiha City, Fukuoka Prefecture. Two Stone chambers are constructed within both the rear circular and front rectangular sections. The mound has been partially destroyed, leaving only fragments of stone chamber in the rear circular section. Stone chamber in the front rectangular section remains well-preserved. During a re-survey of the front section stone chamber, 3D measurements were conducted. This chamber was constructed by stacking slab-like stones. To record the detailed shape of the stone chamber, measurements were taken using the Structure from Motion (SfM) method.

1. はじめに

近年相次ぐ地震や水害で文化財の被害が続いており、その発生場所は全国各地に及んでいる。このような災害で被害を受けた際、3次元計測データがあると、被害状況の把握、被災後の修復・復元の際に、大きな威力を発揮する。被害が目立つ石材で構築された文化財を対象に、保全を目的とした3次元計測の標準を確立することを目的として、藤沢が研究代表者となり、2020年度から文部科学省科学研究費助成事業（基盤研究（A）・2020-2024年度）「石材構築文化財の保全のための3次元デジタルアーカイブの標準化の研究」を実施してきた1)。この科研費による研究の一環として、2023年度に計測を実施した、福岡県うきは市に所在する塚堂古墳前方部石室の計測成果を報告する。当該科研費で計測を実施した主要な遺跡の報告は、準備が整ったものから行うこととして、順次報告してきた。科研費の研究成果全体については、すでに研究成果報告書で報告したところであるが（藤沢 2025）、塚堂古墳については、詳細な調査報告が、データ整理の関係で未了となっていた。科研費報告でも、概要のみを掲載していた。そのため、ここで調査成果報告の責を果たしたい。

なお本論は、1. 3. 6. を藤沢、2. を田尻、5. を鹿納が分担して執筆した。4. は藤沢と鹿納で担当した。

2. 塚堂古墳について

塚堂古墳の位置

塚堂古墳は、福岡県を西流する筑後川の南岸に築かれた前方後円墳である（図1）。南側の耳納連山の山裾には多くの古墳が確認されており、塚堂古墳に隣接する国指定史跡の日岡古墳・月岡古墳を含む計3基の古墳は、若宮古墳群



図1 塚堂古墳の位置
(国土地理院電子地形図を加工して作成)

と呼称される。これらの古墳は「的臣」との関連も想定されている（佐田 1980）。

塚堂古墳のこれまでの調査と概要

塚堂古墳では、これまでに 1934 年に前方部石室内部の調査、1955 年に後円部石室の調査、1956 年に前方部石室内部および前庭部の調査が行われた。さらに、1979 年には吉井町による 3 次にわたる周濠の調査が実施され、1986～87 年にかけては、吉井町による 2 次にわたる調査として墳丘

および石室の測量調査が行われている。

本古墳には後円部および前方部の双方に横穴式石室が設けられている。墳丘の残存状況は不良であるが、これまでの周辺調査の成果から、全長約 91m、後円部径約 64m、前方部幅約 68m に復元されている（図 2）。また、周囲を全周していたかどうかは不明であるものの、二重の周濠を伴うことが確認されている（福岡県教育委員会 1983）。調査の結果、墳丘には葺石が施され、各所に埴輪が樹立されていたことが明らかとなっている。

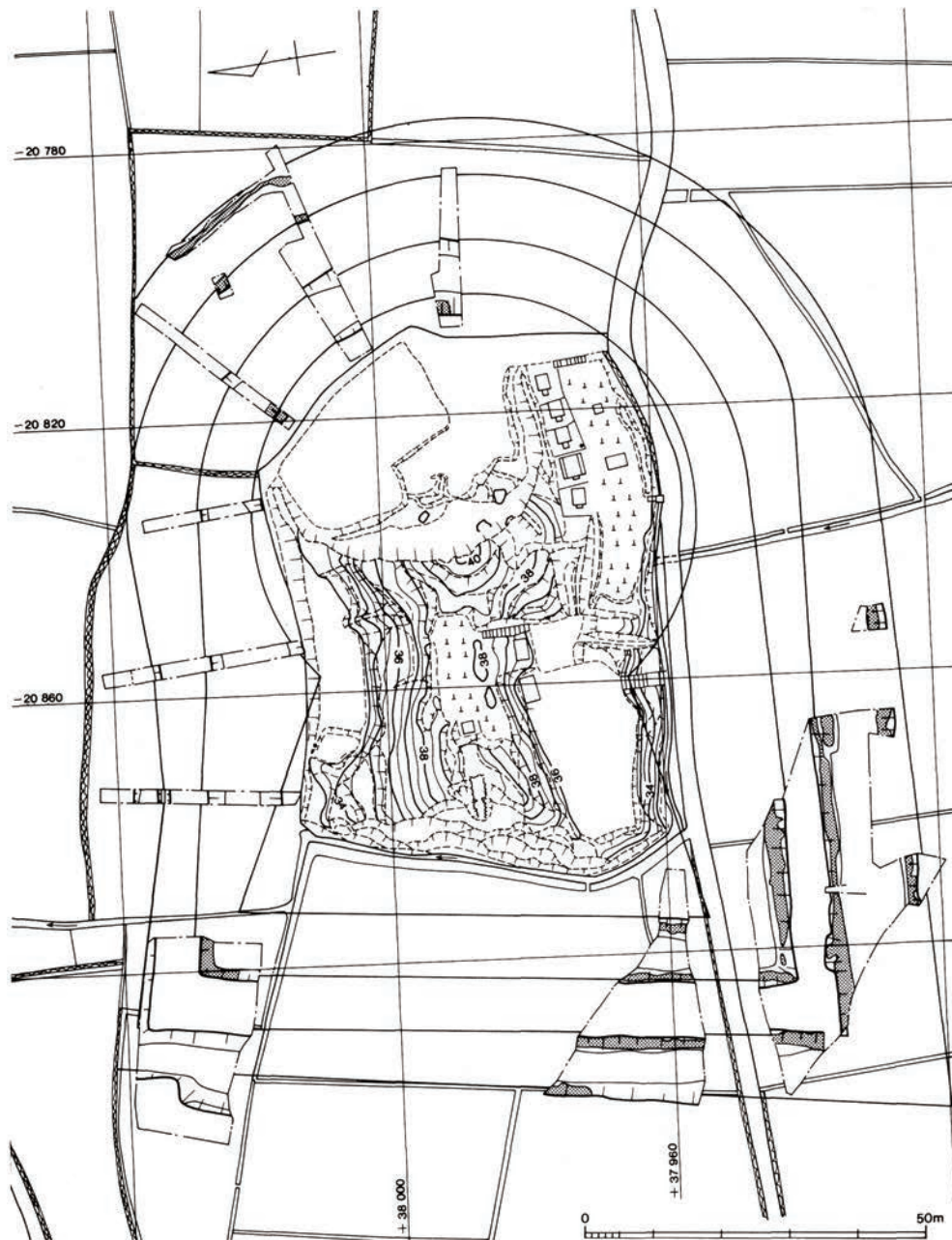


図2 塚堂古墳全体図（『若宮古墳群Ⅰ』より）

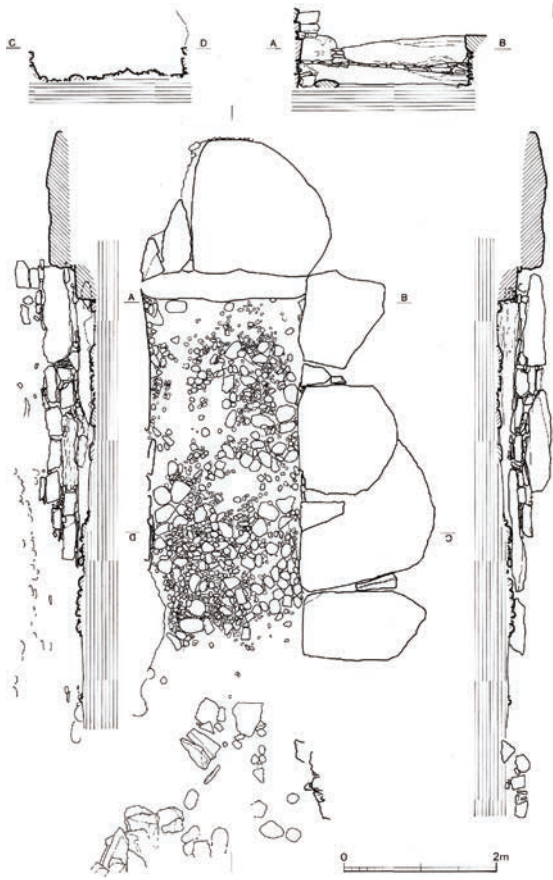


図3 塚堂古墳後円部石室実測図
（『若宮古墳群Ⅰ』より）

後円部の埋葬施設は、土採りによって石室および石棺が大きく破壊されており、1955年の調査時点では、玄室の基底部石が一部残存するのみであった（図3）。床面幅は約2m、右側側壁の残存長は4.9mを測る横穴式石室である。壁体は大石を平積みとし、残存状態の良好な箇所では高さ約1mを残している。玄門付近は破壊されており、詳細は不明である。奥壁の最下段は手前に約35cmせり出しており、後述する前方部石室では副葬品が配置されていた位置であることから、本石室においても同様の機能を有していたと考えられている。床面には副葬品の破片が散布しており、辛うじて出土位置の記録がなされている。

出土遺物には、珠文鏡片を含む鏡片、4個体以上の鈴、硬玉製・ガラス製・珪石製・滑石製の勾玉・管玉・白玉類、挂甲小札、鉄刀片、鉄剣片、鉄鏃、胡籙金具、金銅製鞍金具、鉄地金銅張剣菱形杏葉、鉄地金銅張F字形鏡板、木心鉄板被輪鏝、三鈴付環鈴、鉸具、金銅製鉸留金具、金銅製円盤、金銅製火熨斗、金銅製椀形品、滑石製有孔円盤などが含まれる。

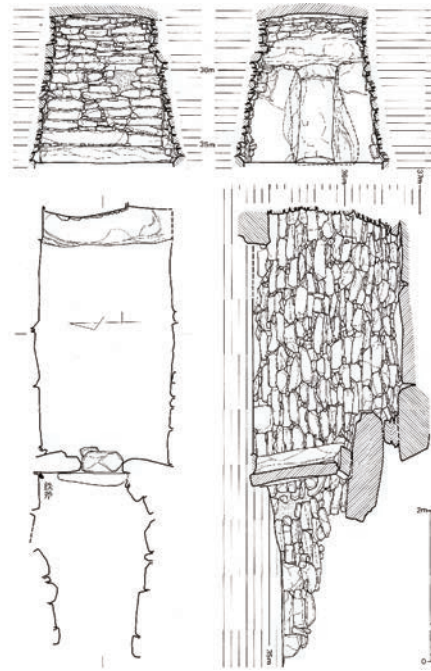


図4 塚堂古墳前方部石室実測図
（『若宮古墳群Ⅰ』より）

前方部の埋葬施設は、西側に開口する横穴式石室である（図4）。発見当時は未盗掘の状態であったとされ、床面には川原石が敷き詰められている。玄室の規模は、床面で長さ3.2m、奥壁幅1.81m、前壁部幅1.7m、高さ1.9～2.0mを測る。奥壁には、床面から22cmの高さで手前に最大50cmせり出す石床が設けられており、その水平面上には短甲2領、鉄刀3振、鉄鏃数十本が置かれていた。壁面は幅30～50cm、厚さ15～20cmの石材を基底部から内傾させながら積み上げている。天井石には3枚の石が用いられて、石室全体には赤色顔料が塗布されている。玄門の規模は幅45cm、高さ110cmである。

石室内からは、仿製神獸鏡、貝釧、玉類、横矧板鉸留衝角付冑、横矧板皮綴短甲、横矧板鉸留短甲、三角板鉸留短甲、挂甲、肩甲小札、頸甲、鉸具、直刀、鉄矛、鉄鏃、胡籙金具、馬具の鉸具、刀子、砥石、滑石製有孔円盤、針金などが出土している。また、前庭部からは、盾金具、鉄鏃、馬具の鞍金具、鞍、木心鉄板被輪鏝、鏝付属金具、素環鏡板、鉄環、雲珠、兵庫鎖、鉸具、鉸留金具のほか、刀子、鉄鎌、鋤先、鑿、鉄斧、釣針などが出土している。

墳丘および周堤には各種の埴輪が樹立されていたと考えられる。確認されている埴輪には、円筒埴輪、朝顔形円筒埴輪、形象埴輪があり、形象埴輪には人物、盾持ち人物、家、蓋、盾、冑、馬、動物形などが含まれる。

これらの出土遺物から、5世紀後半頃の築造と考えられている。

3. 調査の目的

調査に至る経緯

本科研費では、計測方法の検討を目的として、各年度に数ヶ所の計測を実施してきた。計測対象遺跡の選定は、計測方法の検討に合致することを基本としているが、それに加えて、近年の自然災害によって被害を受けた遺跡や、今後の保全が懸念される遺跡を優先するとともに、被災した自治体を支援することも目的として、対象を選択してきた。

近年、梅雨期をはじめとする集中豪雨で、毎年のように各地で被害が発生している。2023年（令和5）も、6月28日から7月16日にかけて停滞した梅雨前線の影響で、各地で大雨となり、北日本から西日本の広範な地域で被害が発生した²⁾。7月7日から10日にかけては、九州北部地方の広範囲で大雨となった。9日夜遅くから10日昼過ぎにかけては、福岡県、佐賀県、大分県で線状降水帯が発生し、非常に激しい雨となった。うきは市が所在する筑後川水系でも、浸水や土砂崩れなどの被害が、広範に発生している。

塚堂古墳の前方部石室は、吉井町による測量調査後に埋め戻され、前方部先端の削平された部分には、保護のための盛り土がなされていた。10日の大雨によって、この盛り土が崩落したことから、前方部石室の状況を確認し、保全措置をとるための調査が、うきは市教育委員会によって行われることとなった。この調査に合わせて、前方部石室の3次元計測を実施することとした。

調査の目的

調査に先立って、2024年1月15日に、藤沢と田尻が現地視察を行うとともに、うきは市教育委員会関係者との打ち合わせを行った。

塚堂古墳の石室石材は、かなり薄い板石が使用されており、それら石材の間を、できるだけ計測することが必要であった。当科研費での検討から、石材の間をできるだけ深いところまで計測するには、手持ちのデジタルカメラを用いた、SfM-MVS（Structure from Motion and Multi-View Stereo、以下SfM法）が有効であるとの認識に達していたため、今回の計測もSfM法で実施することとし、その有効性を確認することを調査の目的とした。

当石室の玄室内には、狭い盗掘孔から、かろうじて出入り可能な状態であったため、玄室内の標定を行う方法が課題となった（図5）。狭い盗掘孔を経由して玄室内外のデータを合わせるには、通常のトータルステーションや据え置き型のレーザー計測器では、作業が難しい状況であった。そのため、ライカジオシステム株式会社のご協力をいただき、同社の小型レーザースキャナ（Leica BLK360 G2）を用いて、玄室内と外側をつないで計測し、その際に外側の標定点を入れて計測し、検証することとした。あわせて、小型レーザースキャナの有効性を検討することも目的とした。



図5 石室内から見た盗掘孔

なお、玄門外側に設定されていた標定点は、九州大学からトータルステーションを持ち込み、周囲の既知点から測量することとした。

うきは市は、装飾古墳が集中する地域として知られている。鳥船塚古墳や珍敷塚古墳が所在する屋形古墳群（吉井町史編纂委編1977）では、これら装飾古墳の整備事業が進められている。珍敷塚古墳では、以前から存在する二重の覆い屋建物が老朽化し、その対応が課題となっている。それに伴い、内側の覆い屋の外側部分で、発掘調査が実施されていた。この区域を対象に、うきは市教育委員会の担当職の体験も兼ねて、SfM法での3次元計測を、あわせて実施することとした。

4. 調査の経過と計測方法

調査経緯

現地での作業は、2024年2月19～21日の3日間で実施した³⁾。ところが、19日は天候が不順で、時折激しい雨に



図6 雨中の作業状況（2月19日）

見舞われた。塚堂古墳の石室入口には、白色シートと青色シートをターフ状に張って、その中で小型レーザーキャナでの計測を行った(図6)。基準点測量は、雨中に傘をさして行うこととなった。午前中にこれらの作業がおおむね終了したため、その後の作業は、天候を見ながら、できるところから順次実施することとなった。20日に、SfM法で使用するための写真撮影までを終えることができ、合間に、

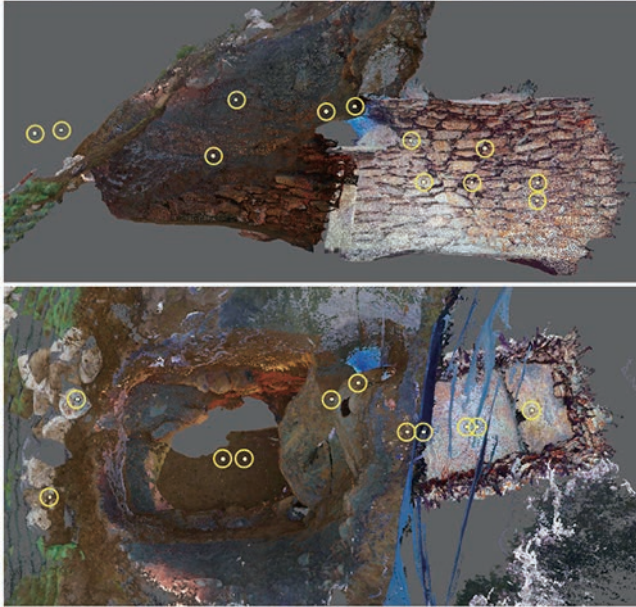


図7 石室周辺のレーザーキャナの設置位置
(上：横断面・下：水平面)

鳥船塚古墳や珍敷塚古墳など屋形古墳群の見学や、塚堂古墳群と一連の若宮古墳群を形成する、日岡古墳、月岡古墳の見学も行うことができた。21日には、珍敷塚古墳において、SfM法での計測などを実際に行い、写真撮影の留意点などを、体験しつつ確認することができた。

計測方法と作業の経過

上述のように石室の3D計測は、ライカジオシステムズ株式会社の協力のもと、小型軽量の3DレーザーキャナであるLeica BLK 360 G2(以後BKL)を使った3Dスキャンと、手持ちカメラ撮影によるStructure from Motion法(以後SfM)で行った。ライカジオシステムズの松田高広氏の予定から、不順な天候の中ではあったが、初日の2月19日に、石室内および周辺箇所をBLKで合計11箇所から松田氏がスキャンを実施した。スキャンの設置箇所は、石室内6箇所、石室内部と外部が見える入口近くが2か所、外側が4箇所である(図7)。1回のスキャンは3分程で終了し、石室内の計測は20分ほどで終了した。スキャン時の石室内の照明は、スキャナ本体の真下の床に置いて全体を照らすようにした(図8)。石室内のスキャナの設置箇所は、高さ方向、長軸方向それぞれ複数になるようにした。初日の計測終了後の午後に行われた、うきは市教育委員会での打ち合わせまでに合成が終了し、石室の3D情報を当日中に確認することができた。

翌2月20日は天候がある程度回復したことから、ライカジオシステムズの日比孝典氏と小西泰彦氏によりBLKを用いて古墳全体の計測が行われ、合計で58箇所からスキャンを行っている(図9)。この成果も参加者で検討したが、計測時間も短縮されており、機器が小型で操作性が良いことも相まって、文化財の3次元計測での活用の可能性を確認することができた。



図8 レーザーキャナでの石室内計測状況
(照明はスキャン範囲外になるキャナの下に設置)

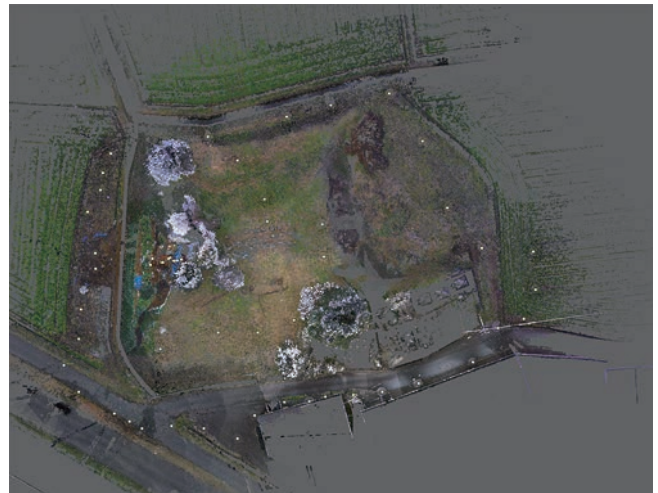


図9 塚堂古墳全体計測における
レーザーキャナの設置位置



図 10 4 灯ライトによる撮影状況

二日目の 20 日に、石室の手持ち撮影を実施した（図 10）。使用したカメラボディとレンズは、CANON EOS 6D Mark II と EF 24mm F2.4 IS USM である。石室内での撮影設定は F8、ISO4000 でシャッタースピードは 1/40 秒であった。照明は、LED 照明を 4 つ、カメラボディの周りにセットしてできるだけ影ができないように注意した。周囲の明るさが変化する場所ごとに、カラーチャートを撮影し、色補正ができるように raw データ（CR2 形式）で撮影した。撮影データは、キヤノン製現像ソフトの Digital Photo Professional 4 で色補正をして、jpg 形式で出力した。SfM で使用した写真の枚数は、913 枚である。さらに、試みとして、魚眼レンズを使った SfM による 3 次元計測を行った。使用したカメラボディは Olympus OM-D EM-5 Mark III、レンズは、Meike 製 MK-006520MF（F2.0 6.5mm）で F 値を 8 に固定して 307 枚撮影した。



図 11 SfM で生成した点群データのイメージ

5. 計測成果と計測データの加工

計測で取得したデータ

BKL で得られた古墳全体を含む点群数は 661,899,554（約 6.6 億点）である。今回の正射投影図に使用した石室及びその周辺のデータは、BLK の計測データファイルをエリジオン社製 InfiPoints で読み込み、全体を合成し、標定点を設定した。標定点は、玄室外側に市教委が設置した測量釘を用いて、古墳西側の道路に設置された既知点から、トータルステーションで測量して、座標値を求めた（表 1）。

表 1 標定点座標

点名	X(m)	Y(m)	Z(m)
1002	38,371.688	-21,095.194	36.107
1004	38,369.177	-21,095.178	36.412
1003	38,370.692	-21,093.528	37.759

次に石室周辺部分を切り出し、さらに 2 mm ピッチで間引きを行った。得られた点群数は 81,037,275（約 8,000 万点）であった。この点群をフリーウェアの CloudCompare で処理し、頂点色付きメッシュを作成し ply 形式で出力した。Blender 5.0（以下 Blender）で読み込み、不要部分を削除してデータを整形した。最終的なメッシュの頂点数は 6,336,782、面数は 12,669,651 であった。照明の影響で、石室内の色がかなり明るく白っぽく表現されている（図 7）。

一方、EOS 6D Mark II を使った手持ち撮影による 3D 化は、Agisoft 社の Metashape Professional 2.0.1（以後 Metashape）を使用した。BLK のデータを参考にするため、BLK のデータも含めて処理を行った。生成された点群数は、403,085,406（約 4 億点）である（図 11）。その点群デー



図 12 魚眼レンズ使用の SfM で生成した点群データのイメージ

タと深度データから、Metashape で精度を高く設定して頂点色付きメッシュを作成した。標定点を設定後、ply 形式でメッシュデータを出力した。Blender で不要部分を削除した結果、メッシュの頂点数は 25,160,941、面数は 50,130,121 となった。

魚眼レンズと OM-D で撮影した写真から Metashape で 3 次元化を試みたが、撮影画像が相当ぼやけていたことから、全体的な概要はつかめるものの、精度が悪く使用に耐えないデータとなった (図 12)。魚眼レンズでは、より焦点があったシャープな撮影画像が必要であることが明らかになった。



図 13 レーザースキャナによるメッシュ (白) と SfM によるメッシュ (薄茶) の差 (数 cm 程斜めにずれていることが判る)

レーザースキャナと SfM のメッシュデータの比較

BLK および SfM で前述のとおり 3D 化したデータを、Blender 上で比較したところ、全体的に SfM のデータの石室が数 cm ほど短くなる誤差が出た、(図 13)。この原因は、推測の範囲内であるが、SfM 法の写真撮影では、出入り口が狭く、前室と玄室との間で共通する十分なデータ (撮影画像) を取得できなかったためと考えられる。BLK による計測データを参考にしようとしたが、石室内部の基準点となる過去に設置された釘の先端の点群数が以外に少なく、位置合わせに利用できなかった。Metashape には、レーザースキャナのデータとデジタルカメラの写真を一緒に処理することで、レーザースキャナのデータを参考にした 3 次元化する機能がついているが、結果的に誤差が生じた。誤差の発生条件や解消方法については、今後の検討課題である。

一方、BLK のデータは、石積みの隙間の計測に威力を発揮した。SfM では暗くて検出できない隙間の奥までレーザーは届くので、SfM と比べ 10cm 以上深い位置まで計測できたところも認められた。石積みの構造をより詳細に検討したい場合は、移動式のレーザースキャナを利用することにより、より詳しい情報を得ることができると考えられる。

正射投影図の作成方法

東北大学総合学術博物館では、特定のソフトウェアに依存しない形で 3 次元データを保存するために、X・Y・Z の座標値と RGB データによる、色付き点群データとして保存し利用する方法を採用している。一方、考古学的データとして、学術的検討に供する方法は、本報告を含めて、2 次元の図面として調査報告を作成することが一般的である。そのため、3 次元データをもとに、正射投影画像を作成する必要がある。

2 次元の正射投影図の図面は、Blender で作成した。基本的に、仲林 (2023) の方法を簡略化した方法で、藤沢・鹿納・杉井 (2025) を踏襲している。Blender のバージョンが 5.0 に上がったことから、多少インターフェースが変化した部分があるものの、主要部分に変化はなく、Workbench レンダリングを利用して出力した。

前述の通り、レーザースキャナと SfM による 3D メッシュデータは、国土座標に乗せるため、標定点の公共座標の整数値の下 2 桁以下を使って位置を補正した。そのため、作図後に座標値の整数部分 3 桁以上の値を付加して表現する必要がある。両方のメッシュデータを Blender で読み込み、Blender で XYZ 軸座標の原点 (0, 0, 0) に近くなるように X 軸で 90 m、Y 軸で -70 m、Z 軸で -30 m それぞれ移動した。

投影位置の設定は次の通りである。Z 軸 (上) から見て、石室の長軸方向を決め、垂直平面を別に作成し、設定した軸に合わせて平面を回転・移動させる (図 14)。中心を X 軸に -4 m、Y 軸に 0.5 m、Z 軸に 6 m 移動させ、Z 軸に 11° 時計回りに回転させた。この面を中心に、奥壁、入口内側、入口外側の断面投影位置を決定した。天井と床の投影面については、長軸で設定した平面を水平に変換したものを二つ準備し、水平方向から見て、天井全体と床全体が入る位置に Z 軸の値 (天井で 6 m、床で 5.4 m) を設定した (図 15)。それぞれ設定した中心座標をもとに、石室全体がレンダリングできるようなサイズを調整した平行投影カメラ (スケール 9、範囲 0.000001 m ~ 100 m、解像度 X:1920px, Y:1080px) を設置し、Workbench レンダリングで、照明は MatCap を用いて画像を出力した。この時、位置合わせとスケール表示のため、XYZ 軸に合わせ 1 m ごとのグリッドを作成して同時に撮影している。この画像を Adobe の Illustrator で配置し、グリッドを用いて座標や標高の情報

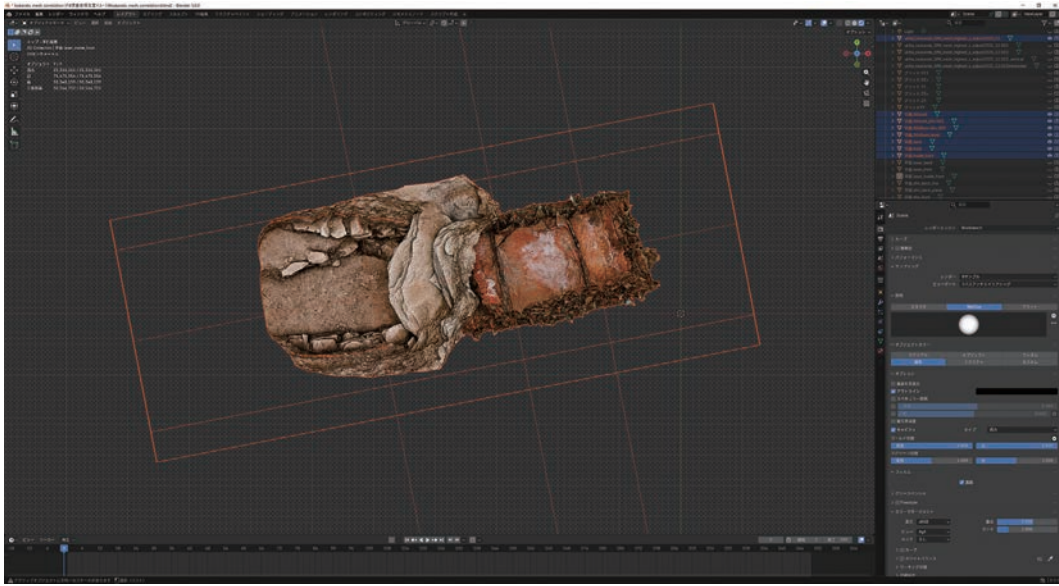


図 14 投影位置の設定 (1)
(石室を Z 軸から見た状態で長軸方向と中心を決め、Z 軸に直交した投影位置を 3 ヶ所設定。)

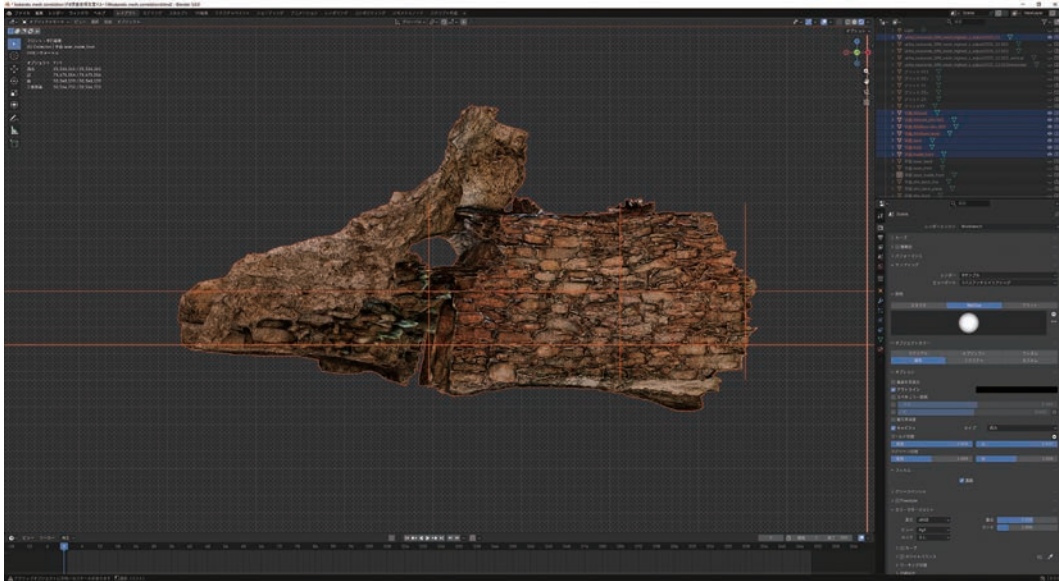


図 15 投影位置の設定 (2)
(石室を横から見て、天井の石が全て入る位置と、床面が全て入る位置を設定。)

を追加した。さらにグリッドを表示しないレンダリングを実施して別名保存したファイルを、はじめに Illustrator で配置した画像のリンクを入れ替えて、正射投影図を作成した。本論では、BLK のデータについては、カラー正射影図のみで出力した (図 16)。SfM のデータについては EOS 6D Mark II で撮影したデータで生成した 3D データから、カラーとグレースケールで出力した (図 17～20)。

6. まとめ

塚堂古墳の石室は、薄い板状の石が用いられており、それらの石材の間を、できるだけ計測することが必要であった。そのために、カメラの撮影位置を細かく移動し、SfM 法で 3 次元計測を行った。おおむね目的は達することがで

きたと考えているが、狭い隙間については、深い部分が暗くなり、計測できていない部分もある。一方、あわせて試みた小型レーザースキャナ Leica BLK 360 G2 では、SfM では暗くて検出できない隙間の奥までレーザーが届き、SfM と比べ 10cm 以上深い位置まで計測できたところも確認できた。スキャナの設置高さを細かく移動させながら計測することで、より詳しい情報を得ることが可能であると考えられる。計測時間も短縮されており、機器が小型で操作性が良いことも相まって、文化財の 3 次元計測での活用の可能性を広げるものと評価できる。ただし、正確な色情報の取得のためには、照明方法などで課題も残っている。SfM 法では、照明方法を工夫することで、かなり色情報を正確に得ることができている。対象資料の状況に応じて、計測方法の適格性を判断していくことが必要である。

※本論には、日本学術振興会 (JSPS) 科研費 20H00019 「石材構築文化財の保全のための 3 次元デジタルアーカイブの標準化の研究」(基盤研究 A・2020～2024 年度・研究代表者藤沢敦) による研究成果を含みます。

謝辞

今回の計測では、うきは市教育委員会生涯学習課文化財保護係の各氏に、塚堂古墳の計測をはじめ、関連古墳の見学、検討場所の提供など、様々な面でご協力をいただいた。小型レーザースキャナでの計測では、ライカジオシステム株式会社と、同社の日比孝典氏・小西泰彦氏・松田高広氏に、多大なご協力をいただいた。あらためて感謝します。

註

1) 本科研費での研究については、WEB ページを作成し、その概要を紹介しているので参照されたい。

<http://webdb1.museum.tohoku.ac.jp/index.html>

2) 2023 年 7 月の福岡県などでの水害については、福岡管区気象台の「災害時気象資料—令和 5 年 7 月 7 日から 10 日にかけての山口県・福岡県・大分県・佐賀県の大雨について—」を参照した。

https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/report/2023/20230808/pdf/2023_2_fukuoka_B.pdf

3) 現地での計測には、科研費関係の以下のメンバーが参加した他、九州大学の大学院生・学生の参加を得て実施した。

研究代表者：藤沢敦 (東北大学)

研究分担者：田尻義了 (九州大学)、杉井健 (熊本大学)、片岡太郎 (弘前大学)、金田明大 (奈良文化財研究所)

研究協力者：鹿納晴尚 (東北大学)

引用・参考文献

- 小林行雄編 1964 『装飾古墳』 平凡社
 佐田茂 1980 「筑後地方における古墳の動向」『鏡山猛先生古稀記念古文化論攷』 553～578 頁
 仲林篤史 2023 「古代瓦の三次元データを用いたシェーディング処理の検討」『デジタル技術による文化財情報の記録と活用 5』 奈良文化財研究所研究報告 37、75～90 頁、独立行政法人国立文化財機構奈良文化財研究所
 福岡県教育委員会 1983 『塚堂遺跡』 I 一般国道 210 号線浮羽バイパス関係埋蔵文化財調査報告第 1 集
 藤沢敦・鹿納晴尚・田尻義了・小池雄利亜 2024 「福岡県湯の隈古墳の高精細 3 次元計測」『Bulletin of the Tohoku University Museum』 No. 23、7～38 頁、東北大学総合学術博物館
 藤沢敦・鹿納晴尚・杉井健 2025 「熊本県大村横穴群の SfM 法による 3 次元計測」『Bulletin of the Tohoku University Museum』 No. 24、31～60 頁、東北大学総合学術博物館
 藤沢敦 2025 『石材構築文化財の保全のための 3 次元デジタルアーカイブの標準化の研究』 2020～2024 年度科学研究費補助金基盤研究 (A) 研究成果報告書、東北大学学術資源研究公開センター
 吉井町教育委員会 1989 『若宮古墳群 I』 吉井町文化財調査報告書第 4 集
 吉井町教育委員会 1990 『若宮古墳群 II』 吉井町文化財調査報告書第 5 集
 吉井町史編纂委員会編 1977 『吉井町史』 吉井町教育委員会

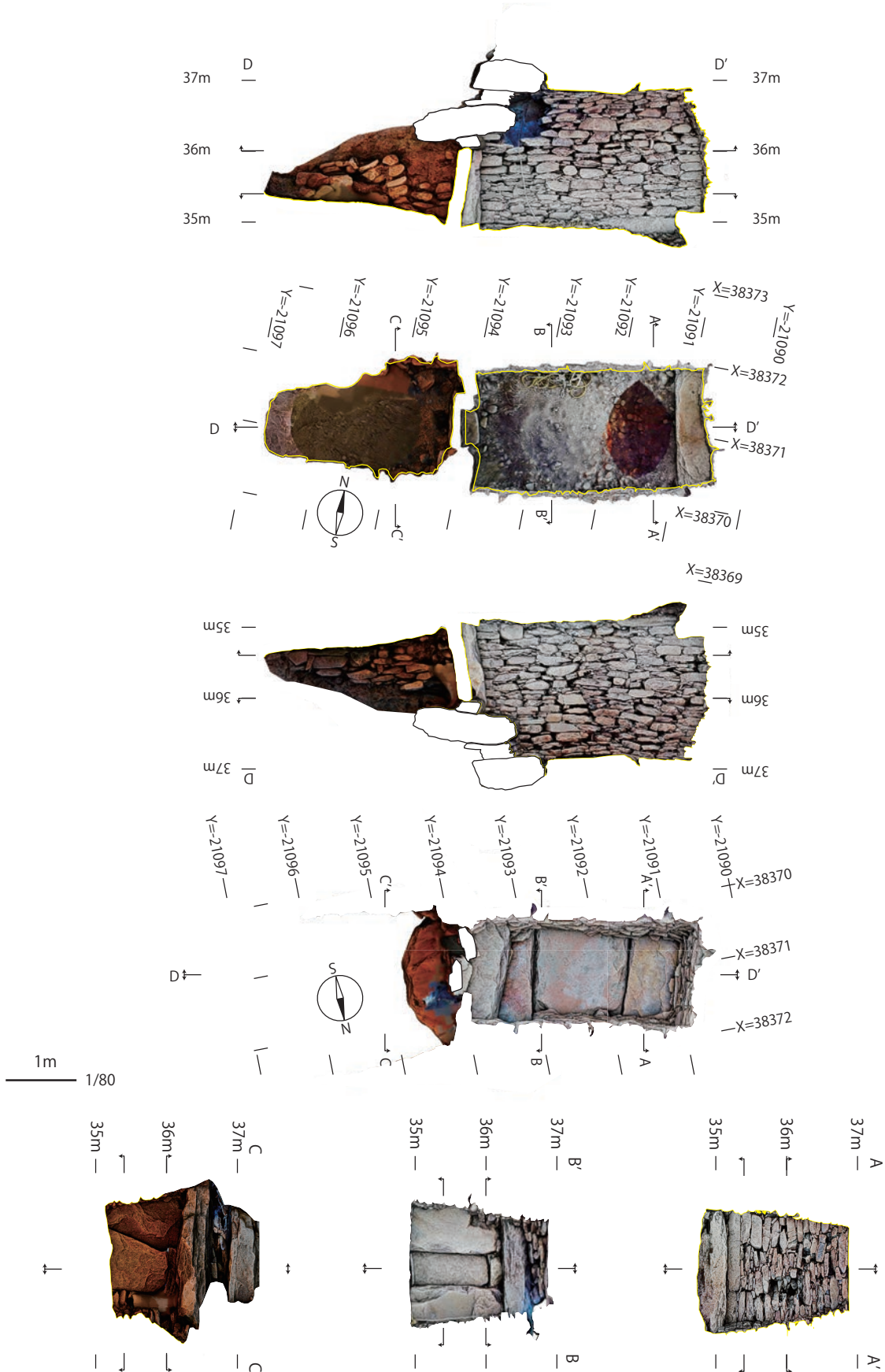


図 16 レーザースキャナによる塚堂古墳前方部石室正射投影図 (カラー・陰影図)

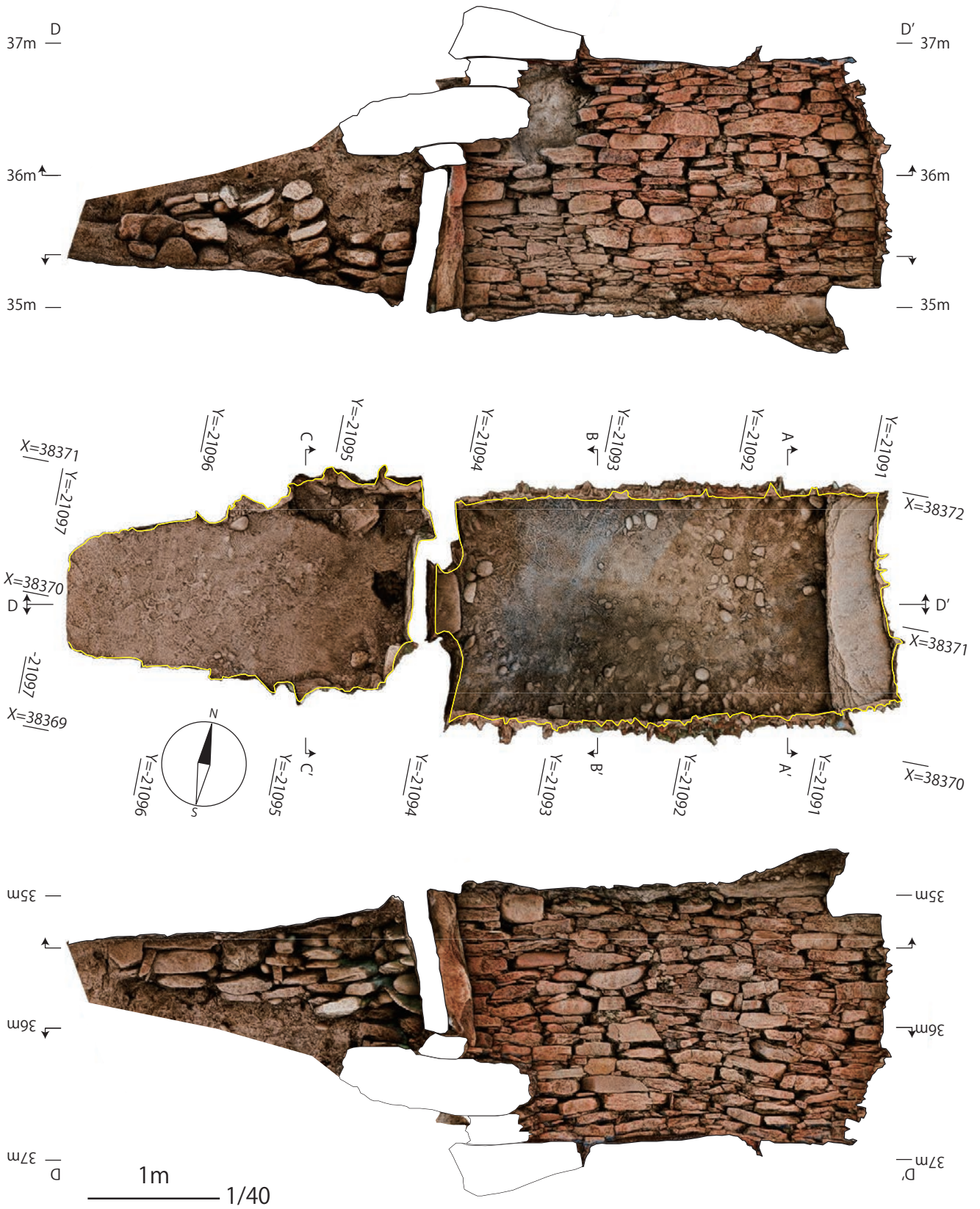


図 17 塚堂古墳前方部石室正射投影図 (カラー・陰影図) (1)

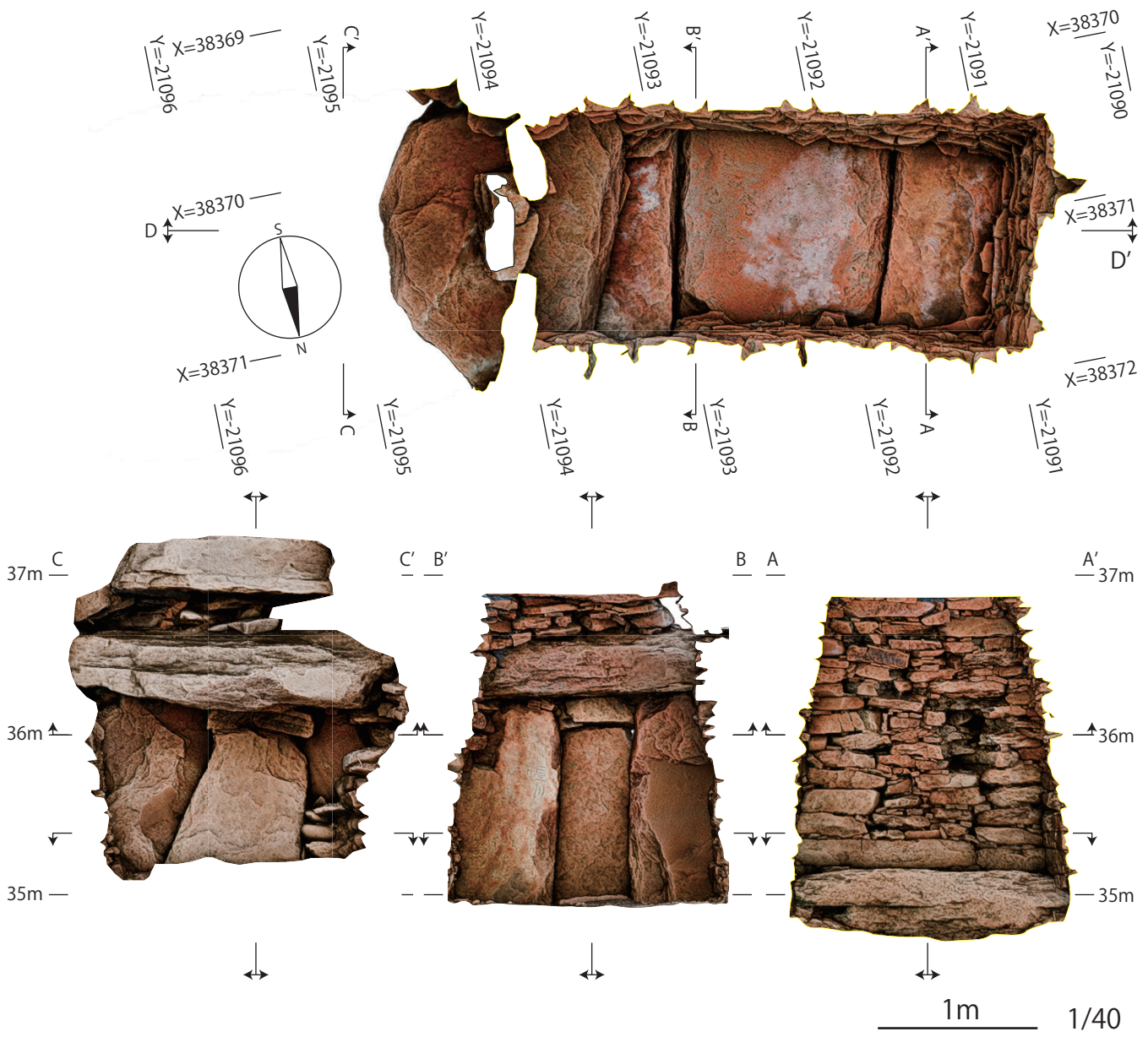


図 18 塚堂古墳前方部石室正射投影図 (カラー・陰影図) (2)

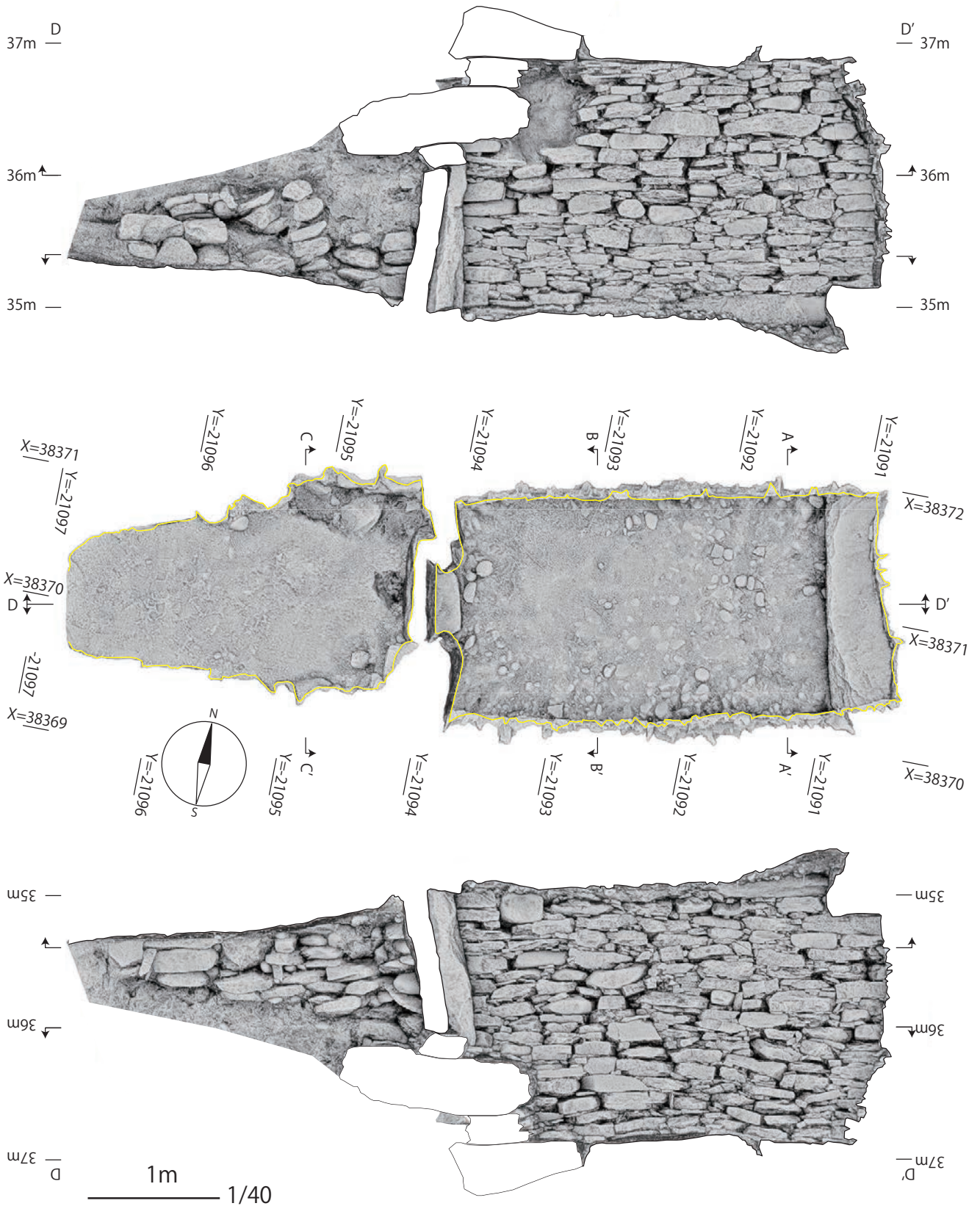


図 19 塚堂古墳前方部石室正射投影図（陰影図）（1）

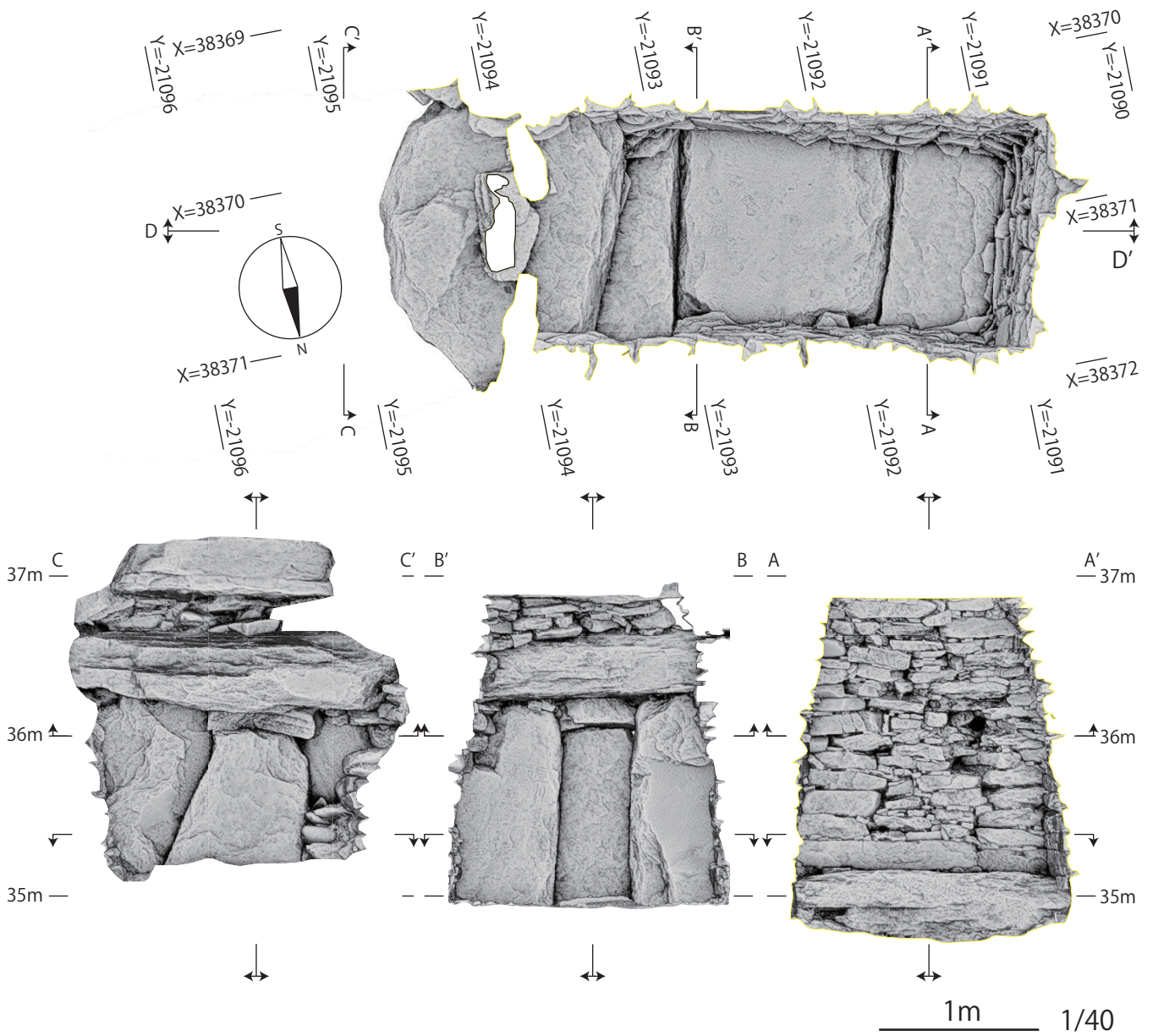


図 20 塚堂古墳前方部石室正射投影図（陰影図）（2）

東北大学総合学術博物館紀要 (Bulletin of the Tohoku University Museum) 編集委員会規定

2004年1月31日

(設置)

第1条 東北大学総合学術博物館(以下「博物館」という。)に東北大学総合学術博物館紀要編集委員会(以下「委員会」という。)を置く。

(任務)

第2条 委員会は、館長の求めに応じ、『東北大学総合学術博物館紀要』(以下「紀要」という。)に掲載する論文等の審査及び編集に当たるとともに、これに関する事項について審議する。

(組織)

第3条 委員会は、次に掲げる者をもって組織する。

- 一. 博物館の教官で館長が指名した者。
- 二. 博物館の運営委員及び兼任教官で館長が委託した者。
- 三. その他、特に館長が必要と認めた者。

(委員長)

第4条 委員会に、委員長を置く。

- 一. 委員長は、第3条第1項、及び第2項の委員の互選によって定める。
- 二. 委員長は、委員会を召集し、その議長となり、会務を掌理する。

(任期)

第5条 第3条に定める委員の任期は、1年とし、再任を妨げない。

(議事)

第6条 委員会は、委員の過半数の出席がなければ会議を開くことができない。

2. 委員会の議事は、出席入数の過半数をもって決し、可否同数の時は、委員長が決するところによる。

(論文等の審査)

第7条 委員会は、寄稿された論文等について審査をおこなう。

2. 審査は掲載の可否、修正範囲、掲載分類等とする。
3. 審査にあたって、査読を実施する。

(委員以外の出席)

第8条 委員長が必要と認めた時は、委員以外の者を委員会に出席させ、意見を求めることができる。

(査読者の委託)

第9条 委員会は、論文等の審査にあたり、委員以外の者に査読を委託することができる。

(審議結果の報告)

第10条 委員会は、審議結果について、館長に報告する。

(庶務)

第11条 委員会の庶務は、博物館の事務において処理する。

(雑則)

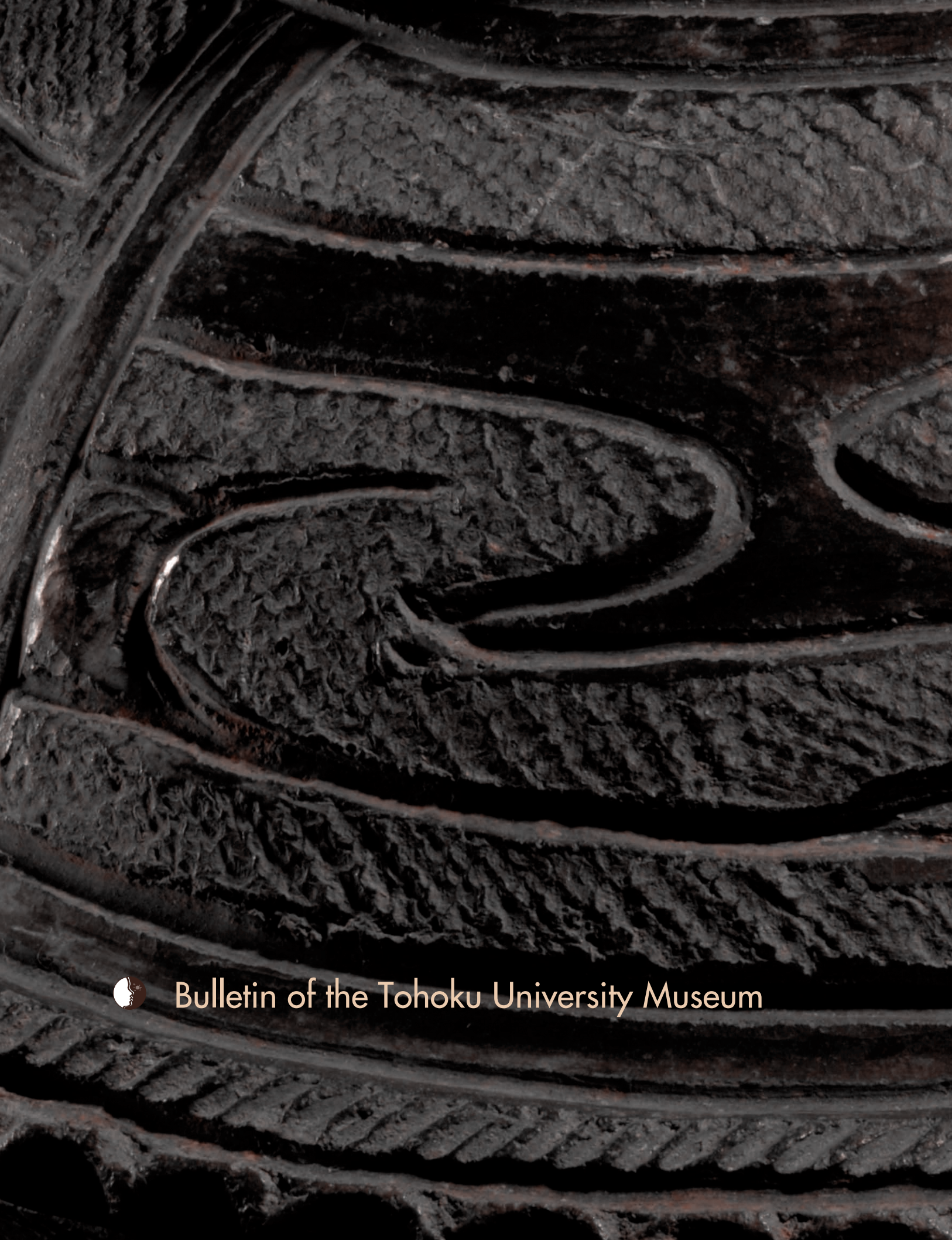
第12条 この規定に定めるもののほか、論文等の審査及び編集に関し必要な事項は、委員会が別に定める。

附則

この規定は、2004年1月31日から施行する。

東北大学総合学術博物館『紀要』寄稿要項

- 1 東北大学総合学術博物館紀要(以下「紀要」という。)は総合学術博物館(以下「博物館」という。)に関連する諸科学に関する研究報告、調査報告等を掲載・発表することにより、それらの学問の発展に寄与するものである。
- 2 紀要に寄稿することができる者は、次の通りとする。
 - ① 東北大学の教職員(同客員教官を含む)
 - ② 東北大学の名誉教授
 - ③ その他、博物館において適当と認められた者
- 3 原稿執筆における使用言語は英語・日本語を原則とする。
- 4 寄稿する原稿には英文要旨(300語程度)を添付する。
- 5 原稿はA4判横書き、1ページ1段組で1,000字(40字×25行)とし、十分な余白を取る。英文の場合はこれに準ずる。(図、写真、表、図版などはそれぞれ別ページとして準備する。さらにそれらのキャプションを別途準備する。)図、写真類のできあがりの最大の大きさは1ページ縦22cm×横17cmとする。
- 6 原稿はデジタルデータで提出する。
- 7 原稿の提出は10月末とする。
- 8 原稿の提出は、紀要編集委員会とする。
- 9 原稿は編集委員会から委託した査読者の審査を経て編集委員会が採択する。
- 10 掲載した一論文につき、別刷り30部まで無償とし、それ以上は著者の負担とする。
- 11 紀要に掲載された論文等の著作権は、博物館に帰属するものとする。



Bulletin of the Tohoku University Museum