

信州大学審査学位論文

日本列島における新第三紀中新世・鮮新世の古風化条件
：古土壌相，化学風化度，粘土鉱物を指標値として

Paleoweathering condition in the Miocene and the Pliocene periods
in the Japanese Islands

：From paleosol facies, chemical weathering degree and clay minerals

2018 年 9 月

信州大学大学院 総合工学系研究科

山岳地域環境科学専攻

葉田野 希

Interdisciplinary Science and Technology
Graduate School of Shinshu University
Nozomi Hatano

目次

Abstract	1
第1章 研究の背景と目的	21
第2章 研究対象	23
2-1 研究史 ～新第三紀の中部・西南日本～	24
2-1-a 瀬戸層群の研究史	24
2-1-b 古琵琶湖層群の研究史	29
2-2 地質概説	33
2-2-a 瑞浪層群	33
2-2-a i 明世層	33
2-2-a ii 生俵層	33
2-2-b 阿波層群	34
2-2-b i 平松層	33
2-2-b ii 槇野層	33
2-2-c 瀬戸層群陶土層	35
2-2-d 古琵琶湖層群	38
2-2-d i 上野層	41
2-2-d ii 伊賀層	43
2-2-d iii 阿山層	44
2-2-d iv 甲賀層	45
2-2-d v 蒲生層	46
第3章 古土壌相とそれらが示す古風化条件	47
はじめに	47
3-1 研究手法	50
3-1-a 古土壌の認定	50
3-1-b 土壌発達程度の区分	54
3-2 古土壌構造の意義と解釈	55
3-3 現世土壌分類	59
3-4 中部中新統（陶土層）の古土壌相	61
3-4-a 岐阜県恵那市南部 土岐口陶土層の例	61
3-4-a i 概説	61
3-4-a ii 堆積環境	62

3-4-a iii	古土壌環境	68
3-4-b	岐阜県土岐市～多治見市 土岐口陶土層の例	76
3-4-b i	概説	76
3-4-b ii	堆積環境	78
3-4-b iii	古土壌環境	83
3-4-c	愛知県豊田市 瀬戸陶土層の例	94
3-4-c i	概説	94
3-4-c ii	堆積環境	94
3-4-c iii	古土壌環境	101
3-4-d	中部中新統（陶土層）の古土壌相のまとめ	117
3-5	下部鮮新統（伊賀粘土部層）の古土壌相	118
3-5-a	概説	118
3-5-b	堆積環境	121
3-5-b i	堆積ユニットの識別	124
3-5-c	古土壌環境	129
3-5-c i	Pedotype 区分	129
3-5-c ii	局地的な堆積環境を反映した古土壌	141
3-5-d	下部鮮新統（伊賀粘土部層）の古土壌相のまとめ	143
3-6	古土壌相が示す古風化条件	144
3-6-a	現世土壌分類との対比	145
3-6-b	現世土壌分類との対比が示す過去の気候条件	147
3-6-c	中期中新世における vertisol 発見の意義	148
3-7	本章のまとめ	149
第4章	CIA 値の最適化：母岩効果と粒度効果の抑制	150
	はじめに	150
4-1	研究対象・研究手法	151
4-1-a	研究対象	151
4-1-b	研究手法	152
4-2	粒度効果の抑制	155
4-2-a	粒度指標としての $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の妥当性の検証	155
4-2-b	粒度効果による CIA 値への影響	157
4-3	母岩効果の抑制	160
4-3-a	母岩指標	160
4-3-b	母岩の検証	161
4-3-b i	瀬戸層群の例	161

4-3-b ii 古琵琶湖層群の例	170
4-4 現地性土壌化による影響の評価	186
4-5 本章のまとめ	187
第5章 鮮新世における化学風化度の追跡	189
はじめに	189
5-1 研究手法	190
5-2 新第三紀の風化強度の変遷	191
5-3 日本列島陸域の気候条件と化学風化強度との関連	194
5-4 本章のまとめ	195
第6章 日本列島陸上の風化条件と広域的な気候条件との関連	196
6-1 日本列島陸域の古風化条件と古気温との関連	197
6-2 日本列島陸域の風化強度変遷史と東アジア・モンスーンと黒潮変動史との関連	198
6-2-a 化学風化度強化の気候要因	198
6-2-b 中期中新世 (9~12 Ma)と鮮新世 (3.3~4 Ma)の土壌環境と気候条件	201
結論	203
謝辞	205
引用文献	207
Appendix	229
Appendix 1 試料採取・調査地点	230
Appendix 2 地質各説・試料採取層準	245
Appendix 3 堆積相の記載	274
Appendix 4 伊賀粘土部層の古土壌記載	298
Appendix 5 分析手法	321
Appendix 6 化学組成の記載	330
Appendix 7 化学組成の解釈	374
Appendix 8 土岐砂礫層の化学風化度	383
Supplementary Table	396

Supplementary Table 1 試料詳細 396

Supplementary Table 2 粉末 X 線回折分析による鉱物組成およびピーク強度 414

Supplementary Table 3 主要, 希土類, 微量元素分析値, CIA 値 433

Supplementary Table 4 相関行列 463

Abstract

Contents

1. Introduction
2. Paleoweathering condition inferred from paleosol facies
3. Restraint of the effects by particle size and source rock compositions
4. Fluctuation of the paleoweathering degree during the Pliocene period
5. Relationship between the weathering condition in the Japanese Islands and the Asian Monsoon and Kuroshio Current

1. Introduction

The climate and the weathering condition in the coastal margin of the Eastern Asia are controlled by the East Asian summer monsoon and the warm water current (Yu et al., 2018). The history from the middle Miocene to the Pliocene times has been investigated using several ocean drilling cores, for example from the South China Sea, the Philippines Sea and the northwestern part of the Pacific Ocean (e.g., Wang et al., 2003; Wei et al., 2006; Clift et al., 2008, 2014; LaRiviere et al., 2012; Yu et al., 2018). The interpretation of the climate change, however, is still controversial, because of a long time-lag that is sediment supply from river to coast and/or an effect of dilution of weathering record by source rocks and hydrological processes.

Fluvial sediments could record the climatic conditions precisely. In particular, the soil-forming processes are controlled by the climatic conditions, so that the change of paleosol facies should indicate paleoclimate change (Retallack, 2001). Few studies, however, have focused on the change of paleosol environment, such as drainage condition, degradation rates of organic matter and degree of bioturbation, lessivage, calcification and so on, in the coastal margin of the Eastern Asia. In this study, the description of paleosols, classification of them and the evaluation of the chemical weathering intensity were carried out for the Miocene and the Pliocene fine-grained sediments in order to reconstruct the paleosol facies and the long-term fluctuation of the paleoweathering condition in the Japanese Islands. This study aims to distill the climate signal affected by the fluctuation of the East Asian summer monsoon and the warm water current called as Kuroshio Current.

The southwestern part of the Japanese Islands on Pacific Ocean side is subject to the East Asian Monsoon, which cause a huge annual range of temperature and precipitation, and warm water current,

which cause a maritime climate. In particular, Gifu Prefecture, which is located in the southwestern Japan on Pacific Ocean, is known as the warmest region in the Japanese Islands. Accordingly, the paleosols and the fluvial sediments are considered to record the emphasic weathering condition. This study focused on the fluvial sediments distributed in Gifu, Aichi, Mie and Shiga Prefectures in the central–southern Japan, as a representative sediments, which record the emphatic paleoweathering condition and the paleosol environments in the Japanese Islands.

2. Paleoweathering condition inferred from paleosol facies

Introduction

Paleosol facies can be useful for the reconstruction of the paleoweathering and the paleoclimatic condition during the geological time period from the Archeozoic to the Cenozoic, Pleistocene period (Retallack, 2001, 2018; Driese and Ashley, 2016). However, in Japan, few reports are available on paleosols.

In the 1950's, red paleosols had been found in various districts in Japan (Omasa et al., 1955, 1957; Matsui and Kato, 1962). Those red paleosols can be comparable to ultisol and indicate wet and warm to semi-tropical climatic condition in the Last interglacial period in the Japanese Islands (Matsui and Kato, 1962; Matsui, 1979). Around the 2000, the paleosols, that preserved in the Albian-Cenomanian stage in the Cretaceous strata in the Kyusyu, Shikoku, Chugoku and Hokuriku islands, had been focused as a record of the paleoclimatic conditions (Lee and Hisada, 1999; Lee et al., 2003; Shigeno et al., 2004; Horiuchi et al., 2008). Some paleosols of them were considered to correspond to calcic vertisol or vertisol (Lee et al., 2003).

In the Japanese Islands, the middle Miocene to the Pliocene periods include a long hiatus in which marine deposits were lacked due to expansion on the land area in the Setouchi Province (Makinouchi, 1985; Yoshida, 1992). The Porcelain Clay Formation, that is the lower part of the Seto Group and distributed in the southeastern part of Gifu Prefecture and northwestern part of Aichi Prefecture, central-southwest Japan (Akamine, 1954; Matsuzawa et al., 1960), is considered to be deposited in the middle Miocene period (9–12 Ma; e.g., Nakayama et al., 1995; Yoshida et al., 1997b; Ando et al., 1999; Todo Collaborative Research Group, 1999; Hoshi et al., 2015). This formation can be, therefore, expected to record the paleoweathering and the paleoclimatic conditions during the middle Miocene to the Pliocene hiatus in the Japanese Islands. The description and classification of paleosols developed in the middle Miocene Porcelain Clay Formation and the Pliocene Iga Clay Member that is the upper part of the Ueno Formation (3.3–4 Ma) in the Kobiwako Group were carried out to reconstruct the paleosol facies and clarify the variety of paleosol facies in the Neogene period in the Japanese Islands.

Methods

To reconstruct the extensive paleosol environment, the Porcelain Clay Formation distributed in three areas, southern part of Ena, Toki–Tajimi and Toyota areas, was investigated. These areas are

several to tens of kilometers away from each other. The Porcelain Clay Formation distributed in the Toyota area is considered to have been deposited in approximately 9 Ma (Nakayama et al., 1995).

Prior to the paleosol facies analysis, the effects of topography and sedimentary processes on soil-forming processes were evaluated by sedimentary facies analysis. The sedimentary facies in this study were, then, compared with those defined by Miall (1977, 1978, 1996).

Pedogenic features on the field observation were described for output density and length of *in situ* plant fossils, such as root fossils, fine rootlet fossils, root traces and rhizoconcretions, structure of ichnofossils, soil horizons and their thickness, soil color, occurrence of original sedimentary structure and their depth and iron redoximorphic features. The top of each paleosol profile was identified by the surface plane from top of root fossils and/or tree trunk fossils emanated, the boundary between the upper part of soil horizons (O and A horizons) and the horizons, lying on the former soil horizons, and primary sedimentary structures are remained, or the horizon fine rootlet fossils crowds. Descriptions of soil color was followed using the Munsell color system from wet samples. Oriented hand sized samples were collected from each paleosol horizons to observe soil micro-structures in thin sections.

Paleosol characteristics were comparable to those of modern soils. Pedotypes were classified using the USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), the world map classification (F.A.O., 1977b, 1978), the classification of cultivated soils in Japan (Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries, 1991) and the unified soil classification system of Japan (Japanese Society of Pedology, 2002). In this study, furthermore, the degree of development (B, Bw or Bt horizons) of clayey subsurface horizon and the degree of peat accumulation were focused on as a criterion for determination of maturity in paleosols.

Paleosol facies in the middle Miocene Porcelain Clay Formation

The sedimentary facies associations of the middle Miocene Porcelain Clay Formation indicate the deposition occurred mainly in a lacustrine, such as lake, pond, marsh and swamp, floodplain of a meandering river channel. The coarse-grained sediments, which were deposited as channel-bar, natural levee, high-density debris-flow deposits, with high accumulation rate, were particularly recognized. Those coarse-grained sediments could be associated with alluvial fan environment.

In the Porcelain Clay Formation, several to several dozen paleosols were recognized in each area. The number of total paleosol horizons are 79. Those paleosols can be classified as vertisol (swelling clay soil), ultisol (base-poor forest soil), inceptisol (young soil), entisol (incipient soil), histosol (peaty soil), andisol (volcanic ash soil). The dominated paleosol facies in the middle Miocene formation are similar to ultisol.

Entisol-like paleosols have weakly differentiated soil horizons, absence of pronounced pedogenic structures, such as abundant bioturbation, common pedstructure, cutan or illuviated clay, and relict bedding penetrated by *in situ* plant fossils. Those paleosols are developed in the proximal floodplain deposits, natural levee deposits or coarse-grained deposits distributed in the distal area of the sedimentary basins, so that the formation of entisol-like paleosols are considered to have been regulated by local sedimentary condition, that shows rapid sedimentary rates, coarse-grained parent materials and/or high topographic positions led well-drainage and low water-table condition. Ten paleosols are applicable to entisol.

Histosol-like paleosols show thick peaty horizon (O horizon) showing waterlogged condition, well-preserved organic matter, few *in situ* plant fossils, bluish-gray soil color without any reddish soil color, formation of siderite or pyrite nodules and/or horizontally directed root fossils for respiration root fossils. Those paleosols are developed in lowland and/or swamp deposits with fine-grained parent materials, so that those paleosols are considered to have been regulated by microtopography, for example in lowlands where were situated under high water-table and waterlogged condition. Three paleosols are applicable to histosol.

Andisol-like paleosols are composed of volcanic clastic parent materials, such as volcanic ash including volcanic glasses. The noncrystalline materials, such as allophane and imogolite, and other clay minerals are also included. One paleosol developed in the Toyota area is applicable to andisol. This paleosol corresponding to stage 4, showing soil maturity index as a strongly developed paleosol, that is equivalent to soil maturity index of ultisol.

Ultisol-like paleosols are characterized by strongly differentiated soil horizons. Those paleosols are composed of thick organic A horizon, which is shown by several dozen centimeters thick and reddish-brownish B horizon and gray C horizon, lack of original sedimentary structures due to pronounced bioturbation and common pedstructure, illuviated clay and cutan (argillan). Furthermore, those paleosols have several to several dozen centimeters-thick well-developed clayey subsurface (Bt or argillan) horizon distinguished by well-developed cutan (argillan) as

clinobimasepic plasmic texture (i.e., network of highly birefringent clay arranged two directions and at a low angles) or masepic plasmic texture (i.e., highly birefringent streaks forming an extensive criss-crossing network) in clayey matrix and very common illuviated clay. Ultisol-like paleosols are recognized in the whole area of the sedimentary basins in the southern part of the Ena area and the Toki–Tajimi area without relation to microtopography, sedimentary rates and particle size. Thirty paleosols are applicable to ultisol.

Inceptisol-like paleosols are characterized by moderately-differentiated soil horizons. Those paleosols are composed of several centimeters-thick organic A horizon, several to several dozen centimeters-thick and reddish–brownish B horizon and gray C horizon, pronounced bioturbation and common pedstructure, illuviated clay and cutan (argillan). It is insufficient to identify a clayey subsurface (Bt or argillic) horizon which is diagnostic for ultisols. Inceptisol-like paleosols are recognized in the whole area of the sedimentary basins in all study area, so that these paleosols are not considered to regulated by microtopography, sedimentary rates or particle size. Twenty-seven paleosols are applicable to inceptisol.

Vertisol-like paleosol is characterized by extremely-differentiated soil horizons composed of several centimeters-thick organic A horizon, several dozen centimeters- to several meters-thick and reddish–brownish B horizon and gray C horizon, pronounced bioturbation and common pedstructure, illuviated clay and cutan (argillan). Furthermore, this paleosol has several dozen centimeters-thick well-developed clayey subsurface (Bt or argillic) horizon showing well-developed cutan (argillan) as clinobimasepic plasmic or masepic plasmic in clayey matrix, pedogenic slickensides and very common illuviated clay. This paleosol shows hummock-and-swale microtopography that is similar to gilgai microrelief, and festoon-shaped horizons resembling mukara subsurface structures. However, the paleosol hasn't an accumulation of carbonates (Bk horizon) that testifies to a pronounced dry season. The vertisol-like paleosol, then, is not considered to no be an equivalent to vertisol. One paleosol developed in the Toyota area are applicable to vertisol.

A few paleosols, showing bluish gray or greenish gray color, framboidal pyrite nodule and lack of *in situ* plant fossils are considered to have been formed under the water-saturated condition. Those paleosols are applicable to gleysol (wetland soil) of F.A.O. (1977b, 1978). Those paleosols are developed in swamp or marsh deposits in the proximal area of the sedimentary basins in the Toki–Tajimi area, so that these paleosols are considered to have been regulated by

microtopography, for example in lowlands situated under high water-table and waterlogged condition.

The top of the soil horizons is unconformity related to erosion by covering gravel or sandy layer showing river channel or crevasse channel. The upper part of the paleosols, such as the O and A horizons, aren't preserved. Those paleosols can be called as truncated soils quoted from Marriott and Wright (1993) and can't be interpreted detailed soil environments due to lack of surface soil horizons. Seven paleosols are applicable to truncated soil.

Paleoclimatic conditions inferred from paleosols in the middle Miocene period (9–12 Ma)

Ultisols and inceptisols are developed in the whole area of the sedimentary basins in the southern part of the Ena area and the Toki–Tajimi area independently of sedimentary environment or microtopography. Ultisol is, especially, the predominant paleosol facies in the middle Miocene Porcelain Clay Formation. Paleosols corresponding to ultisol account for approximately one-third or more of all paleosols in this formation. These ultisol-like paleosols are characterized by well-developed clayey sub-surface (Bt or argillic) horizons. In general, the Bt or argillic horizons need a long exposure and pedogenic time over 10^3 – 10^4 years to form (Markenwich et al., 1990; Retallack, 2001). Ultisol is considered to be a representative paleosol facies in the middle Miocene period (9–12 Ma).

In the Asian region, ultisols are distributed in the southeastern China, a wide area of Indochina Peninsula and the coast of the southwestern part of Japan (Soil Survey Staff, 2010), under subtropical–tropical and warm and humid climate, which accompany with strong dry season (Kira, 1971). Some previous paleo-botanical studies have reported that the maritime climate, that is remarked by humid and cool in summer and warm in winter in the middle Miocene period (9–12 Ma) in the inland area of the Setouchi Province (Miki, 1963; Nasu, 1972; Tsukagoshi and Todo Collaborative Research Group, 1998; Nakayama et al., 1999; Momohara and Saito, 2001). The paleosol facies reconstructed in this study is consistent with those previous studies in the warm and wet climate in this period.

Meanwhile, the description of the vertisol-like paleosol in the middle Miocene Porcelain Clay Formation should be noted in this study. The vertisol-like paleosol implies a pronounced seasonality of humidity in the soil horizons even though this paleosol lacks a Bk horizon. Their parent materials were composed of felsic rocks, such as granite, rhyolite or the lower Miocene

marine sediments. The paleosol is recognized in the micro-hill at the foot of gentle slope. The formation of the vertisol-like paleosol, accordingly, doesn't implicate parent material's composition but rather the specific topographic condition and/or specific climate, which pronounced seasonality of precipitation. Specifically, it is likely that there was a more pronounced seasonality in the middle Miocene period (9 Ma) than that in present-day. The paleosol could be easily matured during a long exposure for pedogenesis with the slow sedimentation rates, even though this paleosol had felsic parent materials.

Vertisol are the most matured paleosol in Japan from past to present. Previous researches reported that the red paleosols corresponding to ultisols have been developed in the Last interglacial period (Matsui and Kato, 1962; Matsui, 1979) and calcic vertisol have been formed in the Albian–Cenomanian stage in the Cretaceous strata in the Japanese Islands (Lee et al., 2003). The former paleosols were considered to be formed under the warm climate in the interglacial period. The middle Miocene period (9 Ma) may be considered to have been under the special climatic condition, showing pronounced seasonality of precipitation, which is suitable for the forming of vertisol.

Paleosol facies in the Pliocene Iga Clay Member

In the Pliocene Iga Clay Member that is the upper part of the Ueno Formation (3.3–4 Ma) in the Kobiwako Group, the sedimentary facies associations indicate the deposition occurred mainly in a lacustrine, such as lake, pond, marsh and swamp, with muddy flow as low-density debris flow, floodplain of a meandering river channel. Channel-bar and natural levee deposits were recognized in the upper part of the Iga Clay Member.

In the Iga Clay Member, several to several dozen paleosols were recognized in two mines where are located in Mie Prefecture, southwest Japan. The total number of paleosols are 24 horizons. Three paleosols of them are truncated paleosols. Those paleosols can be classified as ultisol, inceptisol, entisol and andisol. Gleied paleosols were, further, developed in the proximal floodplain deposits or natural levee deposits. The dominated paleosol facies in the Pliocene are similar to inceptisol.

The characteristics of the entisol-like paleosols, such as weakly differentiated soil horizons, absence of pronounced pedogenic structures, which are abundant bioturbation, common pedstructure, cutan or illuviated clay, and relict bedding penetrated by *in situ* plant fossils, in the Iga Clay Formation are similar to that developed in the middle Miocene Porcelain Clay Formation.

Most of the entisol-like paleosols are developed in the floodplain deposits, so that the formation of the entisol-like paleosols are considered to have been regulated by local sedimentary condition, described in the middle Miocene Porcelain Clay Formation. Four paleosol horizons are applicable to entisol. One entisol-like paleosol horizon is developed on the silt–clay deposits showing lake deposits.

Eight volcanic-ash layers are intercalated in the Iga Clay Member, so that some paleosols are developed on these volcanic-ash layers. Those paleosols are applicable to andisol. The andisol-like paleosols are composed of volcanic clastic parent materials, such as volcanic ash including volcanic glasses. Six paleosols are applicable to andisol. One andisol-like paleosol of them corresponds to stage 1 showing soil maturity index as a strongly developed paleosol, that is equivalent to soil maturity index of ultisol-like paleosols.

The characteristics of the inceptisol-like paleosols in the Iga Clay Formation have some resemblance to that developed in the Porcelain Clay Formation. Inceptisol-like paleosols are formed in the various particle sized deposits, such as silt–clay deposits showing lake–pond deposits and alternating beds between sand and silt showing floodplain deposits, so that these paleosols are not considered to be regulated by sedimentary environments and particle size. Ten paleosols are applicable to inceptisol.

The characteristics of the ultisol-like paleosols in the Iga Clay Formation resemble that developed in the Porcelain Clay Formation. Ultisol-like paleosols are recognized in the silt–clay deposits showing lake deposits. Two paleosol horizons are applicable to ultisol.

Gleied paleosols can be divided into two types. In the distal floodplain deposits, entisol-like paleosols display surface-water gleization, such as horizontally directed plant fossils, rhizoconcretions and gray–bluish surface horizon. On the other hand, in the proximal floodplain deposits or natural levee deposits, ultisol-like paleosol and inceptisol-like paleosol show reddish-yellowish or dark-color surface horizons and gray–bluish subsurface horizons with abundant siderite nodules covered by sesquioxides. Furthermore, these paleosols sometimes exhibit mottling that is generally associated with seasonal gleization, and burrow fossils replaced by siderite and covered with sesquioxides. These paleosols are, therefore, considered to have been experienced ground-water gleization. The types of the gleization is considered to reflect distinction of ground-water table related to depositional landscape and/or particle size of sediments. Specifically, away from the river channel, the soils are also poorly drained because of

the low topographic position and the composition of fine-grained sediments showing less permeable, so that the surface-water gleization can be promoted on the waterlogged and reduced condition in the distal floodplain. In the proximal floodplain, the landscape, that is building up by frequent floods, shows relatively lower water-table than that in the distal floodplain. The proximal floodplain tends, further, to be composed of coarse-grained sediments showing better-drainage condition, so that the particle size condition is considered to attribute to the development of the ground-water gleyed paleosols.

Paleoclimatic conditions inferred from paleosols in the Pliocene (3.3–4 Ma)

Inceptisols are developed in the various particle sized deposits independently of sedimentary environment or microtopography in the Pliocene Iga Clay Formation. Paleosols corresponding to inceptisol account for approximately one-third or more of all paleosols in this formation. It is suggestion that inceptisol was a representative paleosol facies in the Pliocene period (3.3–4 Ma). Meanwhile, two ultisols can be recognized in this formation. There may be considered to have been the climatic condition that was suitable to formation of ultisols, even if the formation of inceptisols could be easily promoted in the Pliocene period.

According to some previous researches, diatom, palynomorphs, mollusc, reptile fossils and paleobotany suggest the sub-tropical to warm climate in the Pliocene period (3–4 Ma) in the inland area of the Setouchi Province (Shimakura, 1966; Nasu, 1972; Okuyama, 1984; Matsuoka, 1985; Matsuoka and Yasui, 2003; Yamakawa, 2011). The paleosol facies reconstructed in this study is consistent with the result of those previous studies.

3. Restraint of the effects by particle size and source rock compositions to compare the chemical weathering degree for some different formations

The bulk chemical compositions of sediments or sedimentary rocks preserve multiple processes and their interaction (Johnsson, 1993), for example the source rock composition (McLennan et al., 1993), weathering on source area (Clift et al., 2008), hydrodynamic sorting (Ingersoll et al., 1993; Roser, 2000), climatic condition (Nesbitt and Young, 1982; Roser and Korsch, 1988; White and Blum, 1995; Berner and Berner, 1997) and diagenesis after burial (Fedo et al., 1995). In particular, the variation of source rock compositions particle size and diagenetic effect can become noises that vary the bulk chemical composition of sediments or sedimentary rocks (Cullers et al., 1987; Nesbitt et al., 1996; Singh et al., 1999; Lupker et al., 2011). In this study, establish of methods to restrain particle size effect and variety of parent rock composition was carried out for the fluvial muddy sediments in the Japanese Islands in order to evaluate the chemical weathering degree as CIA value (Chemical Index of Alternation value; Nesbitt and Young, 1982, 1984) for comparison intended for some sediments, which were shed from various source rock types with wide variety of particle size.

242 samples of muddy sediments were collected from the middle Miocene the lower part of the Seto Group (91 samples in all, the Porcelain Clay Formation) and the Pliocene Kobiwako Group (122 samples in all, the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations). Besides, the chemical composition of the muddy sediments in the lower–middle Miocene Mizunami Group (19 samples in all, the Akeyo and the Oidawara Formations) and the lower–middle Miocene Awa Group (10 samples in all, the Hiramatsu and the Makino Formations) were estimated to discuss the source rock composition in the early–middle Miocene period.

Analytical Methods

The mineralogical assemblage of the muddy sediments was determined by X-ray powder diffraction (XRD). The analysis was done out for both on bulk samples and on the oriented samples for the $< 4 \mu\text{m}$ fractions separated by settling in a water column. Relative mineral contents were estimated from the height of the major peaks. The XRD analysis for bulk samples was intended to evaluate quartz, feldspar and total clay minerals, such as kaolinite, illite, smectite, vermiculite, halloysite and chlorite, contents. To identification of each clay mineral including 10 Å, 12–14 Å, 7 Å, the X-ray patterns were recorded in natural conditions, after ethylene glycols,

HCl, KCl and routine heat-treatments.

The major elements, Ba, V and Zr were analyzed by XRF. The rare earth elements (REEs), Li, Sc, Co, Ga, Rb, Sr, Y, Nb, Hf, Ta, Th and U were analyzed by ICP-MS. The muddy samples, whose LOI (loss on ignition) over 15 weight percent or which include some siderite nodules in thin sections, were excluded from the discussion. CIA values were calculated from the following formula (1) of Nesbitt and Young (1982, 1984). The value of europium anomaly was estimated from the following arithmetic (2) of Condie (1993). N means those values are normalized by the composition of chondrite (Taylor and McLennan, 1985).

$$\begin{aligned} \text{CIA value} &= \text{molar ratio } \{ \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^*) \times 100 \}, \text{CaO}^*; \text{silicate only} & \cdots 1 \\ (\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N} &= \{ \text{Eu} / (\text{Sm} \times \text{Gd})^{1/2} \} \text{N} & \cdots 2 \end{aligned}$$

The chemical analysis for the muddy sediments in the Mizunami and the Awa Groups were carried out for the < 63 μm fractions separated by settling in a water column.

Validity of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ as a particle size index

In general, quartz can be easily concentrated in coarse-grained fractions due to their high resistance against physical weathering (Garzanti et al., 2013). The ratio of SiO_2 as quartz contents and Al_2O_3 as clay mineral contents can be, therefore, used for the particle size index. However, Al_2O_3 contents are sometimes used for the plagioclase contents as source rock index (Kiminami et al., 1992; Roser, 1996).

In the case of the muddy sediments in the lower part of the Seto Group and the Kobiwako Group, strong–moderately positive correlation between $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio and (total clay minerals)/quartz ratio (Figs. 4-2-1, 4-2-2) and little correlation between $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio and feldspar/quartz ratio (Figs. 4-2-3, 4-2-4). That indicates association of Al_2O_3 contents with clay minerals not with the plagioclase.

Index of source rock compositions

The spider diagrams of rare earth elements normalized by chondrite and starting point of the IWTs (Ideal Weathering Trends; Nesbitt and Young, 1982, 1984) found on the Al_2O_3 -(CaO+Na₂O)-K₂O ternary diagram indicate the muddy sediments in the Kobiwako Group transferred from various provenances, for example basalt-andesite, dacite, rhyolite and granite (Fig. 4-14). The difference of CIA value shows the variation of source rock composition. The

identification and distinguishing of the source rock composition should be assessed in order to compare the chemical weathering degree for different sediments collected from some formations.

In general, REEs in sediments or sedimentary rocks are most suitable for identification of source rock composition because of their strong resistance against fractionation by recycling and diagenesis (Taylor and McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1993). This paragraph discussed which index is the most suitable index of source rock composition for the Neogene fluvial and marine sediments in the Japanese Islands, value of europium anomaly $\{(Eu/Eu^*)_N\}$, inclination of REEs $\{(La/Yb)_N\}$, inclination of LREEs $\{(La/Sm)_N\}$, inclination of HREEs $\{(Gd/Lu)_N\}$ or total of REEs (ΣREE). N means normalized.

In this study, the $(Eu/Eu^*)_N$ of the muddy sediments shows wide range, from the deeply Eu anomaly (0.37 in the lower part of the Seto Group, 0.33 in the Kobiwako Group) that is equivalent to that of Shigaraki Granite, Toki Granite and Nohi Rhyolite, to the shallow Eu anomaly (0.75 in the lower part of the Seto Group, 0.84 in the Kobiwako Group) that is equivalent to that of basalt and andesite of the geochemical reference samples in the Japanese Islands (Figs. 4-9, 4-17). Those wide ranges of the $(Eu/Eu^*)_N$ of the muddy sediments are considered to reflect sharply their source rocks, such as granites (Rhoke, Toki, Naegi and Shigaraki Granites), Muro Volcanic Rocks and Nohi Rhyolite. On the other hand, $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Gd/Lu)_N$ and ΣREE of the lower part of the Seto and the Kobiwako Groups show narrower range than those of the source rocks (Figs. 4-9, 4-17).

Effects of pedogenesis

As previously stated, well-developed paleosols corresponding to ultisol, vertisol and so on, are recognized in the middle Miocene the lower part of the Seto Group (the Porcelain Clay Formation) and the Pliocene Ueno Formation in the upper part of the Kobiwako Group (the Iga Clay Member). The effect of the local pedogenesis, such as accumulation and leaching of clay, bioturbation and adsorption of specific elements on organic matter or colloidal materials in soil, were evaluated to extract the average of maturity and weathering intensity of paleosols developed on extensive hinterland.

The ratio between mobile elements (CaO, Na₂O and K₂O) and immobile element (Al₂O₃), showing the degree of leaching and as pedogenesis, represents little relation to the difference of paleosol horizons on the CIA value-Al₂O₃/SiO₂ plots for each paleosol horizons (O, A, B and C horizons; Figs. 4-21-1, 4-21-2). Some samples collected from B horizons show lower CIA value

than that of C horizons and muddy sediments without any pedogenic features. Meanwhile, the CIA values of vertisols and ultisols show gradual increasing slope compared to that of inceptisols against $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio showing particle size (Fig. 4-21-3).

According to the above results, the ratio between mobile elements and immobile element as CIA value is considered to reflect the pedogenesis in the matured paleosols correspond to vertisol and ultisol. Therefore, samples collected from C horizons and muddy horizons without any pedogenic features are considered to reflect the weathering and pedogenesis on extensive hinterland in the middle Miocene and the Pliocene fluvial sediments in the Japanese Islands.

4. Fluctuation of the paloweathering degree during the Pliocene period

Fine-grained sediments and sedimentary rocks can be used to reconstruct overall changes on the provenance area, because they ordinarily cover a longer and more continuous time period compared to coarser-grained sediments and sedimentary rocks, such as sands and conglomerates (McLennan et al., 1993). Therefore, the chemical composition of fine-grained sediments is a useful tool to assess the average of the chemical weathering degree on the paleosols developed in the extensive provenance area (Retallack, 1996).

Analysis of the bulk chemistry and determination of the clay mineral assemblages of fine-grained sediments were carried out for the fluvial and marine sediments in order to clarify the fluctuation of the paleoweathering degree during the Pliocene period on land in the Japanese Islands.

Methods

The Kobiwako Group is the Pliocene-Pleistocene fluvial-lacustrine sediments distributed in the southwestern part of the Japanese Islands and is divided into eight formations (Kawabe, 1990). Targets of this study are the Pliocene the lower part of the Ueno and the upper part of the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations in ascending order.

Sedimentary environment, topography and provenance of this group are considered to have significantly changed with the migration of the sedimentary basin to the north (Kasama and Fujita, 1957; Takaya, 1963; Kondo, 1968; Yokoyama, 1969; Fujita et al., 1979; Kuwahara, 1985; Kawabe, 1989, 1990). Samples were collected from the two–four outcrop exposures across Iga–Ueno and Omi Basins for each formation. The chemical and mineralogical analysis were, furthermore, carried out for the lower–middle Miocene Mizunami and the Awa Groups, and the middle Miocene the lower part of the Seto Group (the Porcelain Clay Formation) in order to obtain the data of the weathering degree and compare that with the Pliocene sediments.

The chemical weathering degree was evaluated from CIA values and clay mineralogical assemblages including 10 Å (mica clay minerals), 12–14 Å (smectite+vermiculite) and 7 Å minerals (kaolinite or halloysite). As previously stated, the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio can be used for the particle size index, and the value of europium anomaly is considered to be suitable for the source rock composition in this Miocene and the Pliocene fluvial and marine sediments in the Japanese Islands. Accordingly, to minimize the effect of particle size and source rock composition on the

chemical composition, selected samples whose chemical composition fulfill following particle size conditions and the source rock composition, the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio=0.2–0.4 and the $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}$ =0.4–0.6, were compared the sediments for each period. However, the application of the effects by particle size and source rock composition was excluded for the sediments in the lower-middle Miocene Mizunami and the Awa Groups. Samples, which were collected from C horizons of paleosol stratigraphy and the muddy sediments without any pedogenic features, were selected from the lower part of the Seto Group (the Porcelain Clay Formation) and the upper part of the Ueno Formation (the Iga Clay Member).

Weathering intensity inferred from chemistry and mineralogy of muddy sediments

The CIA values show 65–74 in the Awa Group (15.6–18.8 Ma), 67–79 in the Akeyo Formation in the Mizunami Group (approximately 18 Ma), 81–97 in the lower part of the Seto Group (9–12 Ma), 72–76 in the lower part of the Ueno Formation (4–5 Ma), 76–92 in the upper part of the Ueno Formation (3.3–4 Ma), 75–94 in the Iga Formation (3.1–4 Ma), 78–80 in the Ayama Formation (3–3.1 Ma), 76–82 in the Koka Formation (2.6–3 Ma) and 72–79 in the Gamo Formation (2.3–2.6 Ma). The CIA values of the lower part of the Seto Group, the upper part of the Ueno Formation and some samples of the Iga Formation show steeply increasing slope against the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio (Figs. 4-3-2, 4-3-3). Moreover, the lower part of the Seto Group and the upper part of the Ueno Formation plot in a tight cluster near the Al_2O_3 apex on the Al_2O_3 -($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$)- K_2O ternary diagram (Figs. 4-6, 4-14). That indicate steady state chemical weathering conditions in their provenance area, with predominance of the derivation of sediments from the intensely matured paleosols. The lower part of the Seto Group, however, lie along Al_2O_3 - K_2O edge (Fig. 4-6), so that K-metasomatism can't be assessed for these sediments.

The clay mineral assemblage shows kaolinite is the predominant clay mineral in the lower part of the Seto Group (Fig. 5-1). The clay minerals of the sediments in the upper part of the Ueno Formation are mainly composed of kaolinite, but some samples show predominance of mica clay minerals (Fig. 5-1). The clay mineral assemblages of the lower part of the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations are mainly composed of mica clay minerals and smectite+vermiculite with rarely 7 Å minerals (Fig. 5-1).

Some samples of the lower part of the Seto Group and the upper part of the Ueno Formation show very high concentration of total rare earth element (ΣREE) and TiO_2 contents against mobile

elements, such as CaO, Na₂O, K₂O and MgO (Figs. 4-7-1, 4-8-1, 4-9, 4-15-1 4-16-1, 4-17). Σ REE shows a maximum of 585 ppm in the lower part of the Seto Group and that of 353 ppm in the upper part of the Ueno Formation. On the other hand, TiO₂ content is a maximum of 1.70 weight percent in the lower part of the Seto Group and that of 1.80 weight percent in the upper part of the Ueno Formation. Those samples showing high Σ REE and TiO₂ contents may reflect the intense weathering condition of the paleosols distributed in the extensive provenance area.

In summary, the middle Miocene (9–12 Ma) and the Pliocene (3–4 Ma) muddy sediments were supplied from intense chemical weathered source materials. The middle Miocene period (9–11 Ma) is, particularly, considered to have been under the intensely chemical weathering condition than one in the Pliocene period (3–4 Ma) and the early Miocene period (15–18 Ma).

5. Relationship between the weathering condition in the Japanese Islands and the Asian Monsoon and Kuroshio Current

In summary of above paragraphs, the chemical weathering intensity on land represents at least twice peaks in the central–southwest Japan during the middle Miocene and the Pliocene periods. Furthermore, the chemical weathering degree gradually weaken toward Quaternary (2.3 Ma). In the middle Miocene period (9–12 Ma), intense chemical weathering condition has been dominated in the central–southwest Japan and extremely-developed paleosols corresponding ultisol and vertisol have been formed. Those paleosols imply subtropical–tropical and warm and humid climate in this period. In particular, vertisol-like paleosol, which found in the Porcelain Clay Formation distributed in Toyota area, suggests pronounced seasonality of precipitation in the middle Miocene period (9 Ma). In the Pliocene (3–4 Ma), strong weathering condition has been dominated there. The representative paleosol facies in the Pliocene period (3.3–4 Ma) corresponds to inceptisol. This data suggests lower soil maturity than that in the middle Miocene period (9–12 Ma). Meanwhile, few ultisol-like paleosols have been formed in this period.

Tanai (1991) was calculated mean annual temperature (MAT) from the percentages of species with entire-margined leaves from the early Miocene to the Quaternary periods. He reported lower MAT in the middle Miocene period (9–12 Ma) showing 12–13°C and in the Pliocene (3 Ma) showing 11–12°C than that in the early Miocene period (15–17 Ma) showing 14–17°C. The intense chemical weathering and strong pedogenesis in the middle Miocene (9–12 Ma) and the Pliocene (3 Ma) periods in the Japanese Islands are, accordingly, considered to be associated to precipitation and/or their seasonality rather than the temperature.

The middle Miocene (9–12 Ma) was the period when the South and East Asian summer monsoons were strengthened in drainage basin valley of the Pearl River in the southern China, which was suggested by mineral and chemical compositions of the offshore sediments in the South China Sea (ODP Site 1148, Wei et al., 2006; Clift et al., 2008). On the other hand, the Pliocene (3–4 Ma) record has no correlation to the South or East Asian summer monsoon intensity in the southern China (Clift et al., 2008). However, this period coincides with the timing that is the increasing of precipitation in summer in the Chinese Loess Plateau from 3.1–4 Ma (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004; Sun et al., 2010). Moreover, in the Pliocene (3–4 Ma), the warm water current was invaded into the high-latitude, which was reported from the Alkenone paleotemperature in the North Pacific Ocean (ODP Site 1208, Lariviere et al., 2012) and the

distribution of the shallow-marine molluscan faunas of tropical to subtropical species in the Japanese Islands (Ozawa et al., 1995b). The temperate molluscan faunas distribute in the area near the north latitude 37° where Gifu and Aichi Prefectures are located.

The strong weathering condition in the middle Miocene and the Pliocene periods in the central-southwest Japan could be caused by synergetic effect of elevated temperature and seasonally high precipitation due to the strengthening of the East Asian summer monsoon and/or the invasion of the warm water current (Kuroshio Current). The maritime climate is, especially, considered to have been dominated in the Neogene period around the central-southwest Japan because the representative paleosol facies in this period is ultisol commonly. The development of the vertisol could reflect predominance of the East Asian summer monsoon strongly affected the weathering on land in the middle Miocene period (9 Ma). This study provides an evidence that the coastal margin of the eastern Asia was influenced by the East Asian summer monsoon in the middle Miocene period.

This vertisol-like paleosol developed in the middle Miocene time, however, is lack in calcic horizon (Bk horizon) which suggests a pronounced dry season. Here are some reasons to consider that the parent material was felsic composition instead of intermediate to basaltic composition, and/or that the Asian coastal margin was easily influenced by the oceanic climate. In the Asian coastal margin, seasonality of precipitation caused by the East Asian monsoon is considered to be prone not to be preserved into the paleosols because the oceanic climate heavily affects there.

In the future, fluctuation of paleoweathering condition and paleosol facies in the central-southwest Japan with shorter time-interval can be reconstructed after establishment of high resolution stratigraphic correlation for the Neogene sediments in each sedimentary basin in the central-southwest Japan.

The change of paleosol facies in the central-southwest Japan implies the East Asian summer monsoon have been significantly strengthened in the middle Miocene period (9 Ma) than in the Pliocene period (3–4 Ma). As a reason for this change might be the effect by relative sea level change around the Philippines. In the middle Miocene period, the eustatic sea level has been up higher than in the Pliocene period during global warm period (Zachos et al., 2001). The present Kuroshio Current is an offshoot of the North Equatorial Current and changes the flow direction to high-latitude along the east coast of the Philippines at around 12° –13° N (Gallagher et al.,

2015). This warm water current has appeared since 17 Ma with the closure of the Indonesian Seaway, which had connected the Indian and the Pacific Oceans (Ogasawara et al., 2009). Accordingly, in the middle Miocene (9–12 Ma) when the relative sea level around the Philippines had been higher than in the Pliocene (3–4 Ma), the warm water current is considered to have not been flowed into high-latitude area because of occurrence of the Indonesian Seaway. In the future, it is necessary to accumulate more data about paleoweathering condition and paleosols in the Neogene period not only in the central–southwest Japan but also in other region, for example in the northern Japan, the Philippines and Taiwan, for clarifying the mutual relationship and development among the paleoweathering condition in the coastal margin of the East Asian region, the Kuroshio Current and the East Asian monsoon.

第1章 研究の背景と目的

新第三紀中新世～鮮新世は、東アジア・モンスーンの出現と変動 (Quade et al., 1989; An et al., 2001; Guo et al., 2002), 赤道環流の消滅を発端とした黒潮海流の出現とその変動 (Kennett et al., 1985; Ali et al., 1994; Nishimura and Suparka, 1997; Li et al., 2006), 全球的気候変動 (Flower and Kennett, 1994; Zachos et al., 2001)に伴い、アジア全域で気候・風化条件が大きく変動した時代である。

アジア・モンスーンは、冬季の大陸内陸部での寒冷・乾燥化を、夏季の沿岸域での多雨・季節性をもたらしている (多田, 2005)。中国南部地域や中国黄土高原における夏季モンスーンの強化時期は、14～16 Ma (Qiang et al., 2001; Guo et al., 2002), 12 Ma 以降 (Dettman et al., 2003; Hoang et al., 2010), 8 Ma (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004), 3～4 Ma (An et al., 2001; Clift et al., 2008, 2014; Hoang et al., 2010; Sun et al., 2010)にあったとされている。一方で、ネパールヒマラヤの南部地域における夏季モンスーンの強化時期については、10 Ma の季節性強化 (Tanaka, 1997)や 8 Ma 以降の鉱物風化強度の増大、季節性強化 (Quade et al., 1989; France-Lanord and Derry, 1994)の見解が得られている。また、中国内陸盆地における冬季モンスーンの強化時期は、12～13 Ma (Xu et al., 2009; Jiang and Ding, 2010), 14 Ma (Irino and Tada, 2002), 8～10 Ma (Irino and Tada, 2002; Fan et al., 2006; Jiang and Ding, 2010), 2.6 Ma 以降 (Li et al., 2014)にあったとの見解がある。このように、検討方法や地域、夏季モンスーンと冬季モンスーンの違いによってモンスーン強化時期の解釈には差異がある。その要因として、後背地山脈の隆起による碎屑物組成の変遷 (Clift et al., 2008), 氷床拡大に伴う汎世界的な寒冷化 (Miao et al., 2012; Zhang et al., 2013), C4 植物の拡大による影響 (France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001)などが考えられている。アジア各所での風化・気候変動が、東アジア・モンスーン、暖流の流入、全球的気候変動、局地的な地形発達などと、どのようにリンクしているかを明らかにするためにも、アジア内陸部からアジア沿岸域を含む広範囲でデータを蓄積する必要がある。

東・東南アジア沿岸域の中期中新世～鮮新世の気候・風化変動は、主に南シナ海やフィリピン諸島沖の海洋コアから報告されている (Clift et al., 2008, 2014; LaRiviere et al., 2012; Yu et al., 2018)。しかし、鉱物風化度のピークが 10～15 Ma と 3～4 Ma にあるのに対し (Clift et al., 2008, 2014), 化学風化度のピークが 8 Ma にある (Wang et al., 2003; Wei et al., 2006)など、海洋コアの記録からは統一的な気候・風化変動の解釈が得られていない。何故なら、海成層の鉱物・化学組成は、陸域での侵食や運搬過程、構造運動や集水域の変遷による母岩・標高の変化も反映しており (Clift et al., 2008), 気候条件の情報が希釈されているためである。

海域に対して、陸域は温度格差が大きく過酷である。そのため、気候変動は岩石の風化度、土壌流出量の変動としてタイムリーにかつ強調されて記録されうる。特に、現生土壌相の分布は気候帯と対応しているため (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010), 過去の気

候変動に対しても鋭敏に変化する (Mack, 1992; Retallack, 2001; Metzger and Retallack, 2010). また, 降水や温度といった気候条件は, 岩石の化学風化程度を規定する要素のひとつである (White and Blum, 1995). 夏季モンスーンや黒潮流入による季節性多雨や低気圧発生頻度の強弱は, 陸上の土壌発達程度や岩石の化学風化程度に記録されていることが期待される. しかし, これまでの東・東南アジア沿岸域の気候変動研究において, 過去の土壌相や陸上堆積物の化学風化程度については検討されていない.

本論では, 東アジア沿岸域に位置する日本列島の陸成層に注目した. それら新第三系中部中新統～上部鮮新統陸成層から, 過去の土壌環境と泥質碎屑物の化学風化強度の変遷を復元する. この結果を, 東アジア他地域のデータと比較することで, 東アジア沿岸域の陸上の風化条件変遷史から, 東アジア夏季モンスーン・黒潮流入の変動を捉えることをめざした.

第2章 研究対象

日本列島は、亜寒帯・温帯・亜熱帯という複数の気候帯に属しており (Griffiths and Driscoll, 1982), 緯度の違いに応じて気候条件が異なる。また, 日本海側と太平洋側では季節ごとの降水量や気温差に大きな違いがある (中村ほか, 1982)。

太平洋側は, 夏に太平洋沖の暖温水塊による南東からの暖かく湿った季節風によって降水量が多い (中村ほか, 1982)。また, 北西のシベリア高気圧から吹く冬の冷たく湿った季節風は, 日本海側から太平洋側へ横断する際, フェーン現象によって太平洋側で乾燥した空気塊へと変化する (中村ほか, 1982)。このように, 太平洋側では, シベリア高気圧や日本列島の山脈配置, 太平洋沖の暖温水塊の影響によって, 冬季に寒冷・乾燥化し, 夏季に暖温・湿潤化する気候条件下にある。

西南日本は, 東北日本と比べて梅雨の降水量が多い (水越, 1962)。また, 秋雨前線による秋の降水量も, 東海地方で多いとされる [URL 1]。さらに, 太平洋西部で発生する熱帯低気圧は, 太平洋高気圧の西側の外周をなぞるように進むため, 特に西南日本に夏季に接近・上陸しやすい (中村, 1982)。また, 岐阜県は, 夏に暑い地域として知られる。特に, 岐阜県多治見市では, 観測史上 2 番目に高い気温を記録している [URLs 2, 3]。

以上のように, 西南日本の太平洋側に位置する東海・近畿地方は, 東アジア・夏季モンスーンによる梅雨前線の影響や, 暖温な海洋性気候の影響を強く受けている。また, 東海・近畿地方は, 夏に降水量が多く, 冬に乾燥化しやすいといったように, 降水量の年較差が大きい気候条件下にある。このことから, この地域では, 化学風化や土壌化も進行しやすく, 過去においても気候変動を鋭敏に記録していることが想定される。そこで本論では, 中部～西南日本の岐阜県南部, 愛知県, 三重県, 滋賀県に分布する堆積物に注目した。特に, 新第三系の瑞浪層群明世層, 生俵層, 阿波層群平松層, 槇野層, 瀬戸層群陶土層, 古琵琶湖層群上野層, 伊賀層, 阿山層, 甲賀層, 蒲生層を研究対象とした。本章では, これら地層群について概説し, それらの研究史をまとめる。

2-1 研究史 ～新第三紀の中部・西南日本～

近畿・東海地域の西南日本内帯には、下部中新統～中部中新統の第一瀬戸内累層群と、中部中新統～更新統の第二瀬戸内累層群が分布している (池辺, 1957). 第二瀬戸内累層群は、西から順に大阪層群、古琵琶湖層群 (中村, 1929; 池辺, 1933, 1934a, 1934b; 広瀬, 1934), 奄芸層群 (小川, 1919-1920), 常滑層群 (小瀬, 1929), 瀬戸層群 (槇山, 1950) に区分されている. 奄芸層群、常滑層群、瀬戸層群は、同一の堆積盆で形成された地層と考えられており、一括して東海層群とも呼ばれている (石田・横山, 1969). これら3層群は、挟在する火山灰層をもとに層序対比がなされている. 特に、大阪層群と古琵琶湖層群には、鍵層となる火山灰層や海成層が数10層も挟まれることから、詳細な火山灰層序、古地磁気層序が確立されている (石田・横山, 1969; Yokoyama, 1969; Ishida et al., 1969; Hayashida et al., 1976; 横山, 1977; Hayashida and Yokoyama, 1983; 古琵琶湖団体研究グループ, 1983; Yoshikawa, 1984; 吉川ほか, 1986; 林田, 1991; 里口ほか, 1999; 里口, 2015).

本節では、主な研究対象である第二瀬戸内累層群の瀬戸層群と古琵琶湖層群の研究史をまとめる.

2-1-a 瀬戸層群の研究史

岐阜県東濃地方から愛知県豊田市に分布する東海層群は、窯業原料粘土となる陶土を産することから、古くから数多くの層序学的検討が行われてきた. 安斎・山田 (1951), 大江 (1951a, 1951b) は、この陶土を産する地層が、鮮新統～更新統の陸成層であり、瀬戸層群 (槇山, 1950) に属するとした. 岐阜県に分布する瀬戸層群について、赤嶺 (1954) は層序学的研究を行い、下部の粘土を主体とする層を土岐口陶土層、上部の砂礫を主体とする層を土岐砂礫層として層序区分した. また、愛知県に分布する瀬戸層群について、松沢ほか (1960) は、下部層を瀬戸陶土層と、上部層を矢田^{やだ}川層と命名した. 桑原 (1968) は、土岐口陶土層を瀬戸陶土層と矢田川層下部層に、土岐砂礫層を矢田川層中～上部層に対比した.

陶土層中の粘土は、窯業原料として耐火度や色、構成鉱物などの違いから用途・品位別に区分されており、木節^{きぶし}粘土・蛙目^{がえろめ}粘土・白粘土・青粘土などと俗称されている (安斎・富田, 1952). これら粘土種の違いや、粘土の成因に関して、粘土鉱物学的研究が盛んに行われてきた (e.g., 藤井, 1969, 1978). 古くから、陶土層中の粘土の成因は、陶土層堆積前に風化した花崗岩 (真砂^{まっさ}) が水流による運搬作用で分別・淘汰され堆積したものである、という説 (転移鉱床堆積説) が一般的であった (大島, 1949). これに対して、北崎・荒木 (1952) は、愛知県と岐阜県で産出する木節粘土と白粘土の研究において、陶土層中の粘土鉱物の組成が単純であること、火山ガラスを含むことから、粘土が堆積後の風化により生成されたこと、粘土の母岩が凝灰岩主体であることを示した. 野沢 (1953, 1955) は、岐阜県多治見市と愛知県苗木地方の土岐口陶土層に産出する粘土と、母岩となる風化花崗岩の粘土鉱物組成の比較検討から、粘土鉱物や粘土化を規定する要因は母岩であることを示し、母岩の混合のされ

方によって蛙目粘土、木節粘土、白粘土と粘土種が区別されるとした。これに対し、種村 (1964)、藤井 (1967)、藤井・大森 (1968)、長沢・国枝 (1970)は、粘土鉱物の組成・結晶度の違いと地質環境との関係から、堆積場の違いによって異なる粘土鉱物が産することを明らかにし、粘土化の時期と結晶化の進行具合は、各粘土鉱物によって異なることを示した。また、藤井・大森 (1968)は、岐阜県大洞地区に分布する木節粘土と白粘土の研究より、それぞれの粘土の粘土鉱物組成が異なることから、白粘土は凝灰岩由来であるが、木節粘土は美濃帯の堆積岩類由来であると結論づけた。これにより、赤嶺 (1954)、野沢 (1955)の白粘土と木節粘土は、両者ともに凝灰岩由来であるという従来の捉え方とは異なる認識に変わった。これら、粘土の耐火度や鉱物種を分ける要因についての粘土鉱物学的研究により、粘土や粘土鉱物の種類が母岩の性質・母岩の粒度と量比・堆積環境に規定されることが示された。また、陶土層中の粘土の粘土鉱物は、主にカオリナイトとハロイサイト、モンモリロナイトとイライトから構成されることが明らかにされた (安藤ほか, 1991)。清水 (1972)は、後述の古琵琶湖層群上野層の伊賀粘土部層を構成する粘土鉱物組成と、瀬戸陶土層ならびに土岐口陶土層を構成する粘土鉱物組成を比較検証し、両者がほとんど同じ鉱物組成をもつことを明らかにした。瀬戸層群上部の砂礫層中には、下部陶土層に類似する粘土層を挟み (中山, 1985; 陶土団体研究グループ, 1999)、両層の区分を難しくしている。藤井 (2001)は、岐阜県柿野地域に分布する瀬戸層群下部の陶土層と上部の砂礫層中の粘土層を区別する上で、粘土鉱物の結晶度や鉱物組成を用いており、陶土層の特徴として風化花崗岩由来のカオリナイトに富むこと、それらの結晶度が良いことを挙げている。増田 (2016MS)、増田・吉田 (2017)は、土岐砂礫層中に挟まれる粘土層もカオリナイトに富んでおり、これらが陶土層の再堆積によるとの見方を示した。このことは、粘土鉱物組成が必ずしも陶土層と土岐砂礫層の粘土層を区別する要素ではないことを示唆している。

陶土層に関する粘土鉱物学的研究が盛んに行われる一方、赤嶺 (1954)は、瀬戸層群の堆積学的研究の必要性を主張し、岐阜県瑞浪市から愛知県瀬戸市に分布する瀬戸層群について層序学的・堆積学的研究を行い、土岐口陶土層の堆積場を湖水中と位置づけた。竹原ほか (1961)は、現在の伊勢湾周辺に位置したこの湖を「東海湖」と命名した。また、石田・横山 (1969)は、知多半島南部に分布する^{とこなめ}常滑層群 (小瀬, 1929)、伊勢湾西岸に分布する奄芸層群 (小川, 1919-1920)と瀬戸層群を、東海湖に堆積した一連の地層であるとし、これらを一括して東海層群と定義した。しかしその後、陶土団体研究グループ (1982, 1985)、中山 (1985)、中山・陶土団体研究グループ (1989a, 1989b)は、岐阜県に分布する瀬戸層群の堆積盆地について構造地質学的研究を行い、陶土層の堆積場が伊勢湾全体に及ぶ大きな湖ではなく、各地に散在して分布する小さな湖沼であることを示した。これにより、赤嶺 (1954)が示した、大きな湖水中における堆積とされてきた従来の定義に矛盾が生じた。さらに、瀬戸層群下部の陶土層は、*Pinus trifolia* (オオミツバマツ) flora や *Metasequoia* を産し (Miki, 1939, 1941; 三木, 1948)、植物相の変遷から東海層群の堆積年代よりも明らかに古い地層であるとされてきた (那須, 1972)。このことから、牧野内 (1985)は、陶土層を東海湖ではなく先東海湖の堆積物

に位置づけた。中山・陶土団体研究グループ (1989b)は、岐阜県恵那市に分布する瀬戸層群の、構造地質学と堆積学からの研究により、陶土層が東海湖に注ぐ河川沿いで堆積したことを示した。これにより、陶土層が局地的に分布した小陥没盆地中の河川沿いで堆積したことが明らかにされた。陶土団体研究グループ (1999)は、岐阜県南部の多治見市及びその周辺の上部新生界東海層群とその堆積盆地についての調査をまとめ、東海層群の層序と堆積年代、東海層群の発生機構について検討を行った。

陶土層の詳細な堆積相解析は、桑原 (1971)にはじまり、中山 (1991)、Nakayama (1999)が愛知県瀬戸市において、實吉ほか (2000)、中嶋ほか (2004)が岐阜県多治見市において行い、土岐口陶土層の堆積環境が山地・丘陵地が沼沢地・湿地に近接した網状河川システムであることを明らかにした。入江 (2012MS)は、岐阜県恵那市に分布する土岐口陶土層の堆積相解析より、粘土種の違いは堆積場に依存することを示し、蛙目粘土・白粘土は池・湖、木節粘土は氾濫原において、青粘土は湖沼で堆積したことを示した。本間 (2016MS)、本間・吉田 (2017)は、岐阜県土岐市五斗時^{ごととき}地域の瀬戸層群の堆積相解析と礫種構成の検証を行い、土岐口陶土層が土石流の到達する湖沼環境で堆積したこと、土岐砂礫層が濃飛流紋岩礫を含むのに対し土岐口陶土層はそれらを含まず供給源域が狭かった可能性を述べた。

土岐口陶土層堆積時の気候・環境については、植物遺体の種構成から検討がなされている。三木 (1963)は、愛知県瀬戸市と岐阜県多治見市に分布する陶土層から産する植物遺体の種構成より、陶土層堆積時の土壤環境が降雨の多い酸性条件下にあり、夏に降雨量が多くかつ涼しく、冬に比較的暖かい温度差の少ない海洋的気候条件下にあったと推定した。さらに、陶土層に産する *Pinus trifolia* (塚腰・陶土団体研究グループ, 1998; 中山ほか, 1999)から、陶土層堆積時の気候条件が暖温帯～亜熱帯であったことも指摘されている。百原・齋藤 (2001)は、岐阜県多治見市に分布する土岐口陶土層に産する大型植物化石群の種組成の変化を検討し、亜熱帯要素の植物化石が土岐口陶土層の下位から上位まで産し、冷温帯要素の植物化石が土岐口陶土層の上位程多く含まれることを報告した。那須 (1972)は、愛知県に分布する陶土層の花粉化石より、当時が、降雨量の多い温暖な気候条件下にあったと述べた。また、入江ほか (2013)は、岐阜県恵那市における土岐口陶土層の化学組成から、窯業原料粘土の濃集が強い化学風化条件に起因すると考えた。高品位な粘土を産する陶土の形成には、後背地での風化殻の厚さに起因するとの見解もある (木宮, 1975)。

地質年代に関して、清野・石井 (1927)は、瀬戸層群の層序学的関係よりこれらが鮮新世に属すると考えた。Miki (1941)、三木 (1948)は、愛知・岐阜県下の瀬戸層群から *Pinus trifolia* bed と *Metasequoia* bed を区分し、前者は鮮新世前期に、後者は鮮新世後期を支持するとした。しかしその後、赤嶺 (1954)や松沢ほか (1960)によって瀬戸層群が下部の陶土層と上部の砂礫層に分けられた。松沢ほか (1960)は *Pinus trifolia* bed が陶土層を、*Metasequoia* bed が砂礫層を代表する植物相であることを明らかにした。那須 (1972)は、近畿地方から東海地方にかけての植物化石と花粉化石の分類により、瀬戸陶土層から産出するオオミツバマツを含む植物群を“瀬戸フローラ”と定義し、鮮新世初期の植物群集であるとした。その後、

各地に分布する陶土層の構造地質学的・層序学的研究が進むにつれ、陶土層の堆積年代が小陥没盆地の発生時期に依存しており、各地で異なることが明らかとなった (中山・陶土団体研究グループ, 1989b). そのため、陶土層の層序や年代の地域間対比は困難とされており (陶土団体研究グループ, 1999), 未だに詳細な対比は行われていない. ただし、火山灰層序や古地磁気層序学的検証から、各地の陶土層の地質年代が報告されている. 陶土団体研究グループ (1985)は、岐阜県中津川市に分布する土岐口陶土層 (板橋累層上部)に挟まれる降下火山灰とされる火山灰層 (Nakayama et al., 1994) の中津川 I 火山灰層のフィッシュン・トラック年代を測定し、 3.3 ± 0.4 Ma の堆積年代を報告した. また、中津川市の陶土層には、オオミツバマツよりも新規の植物化石群集が含まれており、他地域と比べて、新しい堆積年代を示すことが報告されている (Tsukagoshi and Todo Collaborative Research Group, 1995). 吉田ほか (1997b)は、岐阜県土岐市に分布する土岐口陶土層に挟まれる下石火山灰層 (とされる火山灰層)のフィッシュン・トラック年代を 10.5 ± 0.4 Ma とし、安藤ほか (1999)が、岐阜県土岐市に分布する土岐口陶土層に挟まれる未命名火山灰層のフィッシュン・トラック年代を 9.7 ± 0.4 Ma とした. また、星ほか (2015)は、岐阜県土岐市下石町東部に分布する土岐口陶土層に挟まれる下石火山灰層から、 10.6 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代と、 13.1 ± 0.8 Ma のフィッシュン・トラック年代を得た. さらに、星ほか (2015)は、同火山灰層の古地磁気測定を行い、同火山灰層堆積当時が、Gradstein et al. (2012)の C2 クロンにあたる正磁極期に相当するとした. 陶土団体研究グループ (1999)は、岐阜県多治見市とその周辺に分布する瀬戸層群の火山灰層序からそれらの堆積速度を推定し、土岐口陶土層の基底面を 12 Ma と見積もった. 愛知県豊田地域に分布する瀬戸陶土層に挟まれる広幡火山灰層 (中山, 1987)と泥層について、Nakayama et al. (1995)は古地磁気測定を行い、Harland et al. (1992)の C4A~C5 のクロンにあたる正磁極期に相当することを報告した. これらの研究より、陶土層の堆積年代は、中新世後期~鮮新世前期と考えられている. Fig. 2-1 に陶土層の地域ごとの堆積年代の報告値をまとめた.

陶土層中には、保存状態の良い植物化石が多産することから、近年では有機地球化学の分野からも注目されている. Sawada et al. (2013)は、岐阜県土岐市~多治見市に分布する土岐口陶土層中の粘土層ならびに亜炭層のテルペノイドの分析より、有機熟成度や微生物分解過程、それらの起源を検証した.

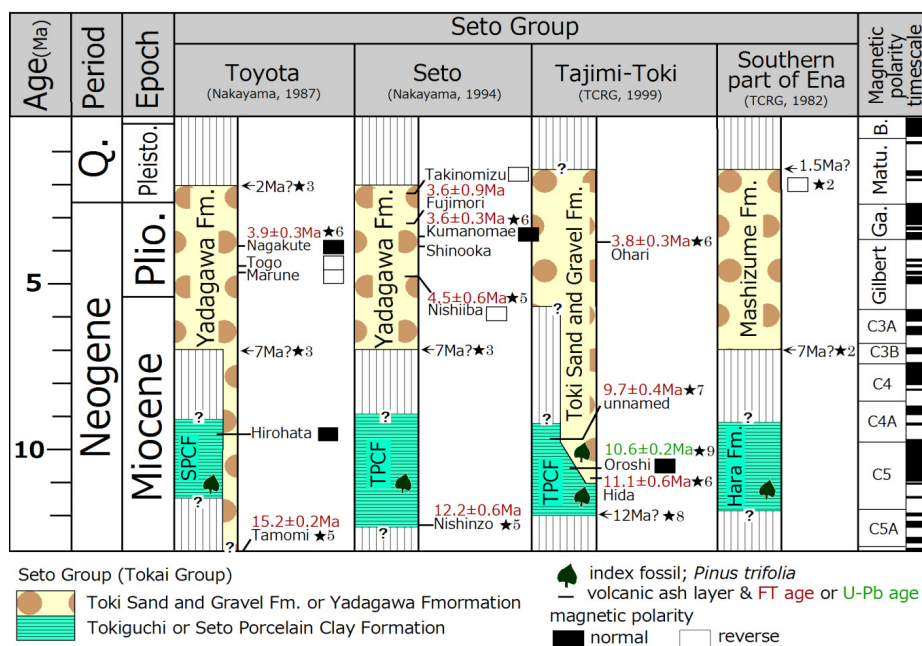


Fig. 2-1; Comparison of stratigraphic columns of the Seto Group. Data of *Pinus trifolia* were quoted from Miki (1941), Tsukagoshi and TCRG; Todo Collaborative Research Group (1998) and TCRG (1999). Data of paleomagnetic polarity were quoted from Nakayama and Yoshikawa (1990) and Hoshi et al. (2015). Data of FT age and U-Pb age were quoted from TCRG (1985); ★1, Makinouchi and Danhara (1996); ★2, Yoshida et al. (1997a); ★3, Yoshida et al. (1997b); ★5, Yoshida et al. (1997c); ★6, Ando et al. (1999); ★7, TCRG (1999); ★8, Hoshi et al. (2015); ★9, TCRG; Todo Collaborative Research Group, Q; Quaternary, Pleisto.; Pleistocene, Plio.; Pliocene, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation, TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, B.; Brunhes, Matu.; Matuyama, Ga.; Gauss. The paleomagnetic polarity timescale follows Cande and Kent (1992).

2-1-b 古琵琶湖層群の研究史

古琵琶湖層群は、三重県上野盆地から琵琶湖周辺にかけて南北 50 km にわたって分布する鮮新～更新統である。本層群については、1920～1930 年代にかけて概略的調査が行われた。中村 (1929), 池辺 (1933, 1934a, 1934b), 広瀬 (1934) は、これらを古琵琶湖層, ないしは古琵琶湖統と呼んだ。古琵琶湖層群の層序学的検証は, Takaya (1963) の近江盆地・伊賀～上野盆地・信楽盆地の調査にはじまり, 本層群に 30 枚以上挟まる火山灰層の追跡をもとに地域ごとに進められてきた。野洲川以南の阿山・甲賀・甲南地域については, 横山 (1968), 宮村ほか (1981), 川邊 (1981), Kawabe (1989) によって, 信楽地域については, 近藤 (1968), 横田ほか (1978) によって, 野洲川以北の水口・日野地域については, 鎌掛団体研究グループ (1972), 田村ほか (1977), 古琵琶湖団体研究グループ (1977, 1983), 中野ほか (2003) によって, 栗東・石部地域については, 古琵琶湖団体研究グループ (1981, 1983) によって報告がなされている。また, 上野盆地周辺については, 川邊 (1981, 1986), Kawabe (1989), 川邊ほか (1996) によって報告がなされている。

池辺 (1934a, 1934b), Takaya (1963), 近藤 (1968), 横山ほか (1979), 横山 (1989), 川邊 (1981, 1986), Kawabe (1989), 横山・雨森 (1991a, 1991b), 林・川邊 (1993), 川邊ほか (1996) は, 火山灰層を基準に古琵琶湖層群全体の層序を組み立てており, 大阪周辺に分布する大阪層群との対比も行われている (吉川, 1976a, 1976b)。しかし, これら報告による層序区分や地層名称は, それぞれ異なり混乱がある。Fig. 2-2 に, 地層名称の対応表を示す。本論では, 最も新しい報告であり, これまでの報告を総括した上で組み立てられた層序を提案している川邊ほか (1996) の地層区分を踏襲し, 下から順に, 上野層, 伊賀層, 阿山層, 甲賀層, 蒲生^{がもう}層, 草津層, 堅田^{かたた}層, 高島層として概説を進める。

古琵琶湖層群の古地理・堆積盆地形成に関わる構造地質学的研究は, 同層群の層序確立とともに数多く行われてきた。笠間・藤田 (1957), Takaya (1963), 近藤 (1968), Yokoyama (1969), 藤田ほか (1979), 桑原 (1985) によって, 古琵琶湖層群は鮮新世中期に伊賀・上野盆地において堆積がはじまり, 湖盆の北方への移動に伴って近江盆地の北西部の現在の琵琶湖の位置に至ることを報告した。Kawabe (1989), 川邊 (1990) は, 甲賀層以下の古琵琶湖層群について, 層序, 岩相, 層厚, 礫種構成, 古流向を検討し, 古地理・堆積盆地の時間変遷を明らかにした。堆積盆地発生から甲賀層堆積までの古地理変遷史を Kawabe (1989), 川邊 (1990) をもとに以下に記す。

古琵琶湖層群の堆積盆地は, 約 400 万年前に出現し, 約 330 万年前に湿地性堆積物や扇状地性堆積物からなる上野層下部層がその堆積を開始したとされる (川邊, 1990)。ただし, 伊賀・上野盆地に分布する古琵琶湖層群最下部層の上野層下部部層の堆積年代の報告値はそれよりも古く (吉川・檀原, 1996), 古琵琶湖層群の堆積開始は約 5 Ma にまで遡る。上野層上部部層堆積期 (3.3～4 Ma) になると, 島ヶ原～大山田地域にかけて湖, ないし湿地が広がるようになる。森 (2013MS), 森・吉田 (2014) によると, この時代の大山田地域は, 湖とそれらの干上がり・陸化が繰り返す水位変動の激しい環境にあったとされる。約 310 万年前に

なると、上野盆地西側から湖東流紋岩類の分布域 (甲南～信楽山地北部地域)を給源とする北から南へ流れる大規模河川が出現し、湖東流紋岩類を含む礫種構成を示す礫層からなる伊賀層が堆積する。この大規模河川は郷ノロチャンネルと呼ばれる。ただし、後述するように、伊賀層の堆積開始時期は 4 Ma にまで遡る。伊賀層の堆積域は、近江盆地南東部 (甲賀市水口付近)にまで広がっていたが、この地域に湖東流紋岩類を起源とする碎屑物は到達していなかった。2.8 Ma になると、盆地西側からの大規模河川による流入はほとんどなくなり、阿山～甲賀地域にまで広がる大規模な滞水域にて細粒な岩相から構成される阿山層が堆積する。ただし、後述するように、阿山層の堆積開始時期は、3.1 Ma まで遡る。約 270 万年前になると、盆地の北部～北西部において北から北西から流入する河川系が出現し、甲賀市水口付近において粗粒な河川層からなる阿山層上部の甲南部層が堆積する。約 260 万年前になると、甲南部層堆積期に隆起しはじめた山地に断裂が生じ、相対的に落ち込む。これにより堆積盆地は北側の近江盆地南部地域に移動し、湖が広がることで細粒な甲賀層が堆積する。またこの時期には、鈴鹿山地南部からの碎屑物供給がなされたとも示唆されている。ただし、古琵琶湖層群の層序の再検討により、甲賀層の堆積開始時期は、3 Ma にまで遡る可能性が示唆されている。甲賀層の堆積年代については、次節で述べる。

古琵琶湖層群は、軟体動物化石 (友田・根来, 1979; 田中・松岡, 1985b; 松岡, 1985), 魚類化石 (友田, 1976; 友田・根来, 1979; 中島, 1983), 哺乳類の歯化石や足跡化石 (琵琶湖自然史研究会, 1994; 高橋, 1998), 爬虫類化石 (奥山, 1984; 松岡・安井, 2003), 珪藻化石 (友田・根来, 1979; 田中・松岡, 1985a, 1985b), 花粉化石 (島倉, 1966; 那須, 1968, 1972), 植物化石 (三木, 1948; 高橋・山川, 1993; Yamakawa et al., 2008; 山川, 2011; 百原, 2017)など、数多くの化石を産する。これらのうち、動植物化石の種類別構成比などから当時の気候に関する記載がなされている。上野層の堆積時期は、温暖であったとの報告が多い。田中・松岡 (1985a)は、上野層下部部層の中村部層に相当する地層から産出する珪藻化石が、温暖な気候条件を示すことを明らかにした。さらに、花粉化石の報告からも、上野層の堆積時は、冬暖かく年間を通じて温暖であったと考えられている (島倉, 1966; 那須, 1972; 那須・青山, 1996)。また、上野層の貝類化石は、熱帯～亜熱帯要素を含む伊賀非海成動物群 (松岡 1985)に代表される。奥山 (1984), 松岡・安井 (2003)は、熱帯域のスポン化石の産出を報告している。山川 (2011)は、3 Ma より前に堆積した上野層、伊賀層、阿山層下部部層から、クスノキ科やアカガシ亜属といった常緑広葉樹、ヌマミズキ科などの落葉樹からなる植物群が産出することから、当時が亜熱帯～暖温帯の気候条件下にあったことを述べた。また、2.5 Ma 以降にチョウセンゴヨウやヒメバラモミ、ミツガシワなどの寒冷気候に生育する植物群が産出することを報告し、これが全球的な第四紀型気候への移行とリンクしている可能性を示した。ただし、里口ほか (2012)は、メタセコイア属の消滅や寒冷化を示す植物の出現には、地域差があることを問題として挙げている。

伊賀～上野盆地西方に分布する上野層である伊賀粘土部層 (川邊ほか, 1996)や中郷部層 (中野ほか, 2003)は、良質な窯業原料粘土を産する。これら粘土層について、工学的・応用地

質学的研究が数多く行われており、粘土鉱物組成や可塑性、耐火度に関する報告がなされている (武司, 1961; 清水, 1972; 武司ほか, 1976; 小倉ほか, 1989; 國枝ほか, 2001). 清水 (1972) は、瀬戸層群の下部層である瀬戸陶土層、土岐口陶土層と伊賀粘土部層の粘土鉱物組成を比較し、両者がほぼ同じ鉱物組成であることを明らかにした.

[illegible]

2-2 地質概説

本節では、主な研究対象である第二瀬戸内累層群の瀬戸層群と古琵琶湖層群に加え、前期～中期中新世の古風化条件の比較対象とする第一瀬戸内累層群の瑞浪層群と阿波層群の地質を概説する。

2-2-a 瑞浪層群

瑞浪層群は、第一瀬戸内累層群に属し、岐阜県土岐市と瑞浪市を中心とする瑞浪盆地に分布する下部～中部中新統である。本層群は、下位から順に土岐夾炭層、本郷層、明世層、宿洞層、および生俵層に区分されている（糸魚川, 1974, 1980）。本層群の岩相は、主に角礫岩、砂岩、シルト～泥岩、軽石質凝灰岩であり、一部に凝灰質、亜炭質部を含む（糸魚川, 1974）。本層群の基盤岩は、下位から、ジュラ紀新世の美濃帯堆積岩類、白亜紀後期の濃飛流紋岩類、これと同時期に貫入した花崗岩類である。

本論では、岐阜県瑞浪市庄内沢に分布する明世層下部層の戸狩層、および明世層中部層の山野内層と、岐阜県瑞浪市宿に分布する生俵層を対象とする。調査地点を Appendix 1 に、岩相記載と地質柱状図を Appendix 2 にそれぞれ示す。

2-2-a i 明世層

明世層は、下位の本郷層を整合関係で覆い、層厚最大 135 m に及ぶ海成層である。本層は、層序学的下位より、塊状凝灰質細粒砂岩からなる月吉部層、凝灰質砂岩からなる戸狩部層、無層理細粒砂岩～シルト岩からなる山野内部層、軽石凝灰岩からなる狭間部層に区分される（糸魚川, 1974, 1980）。明世層の堆積年代については、微化石層序、火山灰層の放射年代からの報告がなされている。山野内部層の珪藻化石群集は、珪藻化石帯の *Crucidenticcula sawamurae* 帯に対比され（Gladenkov, 1998）、18.3～17.0 Ma の堆積年代を示す（Watanabe and Yanagisawa, 2005）。また、明世層の下位にあたる本郷層と狭間部層の U-Pb 年代とフィッション・トラック年代より、明世層の堆積年代は約 18 Ma と推定されている（笹尾ほか, 2018）。

2-2-a ii 生俵層

生俵層は下位の明世層、および宿洞層を不整合関係で覆い、層厚最大 160 m に及ぶ海成層である。層序学的下位より、礫岩主体の名滝礫岩部層、泥岩主体の生俵泥岩部層に区分される（糸魚川, 1974, 1980）。本層の堆積年代は、珪藻化石の生層序より、15.7～15.8 Ma の年代区間内とされる（河邑ほか, 2011）。

2-2-b 阿波層群

阿波層群は，第一瀬戸内累層群に属し，阿波盆地，および三重県伊賀市南東部に分布する下部～中部中新統の海成層である（糸魚川, 1961）．本層群は，下位から順に東谷畑層，平松層，槇野層に区分されている（藤原ほか, 2005）．本層群の岩相は，主に礫岩，砂岩，シルト岩，泥岩から構成され，流紋岩質凝灰岩を挟む（吉田ほか, 1995）．本層群の基盤岩は，領家花崗岩および片麻岩類である．

本論では，三重県伊賀市東部に位置する上阿波地域（旧阿山郡大山田村）の槇野川に分布する平松層と槇野層を対象とする．調査地点を Appendix 1 に，岩相記載と地質柱状図を Appendix 2 にそれぞれ示す．

2-2-b i 平松層

平松層は，層厚 250 m を示し，主に礫岩，砂岩，貝化石を多く含む泥岩から構成され，凝灰岩の薄層を挟む．平松層の堆積年代は，浮遊性有孔虫化石の生層序より，15.6～18.8 Ma と考えられる（藤原ほか, 2005）．

2-2-b ii 槇野層

槇野層は，層厚 50 m を示し，主に礫を含む泥岩から構成される．槇野層の堆積年代は，浮遊性有孔虫化石と石灰質ナノ化石の生層序より，15.6～16.4 Ma と考えられる（藤原ほか, 2005）．

2-2-c 瀬戸層群陶土層

陶土層は、瀬戸層群の下部を構成する主に泥主体の陸成層である (赤嶺, 1954; 松沢ほか, 1960). 陶土層は、一辺が数～数十 km の小さな陥没盆地で堆積した陸成層であり、側方への連続性を欠き、岐阜県東南部や愛知県東部に点在して分布する (陶土団体研究グループ, 1982; 中山・陶土団体研究グループ, 1989a, 1989b). 本層の名称は、地域ごとに異なり、赤嶺 (1954), 松沢ほか (1960), Fujii (1968), 陶土団体研究グループ (1982, 1985, 1994a), 中山 (1985, 1987), 中山・陶土団体研究グループ (1987)に詳しい (Fig. 2-3).

Fig. 2-4 に岐阜県東南部～愛知県名古屋にかけての地質図および研究地域を示す.

陶土層は、良質なカオリナイト質の窯業原料粘土を産することから、古くから粘土の採掘が活発に行われてきた. このような露天掘り粘土鉱山は、水平、垂直方向への地層の連続性が追跡可能な優れたフィールドになっている. 本論では、岐阜県恵那市南部地域、岐阜県土岐～多治見地域に分布する土岐口陶土層、愛知県瀬戸市、愛知県豊田地域に分布する瀬戸陶土層を対象とする.

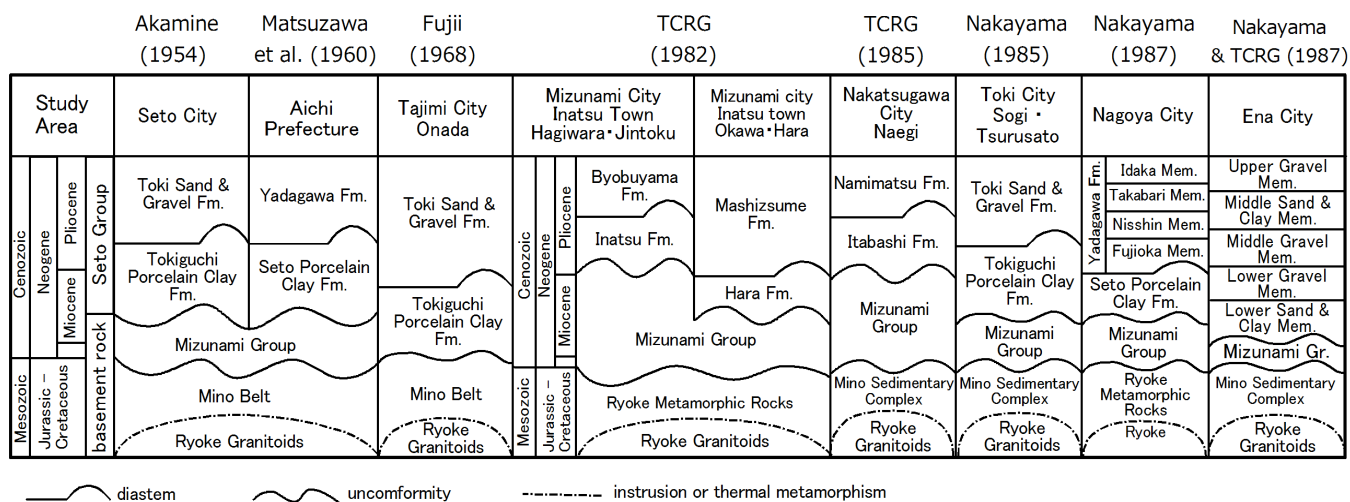


Fig. 2-3; Comparison of stratigraphic columns of the Seto Group. TCRG; Todo Collaborative Research Group.

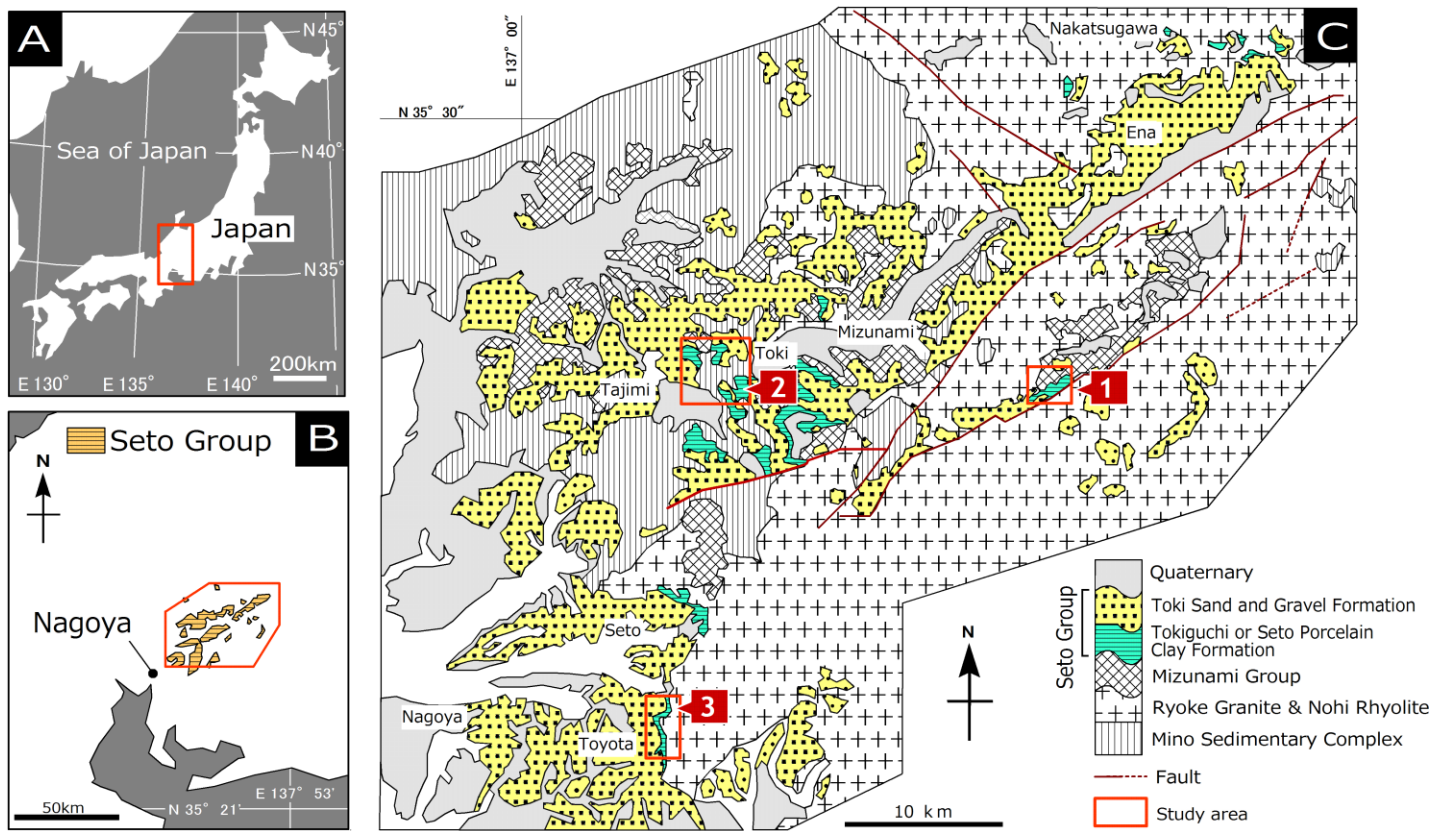


Fig. 2-4; (A) Index map of the location of Fig. 2-4-B. (B) Distribution of the middle–upper Miocene Seto Group and the location of Fig. 2-4-C (modified from Yoshida, 1992). (C) Geological map of the south–eastern part of Gifu Prefecture to around Nagoya City (modified from TCRG, 1985) and the location of the study areas (1; Southern part of Ena area, 2; Toki–Tajimi area, 3; Toyota area).

2-2-d 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は、琵琶湖周辺から伊賀上野盆地にかけて分布する、全体の層厚が 1500 m を超える地層である。本層群は、層位学的下位から、上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層、蒲生層、草津層、堅田層、高島層の 8 層準に区分される (川邊, 1990)。Kawabe (1989), 川邊 (1990), 川邊ほか (1996)は、島ヶ原地域、上野市東南地域、伊賀～大山田地域、阿山地域、甲賀地域の 5 地域に分布する古琵琶湖層群の上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層に、異なる部層区分名称をつけた (Fig. 2-7)。また、滋賀県甲賀市信楽町に分布する古琵琶湖層群は、下位より中郷部層、信楽礫層、牧部層、宮町部層に区分されており、そのうち中郷部層が上野層に、信楽礫層が伊賀層に、牧部層が甲賀層に対応する (中野ほか, 2003)。本論では、島ヶ原地域～甲賀地域に分布する古琵琶湖層群については、Kawabe (1989), 川邊 (1990), 川邊ほか (1996)の部層区分名称を、滋賀県甲賀市信楽町に分布する古琵琶湖層群については、中野ほか (2003)の部層区分名称を踏襲する。

本論では、三重県伊賀上野盆地から滋賀県甲賀市にかけて分布する古琵琶湖層群の上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層、蒲生層を対象とする。各層の調査地点を Fig. 2-5 に示す。また、より詳細な調査地点を Appendix 1 に、岩相記載と地質柱状図を Appendix 2 にそれぞれ示す。

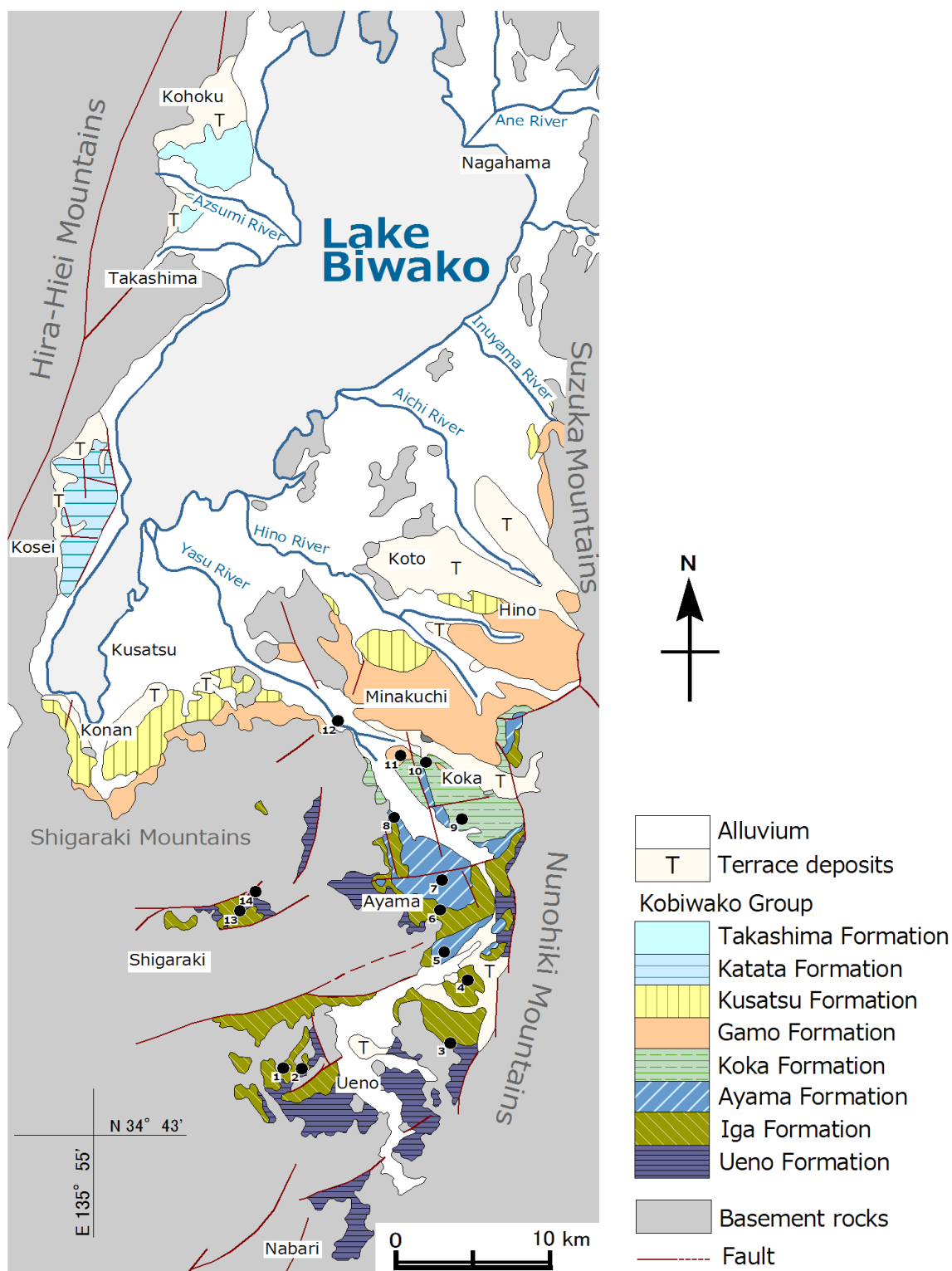


Fig. 2-5; Schematic geological map of the Kobiwako Group (modified from Kawabe, 1990) and the location of the study area. 1; Sanko Mine in the Shimagahara area (the Iga Clay and the Kitamata Gravel Members), 2; Hokke Mine in the Shimagahara area (the Iga Clay Member), 3; Iga-Oyamada, Yubunedani River and Hattorigawa River (the Nakamura and the Kashikimura Members), 4; Iga City, Aita River (the Tsuge Member), 5; Iga City, Shindo (the Konan Member), 6; Iga City, Higashiyubune (the Tsuge and the Wada Members), 7; Koka City, Kamimasugi (the Konan Member), 8; Koka City, Shinji (the Wada Member), 9; Koka City, Sagami (the Sajigawa Member), 10; Koka City, Minakuchi (the Sajigawa Member), 11; Koka City, Minakuchi Bonten Mt. (the Nunohikiyama and the Hazama Clay Members), 12; Koka City, Minakuchi Yasu River (the Yoshinaga Member), 13; Koka City, Shigaraki (the Nakasato Member), 14; Koka City, Shigaraki, Nagano (the Maki Member).

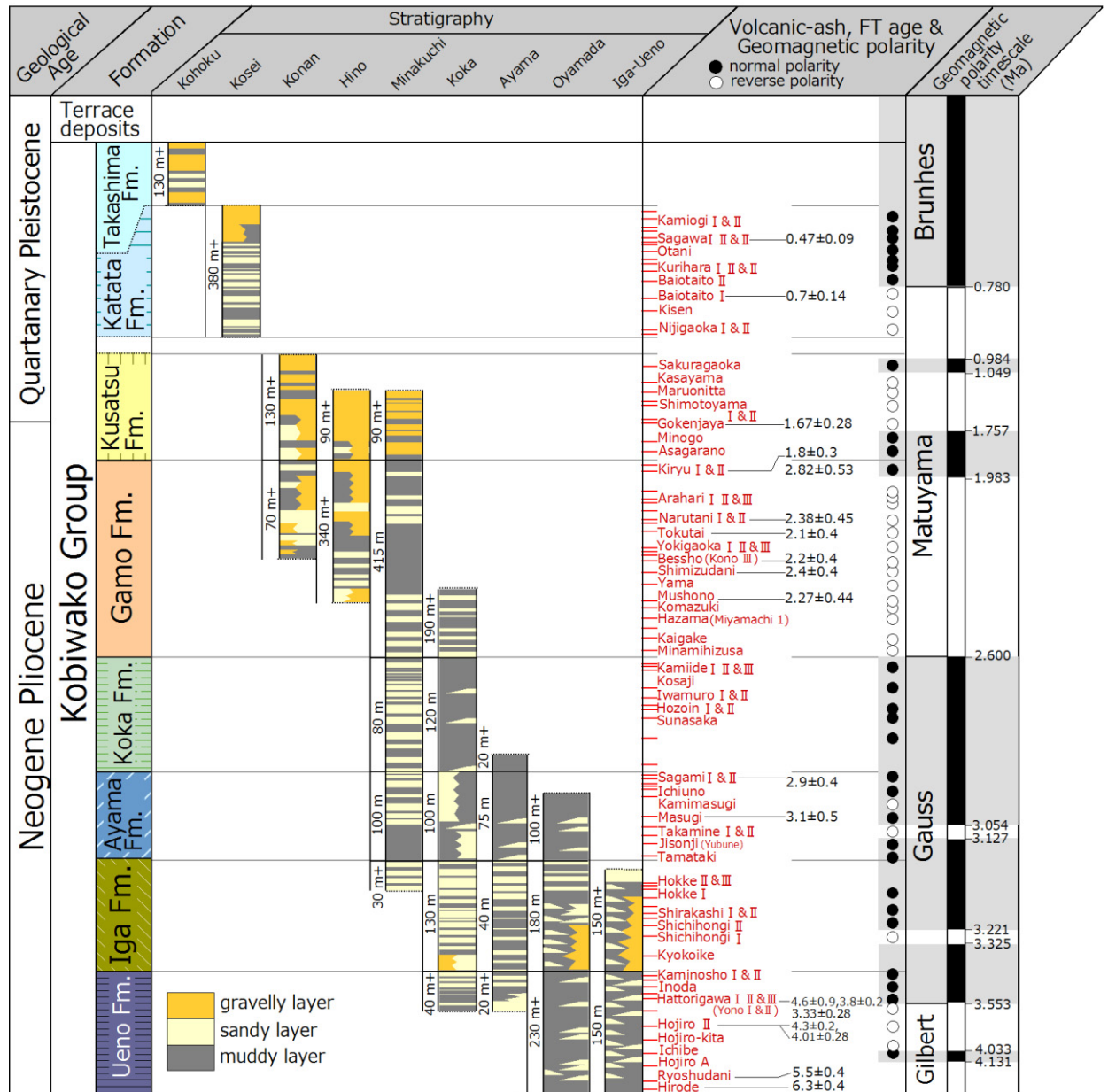


Fig. 2-6; Stratigraphy of the Kobiwako Group (modified from Kawabe, 1989, 1990; Kawabe et al., 1996 and Satoguchi, 2015). Data of FT age were quoted from Nishimura and Sasajima (1970), Yokoyama et al. (1977), Yokoyama et al. (1980), Ichihara et al. (1984), Kawabe (1989), Yokoyama et al. (1980), Yoshikawa and Yamazaki (1998), Yoshikawa and Danhara (1996) and Mizuno (1999). Data of paleomagnetic polarity were quoted from Kobiwako Research Group (1977, 1981), Hayashida and Yokoyama (1983), Kimura (1987MS), Yoshikawa and Danhara (1996) and Satoguchi (2015). The geomagnetic polarity timescale follows Cande and Kent (1992).

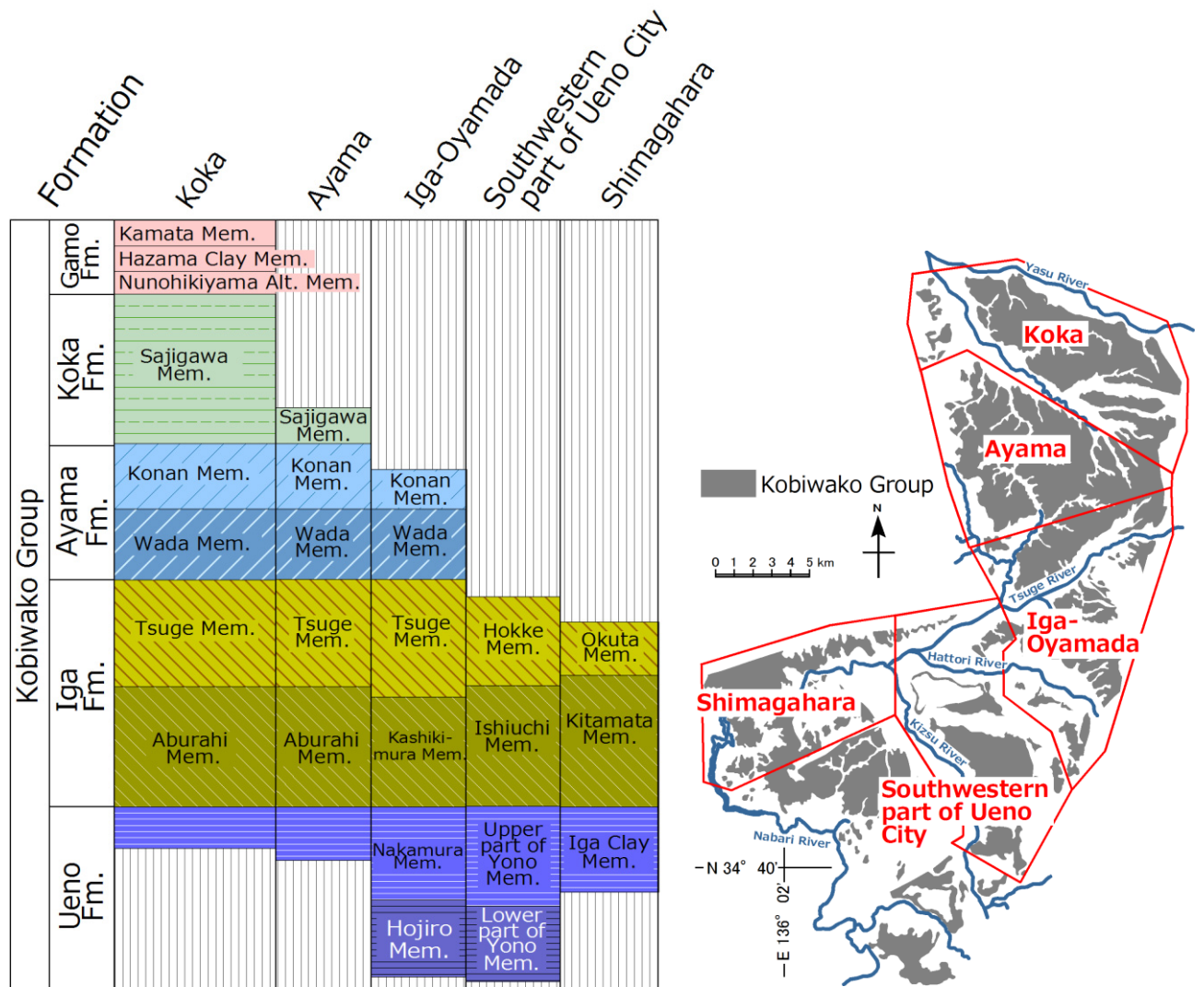


Fig. 2-7; Comparison of stratigraphic columns of the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations. (modified from Kawabe et al., 1996).

2-2-d i 上野層

上野層は、川邊ほか (1996)によって下部部層と上部部層に区分されている。上野層下部部層は、三重県伊賀～大山田において中村部層と呼称される (川邊ほか, 1996)。上野層上部部層は、三重県伊賀市島ヶ原において伊賀粘土部層と (近藤, 1968), 滋賀県信楽において中郷部層と (中野ほか, 2003)それぞれ呼称される。

本論では、三重県伊賀～大山田炊村に分布する中村部層、三重県伊賀市島ヶ原の法華鉾山と三光鉾山に分布する伊賀粘土部層、滋賀県甲賀市信楽町に分布する中郷部層を対象とする。

中村部層： 中村部層は、三重県伊賀市伊賀大山田に分布する上野層の部層名称である (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 伊賀大山田の服部川地域に分布する中村部層は、層厚が約 19 m であり、主に無層理のシルト～粘土層から構成され、砂層をしばしば挟む (森, 2013MS; 森・吉田, 2014). また、イガタニシ、ドブガイ、二枚貝、シジミなどの貝化石を多量に産する (森, 2013MS). 部分的に根化石や足跡化石が認められる (森, 2013MS).

本部層は、下位より、^{ほうじろ}喰代Ⅱ、中村、鳳凰寺Ⅰ、Ⅱとよばれる火山灰層を挟む (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996; 里口, 2015).

伊賀粘土部層： 伊賀粘土部層は、三重県伊賀市島ヶ原地域に分布する上野層の部層名称である (近藤, 1968; Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 本部層は、粘土優勢の花崗岩質砂層と粘土層の互層からなり、亜炭層や炭質粘土層を挟む (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 本部層は、下位より、S1～S8 とよばれる 8 層の火山灰層を挟む (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996).

中郷部層： 中郷部層は、滋賀県甲賀市信楽地域に分布する上野層の部層名称である (中野ほか, 2003). 本部層は、砂礫層や礫層が優勢なシルト層、砂層、砂礫層、礫層からなり、数層の亜炭層を挟む (中野ほか, 2003). 本部層は、下位より、小川、中郷とよばれる 2 層の火山灰層を挟む (中野ほか, 2003).

上野層の堆積年代

上野層の堆積年代は、火山灰層の放射年代やそれらの対比、古地磁気極性から報告されている.

中村部層の最下部に挟まれる喰代Ⅱ火山灰層より 4.3 ± 0.2 Ma と 4.01 ± 0.28 Ma のフィッシュン・トラック年代が (Kawabe, 1989; 吉川・檀原, 1996), 本部層の上部に挟まれる服部川Ⅱ火山灰層より 4.6 ± 0.9 Ma, および 3.8 ± 0.2 Ma のフィッシュン・トラック年代が (吉川・檀原, 1996; 吉川・山崎, 1998), それぞれ報告されている.

伊賀粘土部層に挟まれる火山灰層 S2 は、花ノ木丘陵地域に分布する予野部層上部に挟まれる^{いだ}猪田火山灰層に対比されている (Fig. 3-32; Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996; 里口, 2015). また、伊賀粘土部層に挟まれる火山灰層 S7 は、花ノ木丘陵地域に分布する^{かみのしょう}上ノ庄Ⅱ火山灰層に対比されている (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 猪田火山灰層と上ノ庄Ⅰ火山灰層は、予野火山灰層と七本木Ⅰ火山灰層の間に位置している. 予野火山灰層からは、 3.33 ± 0.28 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られている (Kawabe, 1989). ^{しちほんぎ}七本木Ⅰ火山灰層は逆帯磁を示しており、 $3.335 \sim 3.321$ Ma の Mammoth Event (Cande and Kent, 1992) に対比されている (木村, 1987MS).

以上より、本論では、上野層の下部部層 (中村部層) の堆積年代が 4～5 Ma, 上野層の上部部層 (伊賀粘土部層) の堆積年代が 3.3～4 Ma であるとして議論をすすめる.

中郷部層は、中野ほか (2003) によって、古琵琶湖層群最下部の上野層として記載されて

いる。しかし、中郷部層に挟まれる中郷火山灰層から得られている 3.18 ± 0.15 Ma のフィッシュ・トラック年代 (水野, 1999) は、上記の中村部層や伊賀粘土層の堆積年代 (3.3~5 Ma) よりも新しい。このように中郷部層は、その堆積年代の解釈が矛盾しているため、化学風化強度の比較には用いない。

2-2-d ii 伊賀層

伊賀層は、川邊ほか (1996) によって下部部層と上部部層に区分されている。伊賀層下部部層は、三重県伊賀市島ヶ原において北又礫部層と、三重県伊賀～大山田において炊村部層と、三重県伊賀市阿山と滋賀県甲賀市では油日部層と呼称される (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。伊賀層上部部層は、三重県伊賀市伊賀～大山田、同市阿山と滋賀県甲賀市において柘植部層と呼称される (川邊ほか, 1990)。

本論では、三重県伊賀市島ヶ原の三光鉾山に分布する北又礫部層、三重県伊賀～大山田湯舟谷川に分布する炊村部層、三重県伊賀～大山田 愛田川に分布する柘植部層を対象とする。

北又礫部層： 北又礫部層は、島ヶ原地域に分布する伊賀層下部部層の名称である (上治, 1944; 川邊ほか, 1996)。本部層は、湖東流紋岩類の礫を多量に含む礫層主体の地層であり、砂層、シルト層、粘土層を挟む (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層の上部には、2 枚の火山灰層が挟まれる。

かしきむら
炊村部層： 炊村部層は、伊賀～大山田地域に分布する伊賀層下部部層の名称である (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層は、細礫を含む粗粒砂層、淘汰のよい細粒～中粒砂層およびシルト・粘土層の互層からなる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層には、下位から、きょうこ池、七本木 I, II, 愛田とよばれる火山灰層が挟まれる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。

つげ
柘植部層： 柘植部層は、伊賀大山田地域に分布する伊賀層上部部層の名称である (川邊, 1990)。本部層は、淘汰の良い中粒～細粒砂層、シルト～粘土層の互層からなる (川邊, 1990)。

伊賀層の堆積年代

伊賀層に挟まれる七本木 I 火山灰層は正帯磁を示し、 $3.321 \sim 3.335$ Ma の Mammoth Event (Cande and Kent, 1992) に対比されている (木村, 1987MS)。また、本層に挟まれるきょうこ池火山灰層、七本木 I, II 火山灰層は、服部川 II 火山灰層と高峰火山灰層に挟まれる。服部川 II 火山灰層からは、 4.6 ± 0.9 Ma と 3.8 ± 0.2 Ma のフィッシュ・トラック年代が報告されている (吉川・山崎, 1998)。また、高峰火山灰層は逆帯磁を示し、Kaena Event ($3.054 \sim 3.127$ Ma; Cande and Kent, 1992) に対比されている (Hayashida and Yokoyama, 1983; 木村, 1987MS)。よ

って本論では、伊賀層の堆積年代を 3.1~4 Ma として議論をすすめる。

里口 (2015)の火山灰対比によると、Kawabe (1989)、川邊ほか (1996)が伊賀層下部部層に対比した北又礫部層の帰属に矛盾が生じる。北又礫部層には、2 層の火山灰層を挟み、これらは花ノ木丘陵地域に分布する法華部層に挟まる^{しらかし}白樫Ⅱ火山灰層と^{じそんじ}滋尊寺火山灰層と対比される (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。一方、里口 (2015)は、^{ゆぶね}滋尊寺火山灰層を伊賀～大山田地域や阿山地域に分布する和田部層に挟まれる湯舟火山灰層に対比した。木村 (1987MS)、Hayashida and Yokoyama (1983)の古地磁気層序学的検討によると、滋尊寺火山灰層 (湯舟火山灰層)は正帯磁を示しており、Kaena Event (3.054~3.127 Ma; Cande and Kent, 1992)の逆磁極期と対比される高峰火山灰層と、Mammoth Event (3.321~3.3-35 Ma; Cande and Kent, 1992)の逆磁極期と対比される七本木Ⅰ火山灰層に挟まれる。本論では、Kawabe (1989)と川邊ほか (1996)の層序区分に従い、北又礫部層が伊賀層の下部部層に相当するものとして表記する。ただし、本論では、里口 (2015)が新たに構築した火山灰層序をもとに、その堆積年代を 3.1~3.3 Ma であるとして議論をすすめる。

2-2-d iii 阿山層

阿山層は、川邊ほか (1996)によって下部部層と上部部層に区分されている。阿山層下部部層は、和田部層と呼称される (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。阿山層上部部層は、甲南部層と呼称される (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。

本論では、三重県伊賀市東湯舟と滋賀県甲賀市甲南町新治に分布する和田部層、三重県伊賀市新堂と滋賀県甲賀市甲南町上馬杉に分布する甲南部層を対象とする。

和田部層： 和田部層は、阿山層下部部層の名称である (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層は、主に粘土層から構成される (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層には、下位から、^{たまたき}玉滝、湯舟、^{ますぎ}高峰Ⅰ、Ⅱ、馬杉とよばれる火山灰層が挟まれる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。

甲南部層： 甲南部層は、阿山層上部部層の名称である (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層は、伊賀大山田地域では主に塊状粘土層からなるが、甲賀地域では主に砂層優勢の砂泥互層からなり、北西方向および北東方向に向かって粗粒化するとされる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。本部層には、下位から、^{かみすすぎ}上馬杉、^{いちうの}櫟野、北上野、大久保Ⅰ、Ⅱ、相模Ⅰ、Ⅱとよばれる火山灰層が挟まれる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。

阿山層の堆積年代

本層に挟まれる馬杉火山灰層からは 3.1 ± 0.5 Ma、相模火山灰層からは 2.9 ± 0.4 Ma のフィッション・トラック年代がそれぞれ報告されている (西村・笹島, 1970)。また、高峰Ⅰ火山灰層は逆帯磁を示し、Kaena Event (3.054~3.127 Ma; Cande and Kent, 1992)の正磁極期と対比

されている (Hayashida and Yokoyama, 1983; 木村, 1987MS). よって, 本論では, 阿山層の堆積年代を 3~3.1 Ma とし議論をすすめる.

2-2-div 甲賀層

甲賀層は, 滋賀県甲賀市において佐治川部層と呼称される (川邊, 1981; Kawabe, 1989). また, 滋賀県甲賀市水口の野洲川河床に露出する本層は, 吉永部層と呼称される (中野ほか, 2003). 滋賀県甲賀市信楽町に分布する甲賀層は, 牧部層と呼称される (中野ほか, 2003).

本論では, 滋賀県甲賀市相模と市水口の穂谷川下流に分布する佐治川部層, 滋賀県甲賀市水口の野洲川河床に分布する吉永部層, 滋賀県甲賀市信楽町長野に分布する牧部層を対象とする.

佐治川部層: 佐治川部層は, 滋賀県甲賀市から滋賀県蒲生郡^{ひらたにいけ}日野町に分布する甲賀層の部層名称である (川邊, 1981; Kawabe, 1989). 本部層は, 主に粘土層から構成される (川邊ほか, 1996). 本部層には, 下位から, 平谷池^{すなさか}, 砂坂, 法蔵院 I, II, 岩室 I, II, 善福寺 I, II, 小佐治^{こさじ}, 上出 I, II, III^{かみいで}とよばれる火山灰層が挟まれる (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996).

吉永部層: 吉永部層は, 野洲川甲西中央橋から横田橋まで断続的に露出する甲賀層の部層名称である (中野ほか, 2003). 本部層は, 主に砂層, シルト層, 粘土層から構成される (中野ほか, 2003). 本部層は小佐治火山灰層をはさみ, 佐治川部層に対比される (中野ほか, 2003).

牧部層: 牧部層は, 滋賀県甲賀市信楽町に分布する甲賀層の部層名称である (中野ほか, 2003). 本部層は, 主に花崗岩質砂層主体のシルト層, 砂層, 礫層からなり, 数枚の亜炭層を挟む (中野ほか, 2003).

甲賀層の堆積年代

甲賀層に挟まれる上出 III 火山灰層は正帯磁を, 本層上位の蒲生層に挟まれる南比都佐火山灰層^{みなみひづさ}は逆帯磁を示す (Hayashida and Yokoyama, 1983). Hayashida and Yokoyama (1983)は, 両火山灰層の境界を, ガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界 (2.600 Ma; Cande and Kent, 1992)とした. また, 甲賀層に挟まれる平谷池, 砂坂, 法蔵院 I, II, 岩室 I, II, 善福寺 I, II, 小佐治, 上出 I, II, III 火山灰層は, 2.9±0.4 Ma のフィッシュ・トラック年代が報告されている相模火山灰層 (西村・笹島, 1970)の上位の層準に挟まれる (川邊, 1981; Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). よって, 本論では, 佐治川部層と吉永部層の堆積年代を 2.6~3 Ma とし議論をすすめる.

牧部層は, 中野ほか (2003)によって, 阿山・甲南・甲賀地域に分布する甲賀層と同層準のものとして対比されている. しかし, 牧部層は, 火山灰層を挟まず, その詳細な堆積年代が不明である. 牧部層の下位の中郷部層に挟まれる中郷火山灰層からは, 3.18±0.15 Ma のフィ

ッション・トラック年代が、本部層の上位の宮町部層に挟まれる宮町火山灰層からは、 2.3 ± 0.3 Ma のフィッション・トラック年代が得られている (水野, 1999). これより、牧部層は、少なくとも 2 Ma から 3.3 Ma の間に堆積していることが示唆されるが、この年代期間には、伊賀層、阿山層、蒲生層の堆積年代の期間とも重なる。以上より、牧部層は、佐治川部層や吉永部層と同時期の堆積物であるとは言い切れないため、本論の化学風化強度の比較には用いない。

2-2-d v 蒲生層

蒲生層は、下部部層、中部部層、上部部層に区分されており、それぞれ、布引山部層 (池辺, 1934a), 迫粘土部層 (古琵琶湖団体研究グループ, 1977), 清田部層 (古琵琶湖体研究グループ, 1977) と呼称される。本論では、滋賀県甲賀市水口の盆天山北方斜面に分布する布引山部層、同市水口の盆天山に分布する迫粘土部層を研究対象とする。

布引山部層： 布引山部層は、阿山地域、甲南地域、甲賀地域に分布する蒲生層下部部層の名称である (池辺, 1934a; 中野ほか, 2003). 本部層は、主に砂層優勢の砂層、シルト層、粘土層から構成される (中野ほか, 2003). 本部層は、下位から、内貴、南比都佐、鎌掛とよばれる火山灰層を挟む (川邊, 1981; Kawabe, 1989).

迫粘土部層： 迫粘土部層は、水口地域、日野地域に分布する蒲生層下部部層の名称である (古琵琶湖団体研究グループ, 1977; 中野ほか, 2003). 本部層は、シルト～粘土層優勢の、粘土層、シルト層、砂層から構成される (古琵琶湖団体研究グループ, 1977). 本部層は、下位から、迫、駒月とよばれる火山灰層を挟む (川邊, 1981; Kawabe, 1989).

蒲生層の堆積年代

フィッション・トラック年代測定法により、布引山部層の上位の清田互層に挟まれる虫生野火山灰層から 2.27 ± 0.44 Ma の年代が得られている (市原ほか, 1984). また、南比都佐火山灰層の逆帯磁と本層下位に挟まれる上出Ⅱ火山灰層の正帯磁の境界は、ガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界 (2.600 Ma; Cande and Kent, 1992) とされている (Hayashida and Yokoyama, 1983). よって、本論では、布引山部層と迫粘土部層の堆積年代を 2.3～2.6 Ma として議論をすすめる。

第3章 古土壌相とそれらが示す古風化条件

はじめに

古土壌研究の概要

過去の土壌である古土壌は、北米大陸 (e.g., Driese and Ober, 2005; Retallack, 2009), オーストラリア大陸 (e.g., Retallack et al., 2011), ヨーロッパ大陸 (e.g., Hamer et al., 2007), アフリカ大陸東北部 (e.g., Driese and Ashley, 2016), 東南・中央アジア地域 (e.g., Quade et al., 1995; Licht et al., 2014), 東アジア内陸地域 (e.g., An et al., 1990)で精力的に研究されている。古土壌は、堆積環境 (e.g., Bown and Kraus, 1993; Mariott and Wright, 1993; Wright and Mariott, 1996), 海水準変動 (e.g., Mariott and Wright, 1993), 古地形 (e.g., Bown and Kraus, 1987; Driese and Ashley, 2016), 古気候 (e.g., Retallack and Kirby, 2007; Retallack et al., 2011; Driese and Ashley, 2016), 古大気組成 (e.g., Quade et al., 1995; Retallack et al., 2011)といった、過去の多様な環境の指標として利用されている。古土壌を適用できる時代範囲は、始生代 (e.g., Retallack, 2018)から第四紀更新世 (e.g., Driese and Ashley, 2016)にいたるまで非常に広いため、その古環境指標としての可能性が注目されている。

しかし、日本列島において、古土壌の研究報告は僅かであり、古土壌の詳細な記載例や、それをもとに古気候、古環境を復元した研究例がほとんどない。

日本の古土壌研究

日本列島における古土壌は、大政ほか (1955, 1957)による現生土壌調査の報告によつてはじめて認識された。大政ほか (1955, 1957)は、新潟県加茂市の丘陵上に発達する赤色土が、第四系の火山灰層によって覆われるという記載事実から、これが過去に形成された土壌である可能性を呈示した。この報告を機に、1950～1970年代にかけて、“古赤色土”の調査が日本列島各地で行われ、北海道樽岸 (e.g., 湊, 1956; 松井・加藤, 1962), 青森県下北半島 (e.g., 松井, 1979), 宮城県塩釜 (e.g., 松井・加藤, 1962), 北陸地方 (e.g., 高田平原団体研究グループ, 1961; 松井・加藤, 1962), 南関東 (e.g., 高田平原団体研究グループ, 1961; 松井・加藤, 1962), 東海地方 (e.g., 加藤・松井, 1954; 松井・加藤, 1962), 大阪府・兵庫県明石市 (e.g., 市原・小黒, 1958; Itihara, 1961), 紀伊半島潮岬 (e.g., 松井・加藤, 1962), 北九州久留米 (e.g., 松井・加藤, 1962)などで、“古赤色土”が認定された。これら“古赤色土”の多くは、更新世後期 (約 12 万 5000 年前)の最終間氷期に形成された古土壌であり、当時の日本列島が現在よりも温暖な湿潤亜熱帯気候下にあったことを示すとされた (松井・加藤, 1962; 松井, 1979)。なお、赤色土という名称は、日本の農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)の土壌の名称であり、Soil Survey Staff (2010)の ultisol に相当する。

1980 年以降になると、風成塵の堆積と古土壌の形成が最終間氷期以降の東アジア・モン

スーンの変動を捉える上で有用であることに焦点が当てられ、地質学・古気候学の分野からも、日本列島の古土壌が注目されるようになった。これより、北海道・東北地方 (e.g., 鴈澤ほか, 1994), 九州地方 (e.g., 成瀬・井上, 1982), 山陰・北陸地方 (e.g., 成瀬・井上, 1983; 井上・成瀬, 1990)などで、レスや古土壌層の鉱物・粒度・同位体組成が検討された。

このように、日本列島の古土壌研究は、主に更新世以降の堆積物を対象として行われてきたが、2000 年前後になると、白亜系の古土壌の記載も行われるようになった。古くから、九州地方や四国地方に分布する白亜系には、赤色を呈する堆積岩 (“赤色岩”) が挟まれることが知られていたが、その生成要因は不明のままであった (e.g., 田代, 1986)。Lee et al. (2003) は、九州地方に分布する赤色岩を産する御所浦層群の古土壌学的記載を行い、それらが Soil Survey Staff (2010) の calcic vertisol や inceptisol に相当する古土壌であることを示した。また、御所浦層群や御船層群、関門層群の古土壌層中に産する土壌性ノジュールの酸素・炭素同位体比からは、当時の二酸化炭素濃度も復元された (Lee and Hisada, 1999)。また、堀内ほか (2008) は、山口県に分布する関門層群に発達する古土壌を、茂野ほか (2004) は福井県に分布する手取層群に発達する古土壌を、それぞれ詳細に記載したが、現生土壌分類との対比には至っていない。

古土壌の詳細な記載は、現生土壌分類 (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010) との対比を可能とし、古気候、古環境の解釈に貢献するため (Retallack, 2001), 古土壌研究において重要である。日本列島において、1980 年代以降に進められた風成塵-古土壌研究では、風成塵の給源を特定するために鉱物・同位体組成が、古土壌の発達程度を検討するために粒度組成・土壌性粘土鉱物組成が検討されたが、古土壌断面の記載は行われておらず、現生土壌分類との対比は行われなかった。1950～1970 年代に精力的に進められた “古赤色土” の調査は、現生土壌学から派生してはじまったためか、詳細な土壌断面の記載が行われており、古気候の解釈に貢献している。Lee et al. (2003) によって行われた前期～後期白亜系の古土壌記載・分類では、vertisol 相当の古土壌の存在が示唆されている。

本章の目的

日本列島において、中期中新世から鮮新世の時期は、長期間の陸化の時期に相当し、海成層が欠如する無堆積期として知られる (牧野内, 1985; 吉田, 1992)。瀬戸層群の下部層に相当する陶土層 (赤嶺, 1954; 松沢ほか, 1960) の堆積年代は、およそ 9～12 Ma であり (e.g., Nakayama et al., 1995; 吉田ほか, 1997b; 安藤ほか, 1999; 陶土団体研究グループ, 1999; 星ほか, 2015), この無堆積期に堆積した唯一の陸成層である。陶土層に発達している古土壌は、風化・気候条件を記録した地質媒体として期待できる。

本章では、これまでの日本列島の古土壌研究でほとんど行われていない古土壌断面の詳細な記載と古土壌分類、それら古土壌と現生土壌分類との対比を試みる。そして古土壌相から、中期中新世の古気候に関する知見を得ることをめざす。また、本章では、鮮新世に堆積した古琵琶湖層群の上野層 (Kawabe, 1989) の古土壌相も同様に明らかにする。これにより、

新第三紀の日本列島における古土壌相のデータを取得し，鮮新世の古土壌相と中期中新世の古土壌相との比較を行う．

3-1 研究手法

土壌の形成は、堆積物供給量や母材となる堆積物の粒径構成、堆積システムや微地形、生物相によって大きく左右される (Marriott and Wright, 1993; Kraus, 1999; Retallack, 2001). そのため、古土壌相は局地的な環境要素 (地形、粒度、堆積環境、母材など)を反映しやすい。当時の気候条件に対応する古土壌相を見出すためには、古土壌が発達していた地点における地形や堆積環境、母材物質を明らかにする必要がある。本論では、地形や堆積環境、母材物質と古土壌相の関連性を検討し、微地形や堆積速度、母材の粒度や構成物といったローカルな環境因子が古土壌化プロセスへ与える影響を捉えることで、多角的な視点から古土壌を形成した条件の復元を試みる。

まず、1/100 スケールの実測地質柱状図を作成し、岩相記載から堆積相解析を行った。堆積相解析を行うにあたって、初生的な堆積物の特徴である粒度、堆積構造、地層境界の特徴、地層の断面形態、層厚、水平・側方への遷移関係を記載した。また、水平方向に連続的に岩相の変化が観察できる露頭では、露頭スケッチを行った。古流向は、カレントリップル、インブリケーションから測定し、フォアセット層理の傾斜方向、河道の伸長方向も測定した。河道の伸長方向は、側壁の伸びの方向から計測した。堆積相の認定と解釈は Miall (1977, 1978, 1996)による一般的な河川堆積相に従った。

3-1-a 古土壌の認定

一般に、古土壌は、過去の地表面、ないし地表面に相当する表層において、母材物質 (堆積物や岩石)が物理・化学・生物学的プロセスを経て風化変質した物質やゾーンであると定義される (Nikiforoff, 1959; Retallack, 2001). 古土壌であることの証拠として、植物根、土壌層位、土壌構造が挙げられる (Retallack, 1988, 2001). 特に、根化石や植物化石は、その他の土壌構造がなくとも、その岩石・堆積物が土壌化した証拠になる (Retallack, 1988, 2001; Soil Survey Staff, 2010). そこで、本論では、現地性植物化石の産出する層準、土壌層位の上面を水平方向に追跡し、地表に露出して、一定時間かけて風化を受けていたと考えられる古地表面 (paleo-exposure surface)を認識する。具体的には、下方向に分岐する植物化石 (根化石)が産する層準の上面、直径数 mm の細根化石 (fine rootlet fossil)が密集する層準の上面、表層土壌層準 (O 層, A 層)とそれらの上位の古土壌化の証拠が認められない地層との境界面が古地表面に相当する。現地性植物化石の記載においては、細根、根化石、立ち木を区別する。根の直径が数 mm 程であり、層中に断片的に入り込むものを細根化石 (fine rootlet fossil: Figs. 3-1-A, 3-2-A)と記載する。下位方向に分岐するものを根化石 (root fossil: Fig. 3-1-B)と記載する。それらとは逆に上位方向に分岐するものを立ち木 (standing tree fossil: Fig. 3-1-C)として記載を行う。

土壌層位は、古地表面から下に向かって土色、土壌構造、植物化石の量、初生的堆積構造の残存状態などが変化し、これらが堆積構造とは無関係に水平方向に層状をなしたもので

ある。また、本論では、Retallack (2001)や Soil Survey Staff(2010)の表記に従い、表層から地中に向かって発達する主土壌層位 (master horizons)を、O 層 (堆積腐植層), A 層 (表土層), B 層 (集積層), C 層 (母材層)として識別する (Fig. 3-1-D)。O 層と A 層の判別においては、Soil Survey Staff(2010)の区分法に従い、未分解植物遺骸を土層中に含むものを O 層とし、暗色を呈し碎屑粒子 (砂・泥粒子や火山灰粒子)の含量が高く未分解植物遺骸に乏しい層準を A 層として識別する。赤褐～褐～黄褐色の土色を呈する層準を B 層として識別する。初生的堆積構造を肉眼でも明瞭に判別できる、もしくは鏡下観察において後述の土壌構造が未発達である地下土壌層準を C 層として識別する。C 層の下限は認定しにくいことから、本論では、土色、土壌微細構造からの判別が容易である O 層～B 層の土壌層厚を古土壌層の層厚とする。

また、二次オーダー (subordinate)の表記として、g(グライ化した層), w(色や構造が B 層に類似した層), t(粘土の集積した層)を認識し、これらの略称を主土壌層位の後に表記することで土壌層位をさらに細かく分ける。たとえば Bg 層は、グライ化した B 層を示す。また、k は石灰の集積した層を、y は石膏や結晶基質の層を示す。

野外での土壌構造の記載は、Retallack (2001)の表記に従う。土色の記載は、層中で代表的な色調の部分の土塊を採取し、湿った状態の試料を対象に、新版標準土色帖 (農林水産省農林水産技術会議監修; マンセル方式の色名帳)を用いて記載する。また、各土壌層位から定方位サンプルを採取し偏光顕微鏡において土壌の微視的構造を記載する。鏡下観察における土壌構造は、Retallack (2001)と Brewer (1976)の表記をもとにした。

一般的に土色は、土壌中における炭素含有率、鉄化合物 (Fe^{3+} , Fe^{2+})の存在、鉱物の結晶状態と関連するとされる (八木, 1993)。褐色味が強いと、風化によって造岩鉱物中の鉄が遊離し加水酸化鉄を形成していることを示し、ある程度の酸化環境を示唆する。灰色系統は、主に停滞水などによる還元環境、もしくは未風化の母材物質の色を反映していることを示している。真下 (1973)によると、マンセル方式における明度/彩度の値は炭素含有率と強い関係をもつとされ、2/2, 1.7/1～2/1 の土色は炭素含有率 12 %以上を示すと定義がなされている。

本論では、マンセル方式で記載した土色を黒色系、暗色系、褐色系、赤褐色 - 黄褐色系、灰色系、青灰～オリーブ灰色系、白色系の 7 つに区分する。Table 3-1 に、マンセル式土色名と、色系の対応を示す。

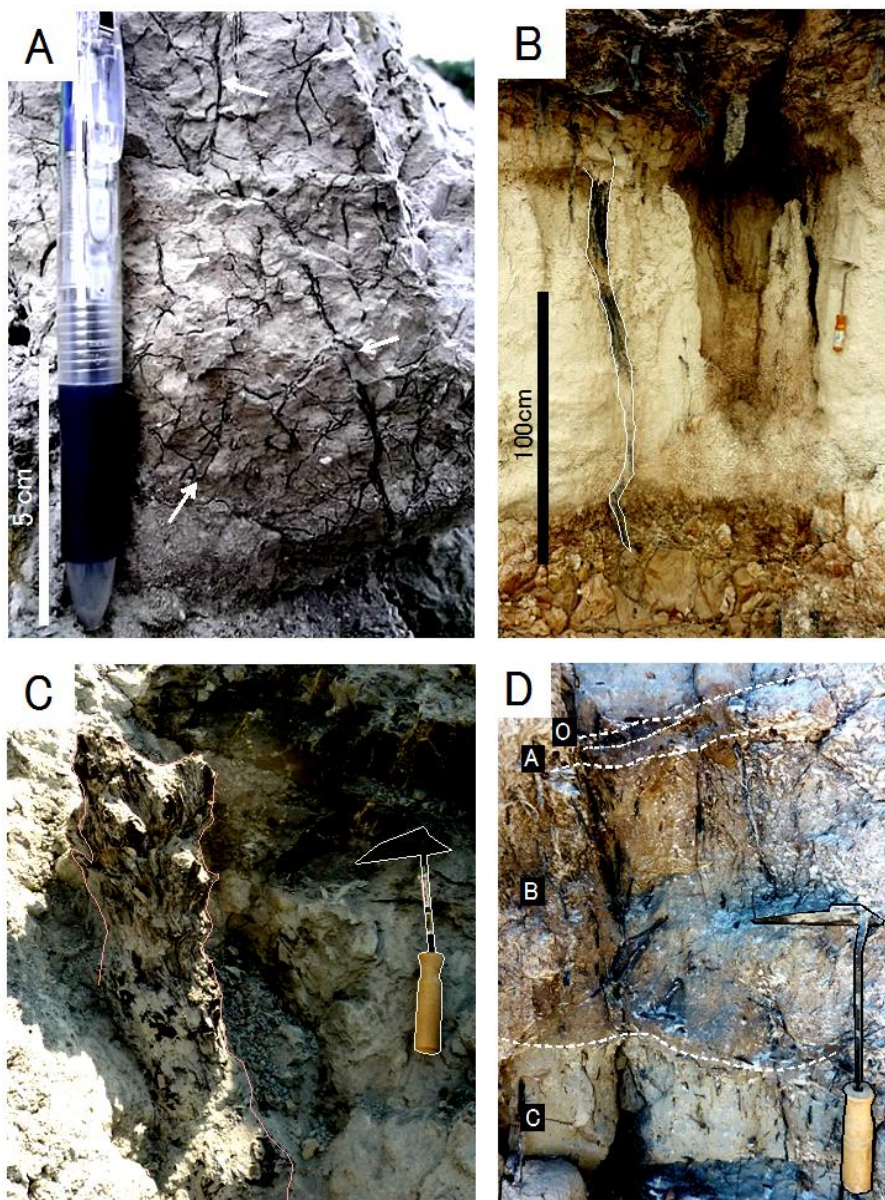


Fig. 3-1; Field photographs of pedogenic materials. **(A)** Fine rootlet fossils (white arrows) in the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area (taken at the 7.5 m up-section in the Yamakyu Mine). **(B)** Root fossil in the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area (taken at the 4.5 m up-section in the Yamakyu Mine). **(C)** Standing tree fossil in the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area (taken at the 8.2 m up-section in the Nakayama Mine). **(D)** Soil horizon in the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area (taken at the 7.0 m up-section in the Hishiya Mine). O; O horizon, A; A horizon, B; B horizon, C; C horizon.

Table 3-1; Soil color differentiation. The name of the soil color is based on the Munsell rock color system.

	Black	Dark	Brownish	Reddish	Gray	Bluish	White
Hue	Value/Chroma						
7.5R	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 3/2, 2/3	4/2, 3/3	4/3-8, 5/3, 3/4, 3/6	4-6/1, 5/2, 6/2		7/1
10R	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 3/2, 2/3	4/2-4, 3/4	5/3, 5/6, 5/4, 5/6, 3- 6/6, 4-6/8	4-6/1, 5/2, 6/2		7/1
2.5YR	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1-3, 2/3, 2/4	2/4, 3/4, 4/2. 4/3	5/3, 6/3, 5- 7/4, 4-7/6, 4-7/8	4-6/1, 5/2, 6/2		7/1-3
5YR	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1-4, 4/1, 2/3	4/2, 4/3, 2/4, 3/4	5-7/3, 4-7/4, 4-7/6, 4-7/8	5-7/1, 5-7/2		8/1-4
7.5YR	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 4/1, 3/2, 2/3, 3/3	4/2-4, 3/4	5-7/3, 5-7/4, 4-8/6, 5-8/8	5-7/1, 5-5/2		8/1-4
10YR	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1-3, 2/3	4/2, 4/3, 3/4	5-7/3, 4-7/4, 4-8/6, 5-8/8	4-7/1, 5-7/2		8/1-4
2.5Y	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1-3	4/2-6	5-7/3, 4-8/4, 5-8/6, 6-8/8	4-7/1, 5-7/2		8/1-3
5Y	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 3/2	4/2-4	5-7/3, 5-8/4, 5-8/6, 6-8/8	4-7/1, 5-7/2		8/1-3
7.5Y	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 3/2	4/2, 4/3		4-7/1, 5-7/2		8/1-3
10Y	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1, 3/2			4-7/1	4/2	8/1, 7/2, 8/2
N					6/0, 7/0	3-5/0	8/0
2.5GY	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1			6/1, 7/1	4/1, 5/1	8/1
5GY	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1			6/1, 7/1	4/1, 5/1	8/1
7.5GY	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1			6/1	4/1, 5/1, 7/1	8/1
10GY	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1				4-7/1	8/1
5G						3-7/1	
10G						3-7/1	
5GB						3-7/1	
10BG						3-7/1	
5B	1.7/1, 2/1, 2/2					3-7/1	
5PB	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1			4-7/1		
5P	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1		4/1	5/1, 6/1		7/1
5RP	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1		4-6/1			7/1
5R	1.7/1, 2/1, 2/2	3/1		4-6/1			7/1

3-1-b 土壤発達程度の区分

土壤層位は，地表面での曝露時間が長期に及ぶほど，明瞭に分化し，深部まで発達する (Retallack, 1988, 2001). たとえば，レシバージュ作用が土壤形成の主なプロセスだった場合，Bt 層の出現には 10^3 年，1 m 以上の Bt 層の形成には 10^5 年の曝露時間を要する (Retallack, 1988). そのため，土壤層位の分化程度は，土壤発達程度，特に土壤化時間の指標となる．一方，土壤層位の形成には，気候条件 (降水量，季節性，気温) の違いも影響を及ぼす (Retallack, 2001).

本論では，土層分化度をより簡易に表すために，土層分化度 (特に Bt 層と Bw 層の有無，これらの層厚) に注目し，土壤の発達ステージを 5 段階に区分する．この土壤発達ステージの区分は，Retallack (1988) のステージ区分に従った．Table 3-2 に土壤発達程度の分類基準を示す．

Table 3-2; Criteria of the stages showing paleosol development.

stage	maturity	feature
stage 1	very weakly developed	little evidence of soil development apart from root trace, fine rootlet fossil and/or root fossil
stage 2	weakly developed	with surface horizon (A horizon) as well as incipient subsurface horizon (characterized by weakly developed cavity filling and cutan; insepic microfabric)
stage 3	moderately developed	with subsurface Bw horizon (characterized by moderately developed cavity filling and cutan; mosepic–insepic microfabric)
stage 4	strongly developed	with Bt horizon (characterized by well-developed cavity filling and cutan; clinobimasepic–masepic microfabric) or surface thick coals or peats
stage 5	very strongly developed	with developed surface horizon (A horizon characterized by rich pedstructure and fecal pellet), and thick subsurface horizon (Bt horizon characterized by reddish color and very developed cutan; omnisepic–masepic microfabric)

3-2 古土壌構造の意義と解釈

古土壌の様々な構造について、それらの意義と解釈を述べる。一般に、植物根は好気呼吸を行うことから、地下水位より下では生育せず (Retallack, 2001)、乾燥した土壌環境において地中深くまで生育する (三枝, 1989)。従って、根化石の到達する最下位の層準は、少なくとも季節的な低地下水面より上位にあったことを示す。一般に、土色は土壌中における炭素含量、鉄化合物 (Fe^{3+} , Fe^{2+})、鉱物の結晶状態に関連する (八木, 1993)。暗色の土色は、高い炭素含有率を示している (真下, 1973)。褐色味が強い土色は、風化によって造岩鉱物中の鉄が遊離し加水酸化鉄が形成されており (Hurst, 1977)、酸化的な土壌環境にあったことを示唆する。灰色～青灰色の土色は、二価鉄に起因し停滞水などによる還元的な水理土壌の証拠として扱われる (Duchaufour, 1982; Kraus, 1999; 八木, 1993)。

鏡下観察では、特に *pedstructure* (土壌団粒構造)、*illuviated clay* (集積粘土)、ペレット、*cutan*、*sepic plasmic microfabric*、*graeboles* に注目した。

Pedstructure は、土壌粒子の集合状態を反映した構造であり、孔隙の発達や土壌粘土の膨縮、生物活動によって生じ、*void* と呼ばれる開口部によって区切られた土壌粒子が集合して形成される (Brewer, 1976; Retallack, 1988, 2001)。これらは、微小団粒を構成している状態からそれらが一定の塊をつくる状態 (団粒構造) までが知られている (波多野, 2005)。一般に、*void* の存在なしに *peds* を認識すべきではなく (Retallack, 2001)、本論では、後述の *cutan* (*argillan*) に覆われたものを *pedstructure* とする。

Illuviated clay (集積粘土) は、土壌中の孔隙に物理的に粘土が移動・集積してできた構造であり、土壌生成プロセスのひとつであるレシバージュ作用の証拠となる (FitzPatrick, 1993; Holzhey et al., 1974; 松井, 1988; Murphy, 1983: Figs. 3-2-B, 3-2-C, 3-2-D)。レシバージュ作用とは、土壌表層の粘土が物理的に下方へ移動し、下層へ集積する作用のことで、E 層や A 層のような溶脱層と B 層のような集積層へと土壌層位が分化する土壌形成プロセスである (Retallack, 2001)。*Illuviated clay* の存在は、それらの発達する土壌層準が地下水面の上位にあった証拠となり、かつ表層土壌層準 (O 層や A 層) での鉱物の加水分解とそれによって溶脱した陽イオンが土壌層位の上部層から下部層へ移動し集積したことを示唆するといえる。

土壌中にはミミズのような環形動物によるペレットが多く存在し、*peds* の構成要素となる (Retallack, 2001)。Brewer (1976) によると、ペレットは管状生痕とともに産することが多く、土壌埋没後のコンパクションによって生痕が崩壊しても残存する。また、カニやザリガニといった水中に巣穴を作る生物 (Thorp, 1949) を除いて、環形動物を含む多くの土壌生物は好気呼吸をすることから、地下水位より下位に巣穴を作らない (Buatois et al., 1998)。従って、ペレットの存在は、*illuviated clay* と同様に、それらの産する土壌層準が地下水面の上位にあった証拠になると考えられる。

Cutan は、土壌中の鉱物や *peds* の周囲に集積、ないし変質してできた被膜状の組織のことで、その構成物質によって細分される (Brewer, 1976; Retallack, 2001)。本論地域では、粘土

からなる argillan (Fig. 3-2-E)と三酸化二鉄からなる sesquan (Fig. 3-2-F)が認識できた。Argillan は、illuviated clay と同様に、土壤中の鉱物や peds などの周囲で物質の移動と集積がなされたことを示す (McCarthy et al., 1998)。

Sepic plasmic microfabric は、偏光顕微鏡下で認められる構造であり、argillan が増加し、互いに連結してできた高干渉色の粘土基質がなす構造のことで、その発達程度によって細分される (Brewer, 1976; Retallack, 2001)。本論地域では、粘土基質が全体に発達しておりかつ同時消光する omnisepic plasmic 組織 (Figs. 3-3-A, 3-3-B)、粘土基質が直向しない2方向に発達した clinobimasepic plasmic 組織 (Fig. 3-3-C)、粘土基質が十字の網目状に発達した masepic plasmic 組織、粘土基質が一部で連結している mosepic plasmic 組織 (Fig. 3-3-D)、argillan が断片的にしか発達していない insepic plasmic 組織を認識できた。特に発達度の高い clinobimasepic plasmic 組織と masepic plasmic 組織は、乾湿変動に伴う粘土基質の膨縮や節理の形成がこれらの認められる土壤層準まで至っていたことを示す (Brewer, 1976; Retallack, 2001)。そのため本論では、clinobimasepic plasmic 組織と masepic plasmic 組織を他3つの sepic plasmic microfabric と差別化し、顕著に発達した argillan と解釈する。

Illuviated clay や発達した argillan は、土層表層の粘土分が下層へ移動し集積する作用であるレシバージュ作用の進行を示唆する (松井, 1988; Retallack, 2001)。そのため、これらの構造は、Bt 層の証拠となる (Murphy, 1983; McCarthy et al., 1998; Retallack, 2001)。

Graebule は、土壤中の特定の成分が濃集してできた塊状の構造で (Brewer, 1976; Retallack, 2001)、土壤性ノジュールと解釈できる。本論地域では、シデライトノジュールが graebule に相当する。一般にシデライトは、 $\text{pH}=7.0\sim 7.8$ の中性境界～石灰岩境界の水素イオン濃度範囲、かつ $\text{Eh}=-0.2\sim 0.0$ の硫酸塩－硫化物境界～有機物境界の酸化電位範囲で沈殿する炭酸塩鉱物である (Krumbein and Garrels, 1952)。そのためシデライトからなる graebule は、水に飽和した嫌氣的土壤環境を示すだけでなく (Ludvigson et al., 1998)、中間的な酸化還元状態の土壤環境の指標となる (Moore et al., 1992)。従って、シデライト graebule の産する土壤層準は、定常的に水に飽和し硫酸還元細菌が活動する還元的な地下土壤層準と、定常的に地下水位の上位にあり好気性微生物が活動する酸化的な土壤環境の間にある漸移帯、地下水位の変動する層準内 (water table fluctuating zone)にあったことを示すと解釈できる。

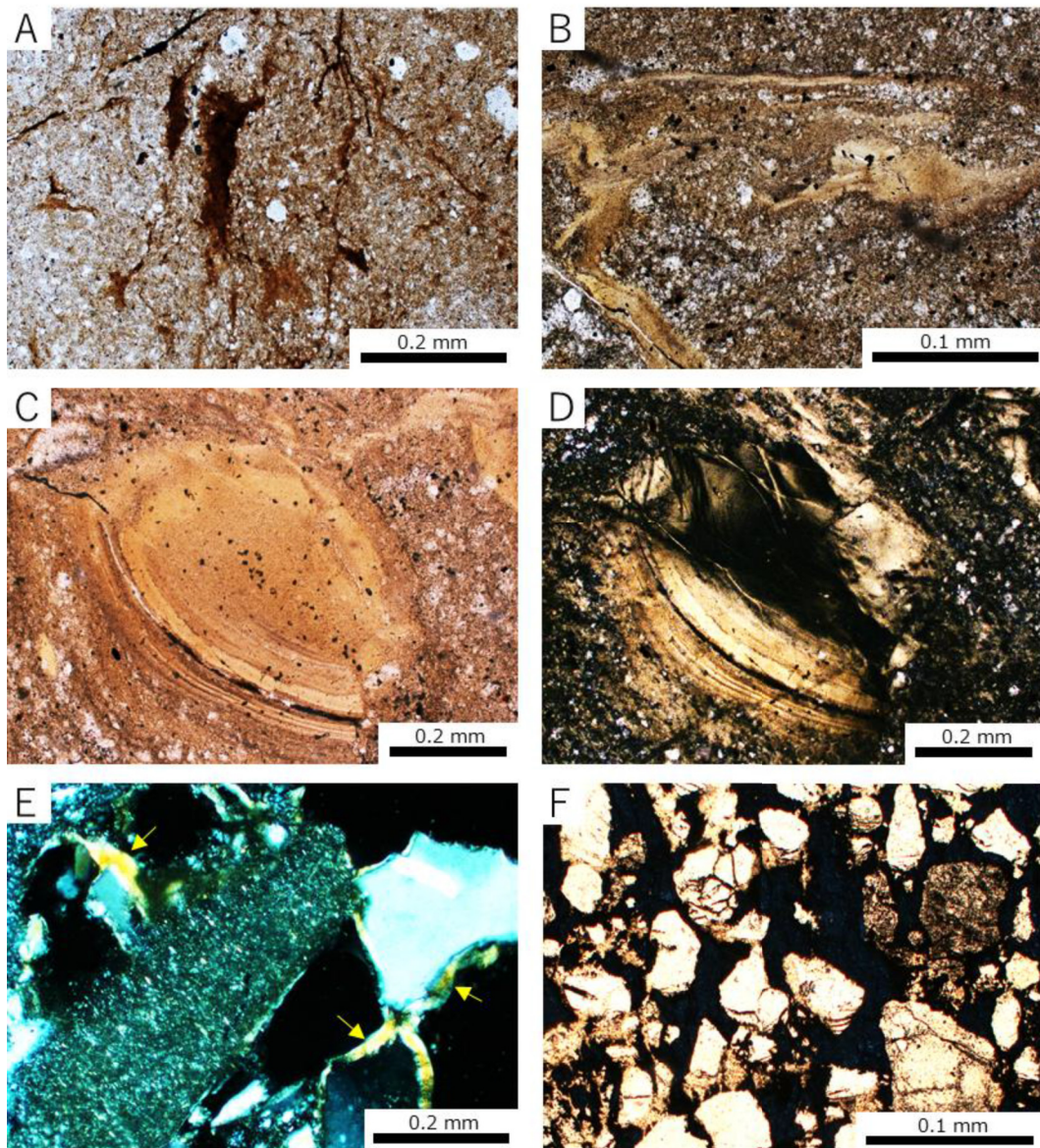


Fig. 3-2; Thin-section photomicrographs of pedogenic materials. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. Fine rootlet fossils and carbonaceous materials. (B) PPL. Illuviated clay. (C) PPL and (D) XPL. Biopore filled with clay. The illuviated clay shows laminated structure. (E) XPL. The yellow arrows indicate cutans (argillan; cutan composed of clay). (F) PPL. Sesquian. Sesqui oxide illuviated around skeleton grains.

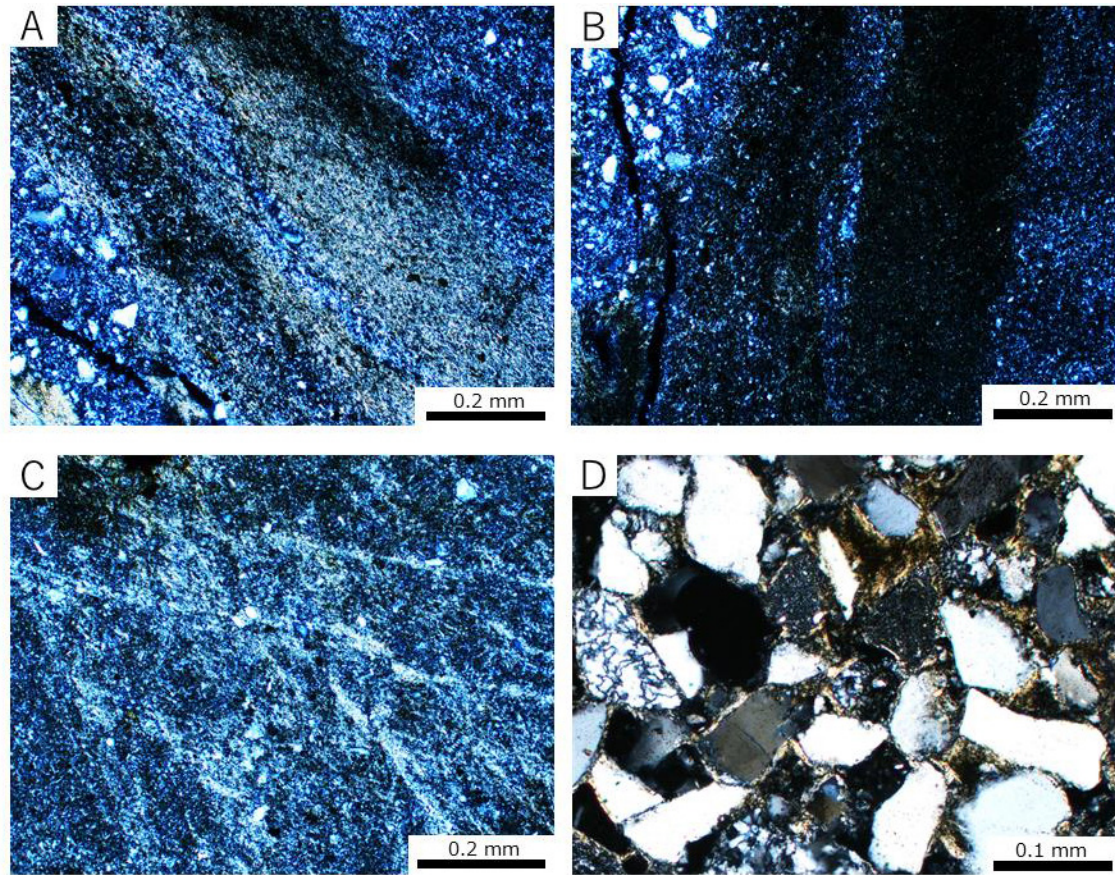


Fig. 3-3; Thin-section photomicrographs of pedogenic materials. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. **(A)** XPL. Omnisepic microfabric; All highly birefringent, oriented plasma. **(B)** XPL. The thin-section of Fig. 3-3-A rotated by about 45 degrees to the right. Note the bright clay showing simultaneous extinction quartz. **(C)** XPL. Clinobimasepic microfabric; Network of highly birefringent streaks in two preferred directions and at a low angle. **(D)** XPL. Mosepic microfabric; The circles indicate partly adjoining highly birefringent streaks.

3-3 現生土壌分類

本論では、前節で示した記載をもとに、古土壌相を、Soil Survey Staff(2010)の soil taxonomy, 国連食料農業機関の世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978), 農林水産省の農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), 日本ペドロロジー学会の日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)の現生土壌分類と対比させる。

ここでは、本論文で言及する Soil Survey Staff(2010)の古土壌分類について概説する。各土壌タイプの記載は、Retallack (2001)と Soil Survey Staff(2010)に従う。

Entisol(最初期の土壌)は、根や薄い有機物層を伴うが、初生的な堆積構造がほとんど乱されていない、土壌化の初期の最も未成熟な土壌である。これは、曝露時間が短く土壌が熟成しにくい地形・堆積条件下でみられる。Entisol は、砂質デューンや沖積層、チャネル近傍といった比較的粗粒な母材物質に認められる (Retallack, 2001; Hamer et al., 2007)。Entisol は、様々な気候条件下で生成される。

Inceptisol (若い土壌)は、entisol よりも熟成した土壌であるが、ultisol や vertisol といった土壌よりも未熟である。地下土壌層準において、粘土が集積していることもあるが、ultisol でみられるような Bt 層は発達しない。表層には有機質な O 層を伴うこともあるが、histosol ほどの厚い O 層や泥炭の発達は見られない。初生的な堆積構造は見られないことが多い。Inceptisol は、湿潤～亜湿潤気候条件下では数千年程度で形成され、ガラス質の火山灰母材以外の様々な母材物質に形成される。また、inceptisol は、緩やかに傾斜した低地や急傾斜した山の周辺部に発達しやすい。Inceptisol は、様々な気候条件下で生成される。

Ultisol (塩基の欠乏した森林土壌)は、A 層や E 層 (色の淡い溶脱層)、O 層と粘土質な (argillic or Bt) B 層をもつが、石灰の集積した層 (Bk 層)、石膏の集積した層 (By 層)を伴わない。この土壌を構成する鉱物は、風化した長石、カオリナイトやスメクタイト、もしくはギブサイトといったアルミニウムに富んだ鉱物である。Ultisol の生成は、数万年～数百万年オーダーの曝露時間に依存しており、様々な母材物質に形成される。また、ultisol は、緩やかに傾斜した丘陵や河岸段丘、海台で発達しやすい (Markenwich et al., 1990)。Ultisol の生成は、湿潤・温暖気候で促進され、赤道域・低緯度地域や砂漠地帯などに認められる。

Andisol(火山灰土壌)は、気候条件や地形・堆積条件とは無関係に、火山砕屑物を母材として発達する土壌である。土壌層の 6 割が火山砕屑物を母材とする土壌層準からなる。表層はガラス質な火山灰から構成されており、非結晶質な風化生成物 (イモゴライト、アロフェン) やスメクタイトからなる。一般に、andisol は高い肥沃度を示し有機物に豊富である。

Histosol (泥炭質土壌)は、厚い泥炭層を伴う有機物が豊富な土壌であり、パイライトやシデライトが認められる。Histosol の生成は、有機物質の堆積する速度が分解速度よりも早い場合に促進されるため、有機物 (泥炭)の堆積速度 (0.5～1 mm/年; Falini, 1965)に依存する。そのため、histosol の生成は、母材物質や気候条件との関係をもたない。Histosol は、低地や沼沢地、湿地といった常時、水に飽和した還元的な環境下でみられる。

Vertisol (膨潤性粘土の土壌)は、50 cm 以上の粘土質な (argillic or Bt) B 層をもつ土壌である。Vertisol には、大～中規模な乾痕が発達しており、ハンモック・スウェール状の微地形 (gilgai microrelief)や波状にうねった土壌層内部の構造 (mukkara subsurface horizon)が認められることもある。この土壌は、粘土鉱物含有量が3割以上であり、スメクタイトといった膨潤性粘土鉱物に富む。そのため、一般的には、玄武岩や安山岩質の塩基性母材に発達しやすい。ただし、花崗岩質の母材条件でも、乾季と雨季の明瞭な熱帯気候下であれば vertisol が発達することが報告されている (Nguetnkam et al., 2007)。Vertisol の生成には、粘土や頁岩、マールを母材として数百年、石灰岩や塩基性の岩石・堆積物を母材として数千年を要する。また、vertisol は、乾季にクラックが形成されやすい良好な排水条件で生成されやすいため、丘陵や緩やかに傾斜した斜面上で認められる。Vertisol の生成は、亜湿潤～亜乾燥気候 (MAP; Mean Annual Precipitation=1520～1820 mm)で、かつ明瞭な乾季を伴う気候条件のもとで促進される。

3-4 中部中新統 (瀬戸層群陶土層)の堆積・土壌環境

日本列島において、中期中新世～鮮新世は長期間の地史上の空白期にあたる (牧野内, 1985; 吉田, 1992). 瀬戸層群下部層に相当する陶土層は, 9~12 Ma の堆積年代を示し, この地史の空白期の数少ない堆積物記録である.

本論では, 岐阜県恵那市南部と岐阜県土岐～多治見市に分布する土岐口陶土層, 愛知県豊田市に分布する瀬戸陶土層を対象として, 陶土層の古土壌記載・解釈を行う.

3-4-a 岐阜県恵那市南部 土岐口陶土層の例

3-4-a i 概説

調査地は, 岐阜県恵那市山岡町原の丸原鉦山である (Fig. 3-4). 本鉦山は, 東西 10 km, 南北 6 km の小盆地の中に位置し, 周縁を標高 520~560 m の丘陵地が囲む. 丸原鉦山周辺の地質は, 花崗岩・流紋岩類, 瑞浪層群, 瀬戸層群, 第四系に大別されるが, 丸原鉦山では, 瀬戸層群のみがみられる. 調査地域に分布する瀬戸層群は, 基盤岩類とはほとんどの場合, 不整合関係を示す. ただし, 調査地域の瀬戸層群の東縁では, 南東方向に高角で傾斜した逆断層によって基盤である花崗岩類と接している (陶土団体研究グループ, 1982). 岐阜県恵那市南部地域の瀬戸層群は, 陶土団体研究グループ (1982)によって, 下部の原層と上部の^{ましづめ}猿爪層に分けられている. 原層と猿爪層との関係は, 整合関係である.

原層からは, *Pinus trifolia* の産出が報告されている (Miki, 1941). *Pinus trifolia* やこれを含む植物群の瀬戸フローラは, 鮮新世前期を示す植物化石群集と考えられていた (Miki, 1941; 三木, 1948; 那須, 1972). しかし, その後の研究によって, *Pinus trifolia* の年代は, 中新世後期にまで遡る可能性が示唆されている (塚腰・陶土団体研究グループ, 1998). これより, 原層の堆積時期は, 中新世後期に相当すると考えられる.

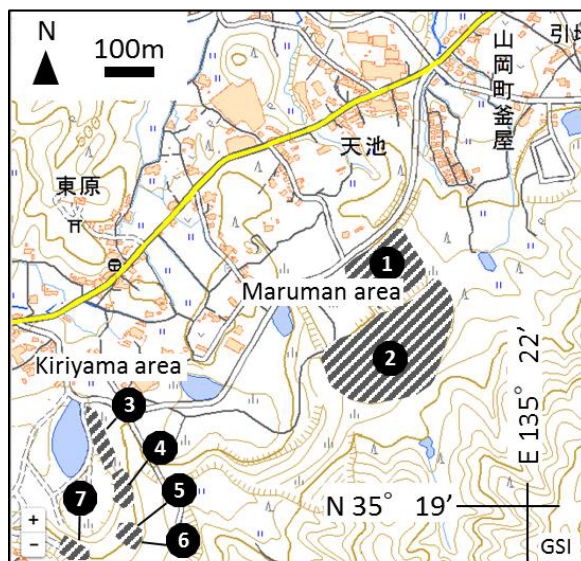


Fig. 3-4; Index map in the Southern part of the Ena area (gsi maps). The number shows the location of columnar sections of Fig. 3-5.

3-4-a ii 堆積環境

丸原鉱山において、原層は層厚約 10~17 m を、^{ましづめ}猿爪層は 8 m 以上を示す。この 2 部層について、Fig. 3-4 に示す 7 地点において堆積柱状図を作成した (Fig. 3-5)。なお、地点 1, 2, 3 は、入江ほか (2013)によるが、現在は鉱山開発によって露頭が消失している。調査地域の瀬戸層群では、水平的な岩相の変化が著しい。そこで、地点 4, 5, 6, 7 を通して水平距離約 200 m に及ぶスケッチを作成した (Fig. 3-6)。これをもとに、粒度、堆積構造、地層境界、地層の断面、層厚、水平・側方への遷移関係に注目し、7 つの堆積相を認定し、入江ほか (2013)の堆積相との対比を行った。各堆積相の特徴を Table 3-3 にまとめる。堆積相の認定と解釈は Miall (1977, 1978, 1996)による一般的な河川堆積相に従った。各堆積相の詳細は、Appendix 3 に載せる。

堆積相の分布

研究地域に分布する土岐口陶土層は、主に堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物; Fig. 3-7-A), 6 (湖堆積物; Fig. 3-7-E)が大部分を占める。また、柱状対比図 (Fig. 3-5)やスケッチ (Fig. 3-6)より、堆積相の分布は、水平・垂直方向に偏りがあることがわかる。

土岐口陶土層の下位層準ほど、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)が卓越する傾向にある。特に、スケッチより (Fig. 3-6)、桐山地域の南南西の下位層準では、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)が堆積相 7 (沼沢地堆積物)と繰り返し堆積し、層厚約 4~4.5 m のユニットを構成している。また、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)は、水平方向への連続性が悪く、上に凸形で膨縮した外形を呈している。丸万地域、桐山地域ともに、南ほど堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)が卓越し、北ほど堆積相 6 (湖堆積物)が卓越する傾向にある。堆積相 6 (湖堆積物)は、水平方向への連続性が良く、約 180 m 以上追跡可能である。堆積相 4 (チャネルやバーの堆積物; Fig. 3-7-B)からなるレンズ状のチャネル相は、丸万地域で 1 層準、桐山地域にて最大 4 層準認められる。

Table 3-3; Sedimentary facies and their interpretations of sedimentary environments and sedimentary mechanisms of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the southern part of Ena area.

Facies code	Lithofacies	Thickness (cm)	Shape	Sedimentary structures	Adjacent facies	Interpretation	Miall (1977, 1978, 1996)	Irie et al. (2013)
1	clast-supported pebble gravel with granule–vcs matrix	200–?	successional	massive, rarely stratification structure, erosional bases	4, 6, 7	gravelly channel & bar deposits	Gm	a
2	clast-supported pebble–granule with allochthonous plant fossils, ms–fs and minor clay layer	10–250	pinch and swell shape	abundant allochthonous plant fossils (length: ≥ 100 cm), massive, rarely cross laminae	3, 4, 5, 6, 7	high-density debris-flow deposits	Gci	c
3	massive sandy silt with granule	10–200	pinch and swell shape	matrix supported, gravels are dispersed in massive sandy silt with disordered internal arrangement	2, 4, 6	low-density debris-flow deposits	Gmm	b
4	cs–ms mixed granule	50–250	lenticular (convex-downward)	cross-beds (angle; 30° or more), erosional bases, normal size-grading	1, 2, 3, 5, 6, 7	channel deposits	St, Sp	g
5	alternating beds of pebbly granule–vcs, granular ms–fs and silt–clay with carbonaceous material layer	50–20	wedged-shape	bioturbation, current-ripple, normal size-grading, erosional base of sandy layer, flame structure, conbolute laminae, clear boundary between sandy and muddy layers	4, 6, 7	floodplain deposits	Fl	f or h
6	silt–clay, sometimes granule–fs layer	10–250	successional, lenticular (convex-downward)	massive by bioturbation, parallel laminae, conbolute laminae	1, 2, 3, 4, 5, 7	lake or pond deposits	Fsm, Fsc	i
7	lignite with silt–clay matrix, peat and rare sand layer	10–140	successional, lenticular (convex-downward)	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	1, 2, 3, 4, 5, 6	swamp or marsh deposits	C	j-1, j-2

vfs; very fine sand, fs; fine sand, ms; medium sand, cs; coarse sand, vcs; very coarse sand.

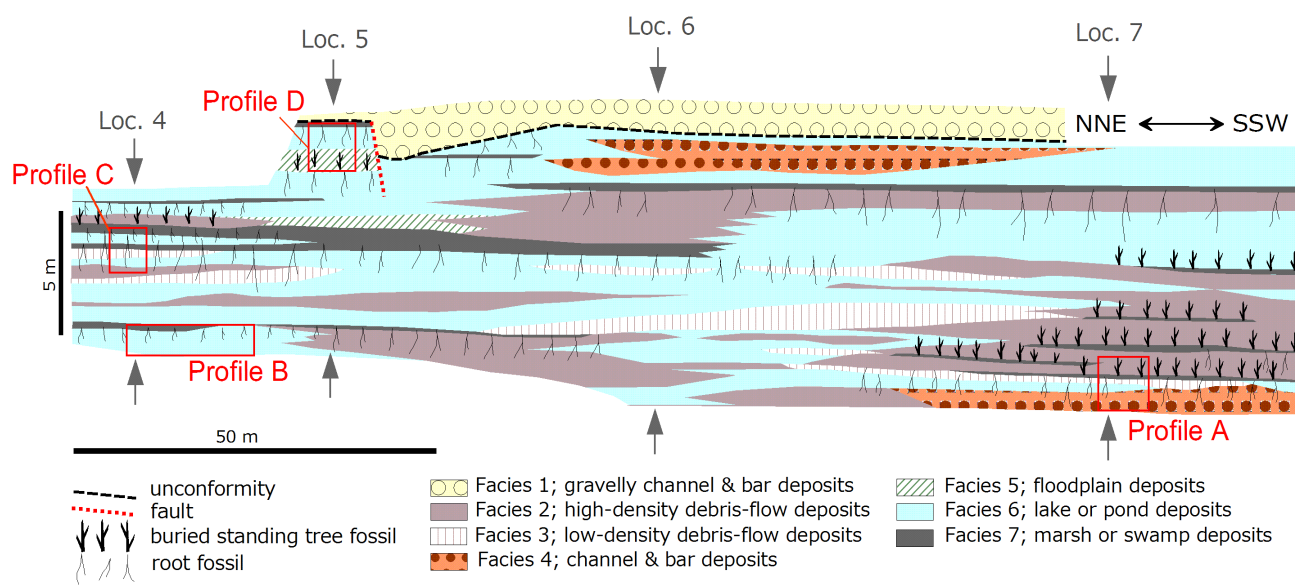


Fig. 3-6; Sketch of the outcrop of the Seto Group in the Kiriyaama area and the locations of each column. Note vertical exaggeration 5x. Loc.; location.

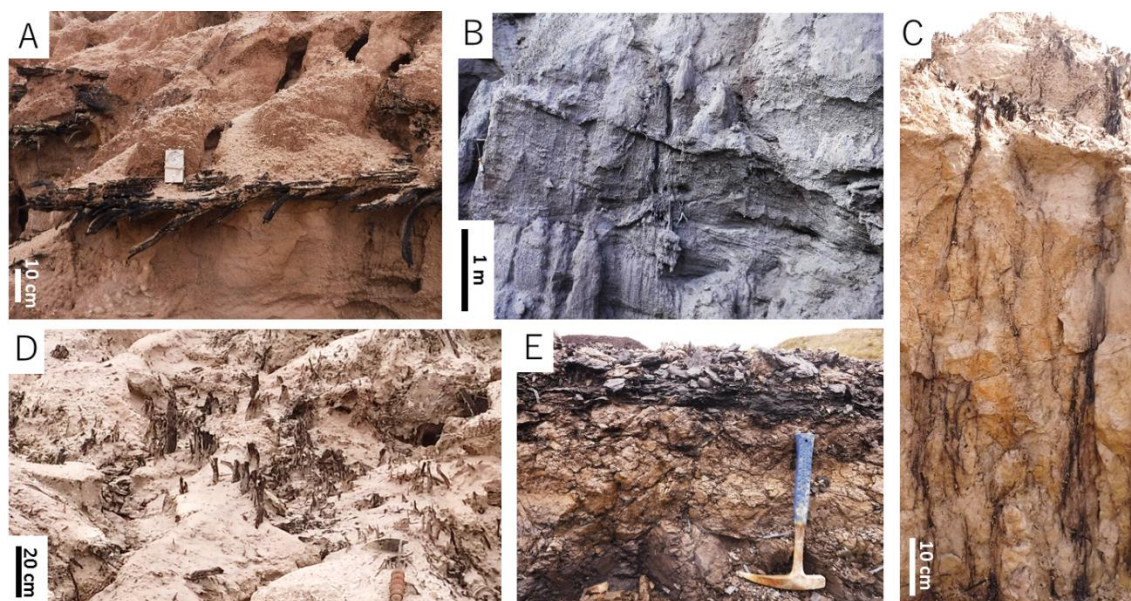


Fig. 3-7; Field photographs. Facies codes are same as Table 3-3. (A) High-density debris-flow deposits showing clast-supported pebble-granule with allochthonous plant fossils (Facies 2). (B) Channel bar deposits showing high-angled cross-beds. (Facies 4). (C) Paleosols yielding abundant long root fossils (paleosol in profile A). Note uniformly gray colored solum suggesting immature soil horizon. The parent material is low-density debris-flow deposits (Facies 3) and stagnant water deposits (Facies 6). (D) Dense standing tree fossils (taken from the top of paleosol in profile A). (E) Soil horizons overprint on the stagnant water deposits (Facies 6). Abundant root fossils are yielding (paleosol in profile C). The upper part of this picture is lignite layer (Facies 7).

堆積環境の解釈

岐阜県恵那市南部地域に分布する土岐口陶土層の堆積相は、主に堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)、6 (湖堆積物) から構成される。本層は、堆積相の水平的な連続性が悪かったと考えられる。堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) は、上に凸の外形を呈する。さらに、堆積相 4 (チャネルやバーの堆積物) は、下に凸のレンズ状の外形を呈する。したがって、この凹凸地形は、デブリフロウによる舌状堆積体がなす上に凸の地形や河川の侵食によってできた凹地に起因すると考えられる。

水平方向の堆積相の分布状況をみると、丸万地域、桐山地域ともに、南ほど堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) が卓越し、北ほど堆積相 6 (湖堆積物) が卓越する傾向にある。研究地域では、南から北に向かって基盤の花崗岩類から離れていく。したがって、堆積相の水平分布は、基盤岩からの距離に関連しているのかもしれない。基盤岩と近接した南ほど、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) が卓越しそれらの層厚が厚くなることから、土石流が供給されやすいプロキシマルな堆積環境にあったと考えられる。また、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) は、主に不淘汰塊状の垂角～角礫層から構成され、褐色を帯びた砂質泥の基質、最大径 120 cm、長さ 200 cm 以上の横倒し樹幹化石を豊富に含む。したがって、研究地域に分布する厚いデブリフロウ堆積物は、堆積当時、基盤岩の花崗岩上に発達していた土壌層表層 (O 層や A 層) を起源とする可能性がある。

以上をまとめると、研究地域に分布する土岐口陶土層の堆積場は、堆積盆地縁では基盤岩上につくられた土壌を起源とした土石流（高密度デブリフロー）が頻繁に供給され、中心部に向かって滞水域が広がっていたといえる。ただし、堆積盆地内の地形は、頻繁に発生する土石流による粗粒碎屑物の供給や、河川の侵食によって、凹凸に富む地形であったと考えられる。

3-4-a iii 古土壤環境

研究地域に分布する瀬戸陶土層には、水平方向、垂直方向に異なる特徴をもつ複数の古土壤が発達する。さらに、桐山地域の南南西地点 (地点 7) の下位層準や、丸万地域の南側地点 (地点 2) の中位層準では、立木化石が多産し、これらが堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) によって埋められた状態で産する。

本論では、Fig. 3-5 と Fig. 3-6 に示す代表的な 4 層準 (A~D) にて、野外と鏡下での詳細な古土壤記載を行い、古土壤プロファイル作成した (Fig. 3-8)。また、各プロファイルに発達する古土壤層から採取した試料について不定方位と定方位試料の X 線回折分析を行った。粘土鉱物組成比の古土壤層内での垂直分布を Fig. 3-10 に示す。なお、各古土壤と現生土壤分類との対比を Table 3-4 に、土壤発達程度の区分を Table 3-11 にそれぞれ示す。

なお、鉱物組成においては、不定方位試料の XRD 分析によって検出された、石英、長石、雲母粘土鉱物、膨潤性粘土鉱物、カオリナイト、炭酸塩鉱物のピーク強度から、各鉱物の割合を求めた。なお、XRD 分析方法と各鉱物の同定の方法を Appendix 5 に、各鉱物のピーク強度を Supplementary Table 2 に載せる。

プロファイル A

記載； 本プロファイルは、桐山地域の最も南南西に位置する地点 7 の下部層準に位置する。ここでは、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)、堆積相 3 (低密度デブリフロウ堆積物)、堆積相 6 (湖堆積物) を母材とした古土壤が認められる。

土層分化は不明瞭であり、野外観察において A 層 (層厚 2 cm) をかろうじて認定できる。ただし、後述の鏡下観察により、地下土壤層準での粘土基質の発達が認められるため、A 層 (層厚 5 cm) を認識できる。また、長さ 150 cm に及ぶ根化石や、数 cm 径の立木化石を豊富に産する。根化石の直径は最大 2 cm である。本古土壤層表層は、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) に覆われており、立木化石がこれによって埋められている。

微細構造の観察では、団粒構造や粘土集積構造は未発達である。ただし、argillan やペレットが認められる。Sepicplasmic plasmic 組織は、A 層において insepic plasmic 組織に、B 層において masepic plasmic 組織や mosepic plasmic 組織に相当する。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土の総量 (膨潤性粘土鉱物+カオリナイト/雲母鉱物+石英+長石+シデライト) は、10~35 % である。また、全鉱物量の 50~80 % を石英が占める。粘土分 (<4 μm) 中のほとんどがカオリナイトから構成される。

解釈； プロファイル A に発達する古土壤は、不明瞭な土層分化、細い根化石、未発達な団粒構造や粘土集積構造、低い粘土含量に特徴づけられる。したがって、弱い土壌化、ないし短い風化時間を経ていたと考えられる。ただし、根化石の長さは最大 150 cm に及ぶ。これより、地下水位は、古地表面から下位方向へ少なくとも 150 cm 下方にあったと考えられる。

本プロファイルの古土壤は、不明瞭な土層分化、未発達な粘土集積構造、土壤団粒構造に

AB soil horizons
 \ root fossil
 〰 fine rootlet fossil
 S bioturbation
 X pedogenic slickenline
 — carbonaceous material
 ≡ relict bedding
 ⊗ nodule

soil color type
 [dark] dark-black color
 [brown] brownish color
 [red] reddish-yellowish color

parent material
 [dots] sand
 [horizontal lines] silt-clay
 [solid black] lignite

pedological feature in thin section
 ○ rich
 ● present
 △ rare

sepic-plasmic microfabric
 c.p clinobimasepic plasmic
 ma.p masepic plasmic
 mo.p mosepic plasmic
 i.p insepilic plasmic

69

プロファイル B

記載； 本プロファイルは、地点 4 の最下部層準に位置する。ここでは、堆積相 6 (湖堆積物)、堆積相 7 (沼沢地堆積物)を母材とした古土壌が認められる。

土層分化は不明瞭であり、野外観察において A 層 (層厚 5 cm)がかろうじて認定できる。ただし、後述の鏡下観察により、地下土壌層準での粘土基質の発達が発達認められるため、A 層 (層厚 10 cm)、Bw 層 (層厚 20 cm)の発達が判定できる。また、長さ 100 cm に及ぶ根化石を産する。根化石の直径は最大で 0.8 cm である。また、層理面上の水平方向 2 m の範囲に直径 1 cm 以上の根化石が最大で 5 本産出する。本古土壌層表層は、堆積相 6 (湖堆積物)に覆われている。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土の総量 (膨潤性粘土鉱物+カオリナイト/雲母鉱物+石英+長石+シデライト)は、10~35 %である。粘土分 ($\leq 4 \mu\text{m}$)中のほとんどがカオリナイトから構成される。

微細構造の観察では、豊富な団粒構造や粘土集積構造、葉理をなす argillan (Fig. 3-9-A)や cutan (Fig. 3-9-B)が認められる。Sepicplasmic plasmic 組織は、土壌層全体が insepic plasmic 組織に相当する。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土鉱物の総量は、全鉱物量のうちの 20~40 %を占める。また、40~60 %を石英が占める。土層内での鉱物組成比の垂直変動は認められない (Fig. 3-10)。

解釈； 土層分化は不明瞭で粘土鉱物が全鉱物量に占める割合は 20~40 %であり、長さ 100 cm に及ぶ根化石を産する。したがって、本古土壌生成当時、古地表面は、当時の地下水位より少なくとも 100 cm 以上にあったと考えられる。また、豊富な団粒構造や粘土集積構造、葉理をなす argillan を産し、プロファイル A に発達する古土壌よりも、その熟成度は高かったといえる。

本プロファイルの古土壌は、粘土集積構造、土壌団粒構造が発達し、A 層および B 層を認識することができるものの、cutan (sepic plasmic microfabric)の発達が未熟であり、石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層)や石膏が集積した地下土壌層準 (Salic horizon, By 層)が欠如していることから、Soil Survey Staff (2010)の土壌群における inceptisol に相当するといえる。また、世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978)の arenosol に類似する。また、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)における褐色森林土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)における普通褐色森林土に類似する。

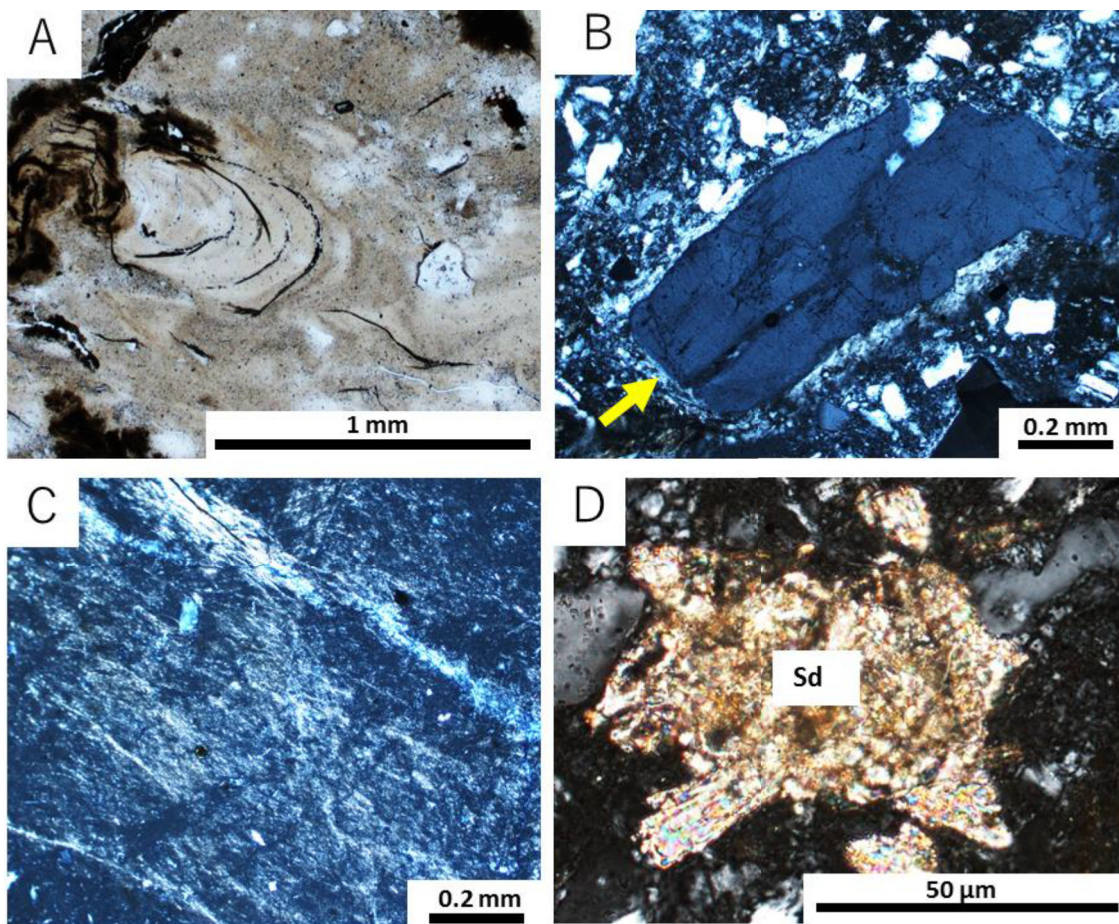


Fig. 3-9; Photomicrographs of thin-sections. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. Illuviated clay with laminated structure showing intermittently precipitation of clay (Bw horizon of paleosol in profile B). (B) XPL. The arrow shows cutan with highly birefringence (argillan) around skeleton grains (Bw horizon of paleosol in profile B). (C) XPL. Clinobimasepic microfabric; Network of highly birefringent streaks in two preferred directions and at a low angle (lower part of Bw horizon of paleosol in profile C). (D) XPL. Siderite (Sd) nodules (paleosol D-2 in profile D).

プロファイル C

記載； 本プロファイルは、地点 C の下位より 3～5 m に位置する。ここでは、堆積相 6 (湖堆積物)、堆積相 7 (沼沢地堆積物) を母材とした古土壌が認められる。

土層分化は明瞭であり、O～A 層 (層厚 10 cm)、B 層 (層厚約 40 cm) が認められる (Fig. 3-7-E)。O～A 層では、数 mm 厚に割れる板状の団粒構造が肉眼で認められる。長さ 200 cm に及ぶ根化石を豊富に産する。根化石の直径は 3.5～6 cm である。また、水平方向 2 m の範囲に直径 1 cm 以上の根化石が最大で 10 本産出する。本古土壌層表層は、堆積相 7 (沼沢地堆積物) に覆われている。

微細構造としては、団粒構造や粘土集積構造が認められる。Sepicplasmic 組織は clinobimasepic plasmic 組織に相当する (Fig. 3-9-C)。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土の総量は、全鉱物量のうちの 40～50 %を占める。また、20～45 %を石英が占める。O 層、A 層では長石が約 30 %を占める。

解釈； 本プロファイルの古土壌は、明瞭な土層分化、豊富な根化石、団粒構造や粘土集積構造、発達度の良い cutan (clinobimasepic plasmic 組織)、粘土鉱物の全鉱物量での割合が 40～50 %を示すように細粒分が卓越する粒度構成に特徴づけられる。さらに、根化石は長さ 200 cm に及ぶ。以上より、この古土壌は比較的発達度の良い古土壌であり、強い土壌化、ないし長い時間地表面で風化を受けて形成されたと考えられる。さらに、本古土壌は、約 10 cm の O～A 層、約 40 cm の B 層に特徴づけられる。薄い O 層の発達、明瞭な B 層の発達は、有機物の弱い分解と地下土壌層準でのレシバージュ作用の進行を表している。

Soil Survey Staff (2010)の土壌群において、Bt 層が形成される土壌は、alfisol, ultisol, mollisol, aridisol である。Clinobimasepi plasmic 組織に相当するほど明瞭な cutan の発達、石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層)や石膏が集積した地下土壌層準 (Salic horizon, By 層)の欠如より、本プロファイルの古土壌は、ultisol に相当するといえる。また、また、この古土壌は、世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978)の土壌群における alisol, nitisol, acrisol に、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)における赤色土、黄色土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロジー学会, 2002)における粘土集積赤黄色土に相当する。

プロファイル D

本プロファイルは、地点 5 の下位より約 5.5 m～土岐砂礫層との不整合面に位置する。ここでは、本プロファイルに発達する古土壌を下位より古土壌 D-1、古土壌 D-2 と区分して記載する。

古土壌 D-1

記載； 本古土壌は、堆積相 5 (氾濫原堆積物)を母材としている。砂泥互層がなす初生的堆積構造は生物擾乱によって乱され、淘汰不良な砂質泥層となっている。ただし、部分的に初生的堆積構造である層理が認識できる。本古土壌層に産する立木や根化石は、異なる複数の古地表面から発達している。これより、本古土壌は地表面風化による土壌化と碎屑物の供給による地表面の埋積が繰り返して発達した compound 古土壌 (Kraus, 1999)と判断できる。本古土壌層の土層分化は不明瞭であり、土層全体が青灰色 (10BG5/1)を呈する。また、直径 70 cm に及ぶ立木化石を豊富に産する。

微細構造の観察では、団粒構造や粘土集積構造が認められるが、sepic plasmic 組織はみられない。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土鉱物の総量は、全鉱物量のうちの 10～18 %である。また、70 %以上を石英が占める。土層内での鉱物組成比は、垂直方向に一様である。

粘土分 (< 4 μm)中のほとんどがカオリナイトから構成される。

解釈； 本古土壌は、堆積相 5 (氾濫原堆積物)を母材としている。本古土壌は compound 古土壌 (Kraus, 1999)であり、spic plasmic microfabric が発達しておらず、土層中の粘土含量も

10～18 %と粗粒であることから、風化時間の短い若い土壌と考えられる。

本古土壌は、不明瞭な土層分化 (A 層および厚い B 層)、未発達な cutan、氾濫原を母材としており、Soil Survey Staff (2010) の土壌群における entisol に相当するといえる。また、本古土壌は、世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978) の土壌群における fluvisol に、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) における砂丘未熟土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) における砂質土に相当する。

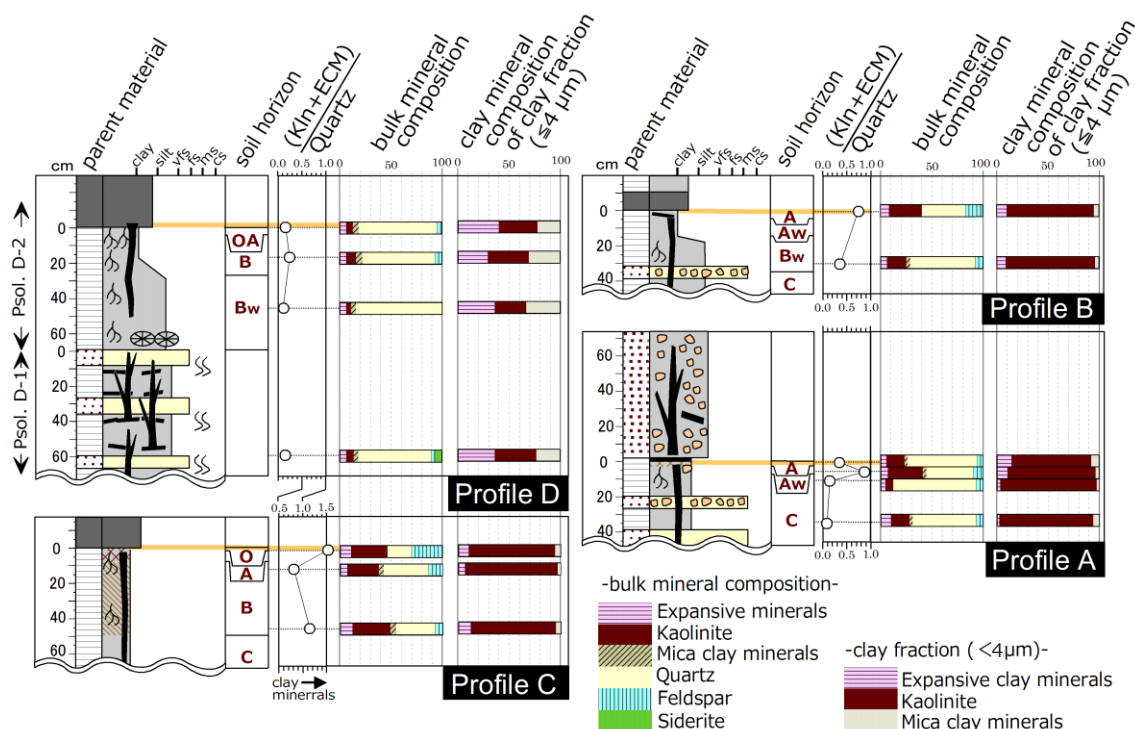


Fig. 3-10; Mineralogical profiles of each paleosol. Psol; paleosol, Kln; kaolinite, ECM; expandable clay minerals.

古土壌 D-2

記載； 本古土壌は、堆積相 6 (湖堆積物)、堆積相 7 (沼沢地堆積物) を母材としている。O～A 層 (層厚数 cm)、B 層 (層厚 25 cm)、Bw 層 (層厚 40 cm 以上) が認められ、O～A 層では、数 mm 厚に割れる板状の団粒構造が肉眼でみられる。長さ 50 cm 以上の根化石を産し、それらの直径は最大 0.8 cm である。また、水平方向 2 m の範囲に直径 1 cm 以上の根化石が最大で 20 本産出する。本古土壌層表層は、堆積相 7 (沼沢地堆積物) に覆われている。

微細構造の観察では、団粒構造や粘土集積構造、ペレットが豊富に認められる。また、sepic plasmic 組織は O 層と A 層で insepic plasmic 組織に、B 層において clinobimasepic plasmic 組織に、Bw 層において masepic plasmic 組織に相当する。また、O 層、A 層にて、針状のシデライトノジュールが認められる (Fig. 3-9-D)。これらは、鉄酸化物による被膜をとまわず、

現生風化によって集積した可能性は低い。

不定方位 XRD 分析によって得られた粘土鉱物の総量は、全鉱物量のうちの 10~18 % である。また、70 % 以上を石英が占める。土層内での鉱物組成比は、垂直方向に一様である。ただし、O~A 層にのみ、炭酸塩鉱物のピークが認められる。鏡下観察より、このピークはシデライトノジュールに起因すると思われる。粘土分中のほとんどがカオリナイトから構成される。

解釈； 本古土壌は、堆積相 6 (湖堆積物)、堆積相 7 (沼沢地堆積物) を母材としている。土層分化が比較的明瞭であり、豊富な根化石 (長さ 50 cm 以上)、団粒構造や粘土集積構造、ペレット、発達した粘土基質に特徴づけられる。ただし、粘土含量は少なく (粘土含量；10~18 %)、比較的粗粒な母材構成を示す。以上より、本古土壌発達当時、古地表面は少なくとも地下水位 (50 cm) より上位に露出しており、土壌化を被っていたと考えられる。また、O 層、A 層には針状のシデライトノジュールを産する。一般に、シデライトはグライ化に伴って集積する鉱物である (Kraus, 1997)。しかし、ここでは、表層水グライ化を示す青灰色の土色や呼吸根といった証拠 (Retallack, 2001) が認められないため、シデライトは、埋没後のグライ化によって集積した可能性が高い。

本古土壌は、B 層における cutan の著しい発達 (clinobimasepic plasmic 組織)、土壌団粒構造に特徴づけられ、Soil Survey Staff (2010) の土壌群における *inceptisol* に相当するといえる。また、本古土壌は、世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978) の土壌群における *arenosol* に、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) における褐色森林土に、日本の統一的土壌分類体系第二次案 (日本ペドロジー学会, 2002) における普通褐色森林土に相当する。

古土壌環境の議論

岐阜県恵那市南部地域の土岐口陶土層では、南から北に向かってプロキシマルからディスタルな堆積場にあったことが示唆される。最も南に位置する地点 7 の最下部において、古土壌 A は、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物)、堆積相 3 (低密度デブリフロウ堆積物)、堆積相 6 (湖堆積物) を母材としており、*inceptisol* に相当する未発達な (ステージ; *weakly developed*) 古土壌である。古土壌の古地表面は、堆積相 2 (高密度デブリフロウ堆積物) によって覆われており、この古地表面から上位方向に伸びる立木を埋積している。このことは、土壌化の停止がデブリフロウの発生に起因することを示唆しており、かつ瞬時に堆積物による地表面の被覆がなされたことを表している。このことは、土石流 (高密度デブリフロウ) が供給されやすい盆地の縁では、地表面が埋没しやすく、土壌化も長期間継続しにくかったことと関係しているのかもしれない。ただし、この仮説には、明瞭な根拠がないため、今後詳細な調査検討を行う必要がある。他方、北に位置する地点 4 において、湖堆積物の卓越する層準に発達する古土壌 C は、*ultisol* に相当し、その発達程度が最も高い (*stage 2; strongly developed*)。このことは、盆地の縁から離れたディスタルな堆積場では、堆積物供給が比較的安定しており、堆積速度が遅いため、土壌化も長期間継続しやすかったことに起因すると

考えられる。同様に、古土壌 D-1 は、砂泥互層からなる粗粒な氾濫原堆積物を母材としている。さらに、本古土壌は、地表面風化による土壌化と碎屑物の供給による地表面の埋積が繰り返して発達した compound 古土壌 (Marriott and Wright, 1993; Kraus, 1999)である。このことは、本古土壌が不安定な堆積物供給や堆積速度の速い環境で発達していた土壌であることを示唆している。よって、古土壌 D-1 は、堆積速度の速い氾濫原という堆積環境下に特徴的に発達していた土壌であると考えられる。

以上より、岐阜県恵那市南部に分布する土岐口陶土層において、土壌発達程度の水平方向への違いは、基盤岩類からの距離や堆積物の供給速度に依存すると思われる。それは特に未発達土壌 (古土壌 A, 古土壌 D-1)の形成に影響を及ぼしていたといえる。一方、古土壌 B, 古土壌 C は、堆積物供給が安定し、堆積速度も遅い環境下で、長期間の曝露時間を経て発達した古土壌であり、この地域の土壌環境を代表する古土壌であると考えられる。

Table 3-4; Correlation among pedotypes of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Mizunami area and USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), world map (F.A.O., 1977b, 1978), Classification of cultivated soils in Japan (Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries; MAFF, 1991) and Unified soil classification system of Japan (Japanese Society of Pedology; JSP, 2002).

paleosol profile	USDA soil (Soil Survey Staff, 2010)	F.A.O. (F.A.O., 1977b, 1978)	Classification of cultivated soils in Japan (MAFF, 1991)	Unified soil classification system of Japan (JSP, 2002)
A	Inceptisol	Arenosol	陸成未熟土	砂質土
B	Inceptisol	Arenosol	褐色森林土	普通褐色森林土
C	Ultisol	Alisol, Nitisol, Acrisol	赤色土, 黄色土	粘土集積赤黄色土
D-1	Entisol	Fluvisol	砂丘未熟土	砂質土
D-2	Inceptisol	Arenosol	褐色森林土	普通褐色森林土

3-4-b 岐阜県土岐～多治見地域 土岐口陶土層の例

3-4-b i 概説

岐阜県土岐～多治見地域の地質図 (陶土団体研究グループ, 1999)を Fig. 3-11 に示す. 本論では, 岐阜県土岐市大洞地区の菱屋鉱山と中山鉱山, 同県多治見市小名田地域のオクムラセラム奥村鉱山東部の山又^{やまきゆう}鉱山にて調査を行った. 調査地域周辺の地質は, 美濃帯堆積岩類, 花崗岩・流紋岩類, 瑞浪層群, 瀬戸層群, 第四系に大別される. 3 鉱山では, 瀬戸層群がみられる. 調査地域の瀬戸層群は, 下部の土岐口陶土層と, 上部の土岐砂礫層に分けられ (Fujii, 1968), 土岐口陶土層は, 美濃帯堆積岩類と瑞浪層群を不整合関係で覆う (陶土団体研究グループ, 1999). また, 土岐口陶土層と土岐砂礫層の境界は, 侵食性の不整合境界からなる.

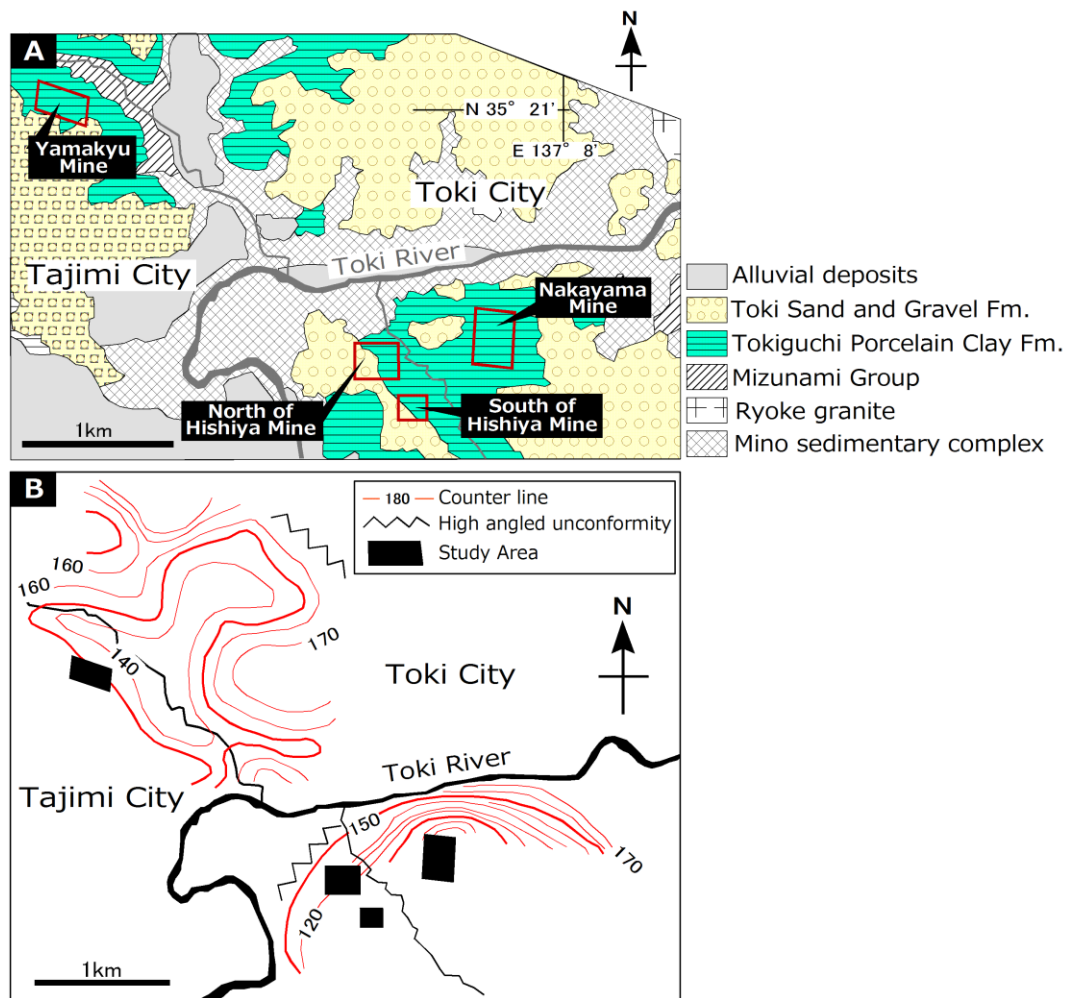


Fig. 3-11; (A) Geological map of the study area around Toki–Tajimi Cities in Gifu Prefecture and the location of the sedimentary columns (modified from TCRG, 1999). (B) Basement level map around Toki–Tajimi Cities (modified from TCRG, 1999).

土岐口陶土層堆積当時の基底面分布図 (陶土団体研究グループ, 1999)を Fig. 3-11-B に示す. 陶土団体研究グループ (1999)は, 土岐口陶土層堆積時, 菱屋鉦山と中山鉦山が位置する大洞地区と, 山又鉦山が位置する小名田地区が, 基盤ブロック境界によって境されていたとした. これより, 調査地域の土岐口陶土層は, 菱屋鉦山と中山鉦山が位置する堆積盆地と, 山又鉦山が位置する堆積盆地の2つの堆積盆地にて, 別々に堆積したことが示唆される. 本論では, 前者の堆積盆地を“堆積盆地大洞”と, 後者の堆積盆地を“堆積盆地小名田”と呼称する. 堆積盆地大洞は東西へ2.2 km, 南北へ1.8 kmの広がりを持ち, 堆積盆地小名田は東西へ2.2 km, 南北へ4 kmの広がりをもつ. また, 両盆地の周縁は標高220~300 mの丘陵地が囲まれる. 堆積盆地大洞の南縁は, 断層によって基盤である美濃帯堆積岩と境される (陶土団体研究グループ, 1999). また, Fig. 3-11-B より, 菱屋鉦山と山又鉦山は各堆積盆地の縁辺部に位置し, 中山鉦山は堆積盆地の中央部に位置していたことが示唆される.

岐阜県土岐市~多治見市に分布する土岐口陶土層の堆積年代は, 植物化石の生層序, 火山灰層のフィッシュン・トラック年代, 古地磁気層序から検討されている. 岐阜県土岐市~多治見市に分布する土岐口陶土層は, *Pinus trifolia* を産出し (Miki, 1941; 陶土団体研究グループ, 1999), その堆積時期は, 中新世後期に相当すると考えられる. 岐阜県土岐市下石町に分布する土岐口陶土層に挟まれる下石火山灰層からは, 10.5 ± 0.4 Ma (吉田ほか, 1997c)と 13.1 ± 0.8 Ma (星ほか, 2015)のフィッシュン・トラック年代が得られている. 下石火山灰層からは, 10.6 ± 0.2 Ma を示す U-Pb 年代も得られており, 同火山灰層から正極性の古地磁気方位が決定されている (星ほか, 2015). 星ほか (2015)は, U-Pb 年代と古地磁気極性より, 下石火山灰層の堆積時が Gradstein et al. (2012)の C5n. 2n のクロンに相当することを示唆した. また, 同市大洞地区に分布する同層に挟まれる未命名火山灰層からは, 9.7 ± 0.4 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られている (安藤ほか, 1999). 陶土団体研究グループ (1999)は, 岐阜県多治見市とその周辺に分布する瀬戸層群の火山灰層序から土岐口陶土層の堆積速度を推定し, 本層の基底面を 12 Ma とし, 土岐砂礫層と土岐口陶土層の境界を 10.5~10.9 Ma と見積もった.

3-4-b ii 堆積環境

調査地域である菱屋鉱山、中山鉱山、山又鉱山において、土岐口陶土層は、層厚 13～35 m を示す。3 鉱山の堆積柱状図を Fig. 3-12 に示す。

調査地域に分布する土岐口陶土層には、2 層の火山灰層が挟まれる。このうち、中山鉱山の露頭の下位から約 19 m の層準と菱屋鉱山北部の露頭の下位から約 2 m の層準に挟まれる火山灰層を鍵層として柱状図の対比を行った。また、この火山灰層は、安藤ほか (1999) が記載した未命名火山灰層に相当する。この火山灰層からは、 $9.7 \pm 0.4 \text{ Ma}$ のフィッション・トラック年代が得られている (安藤ほか, 1999)。

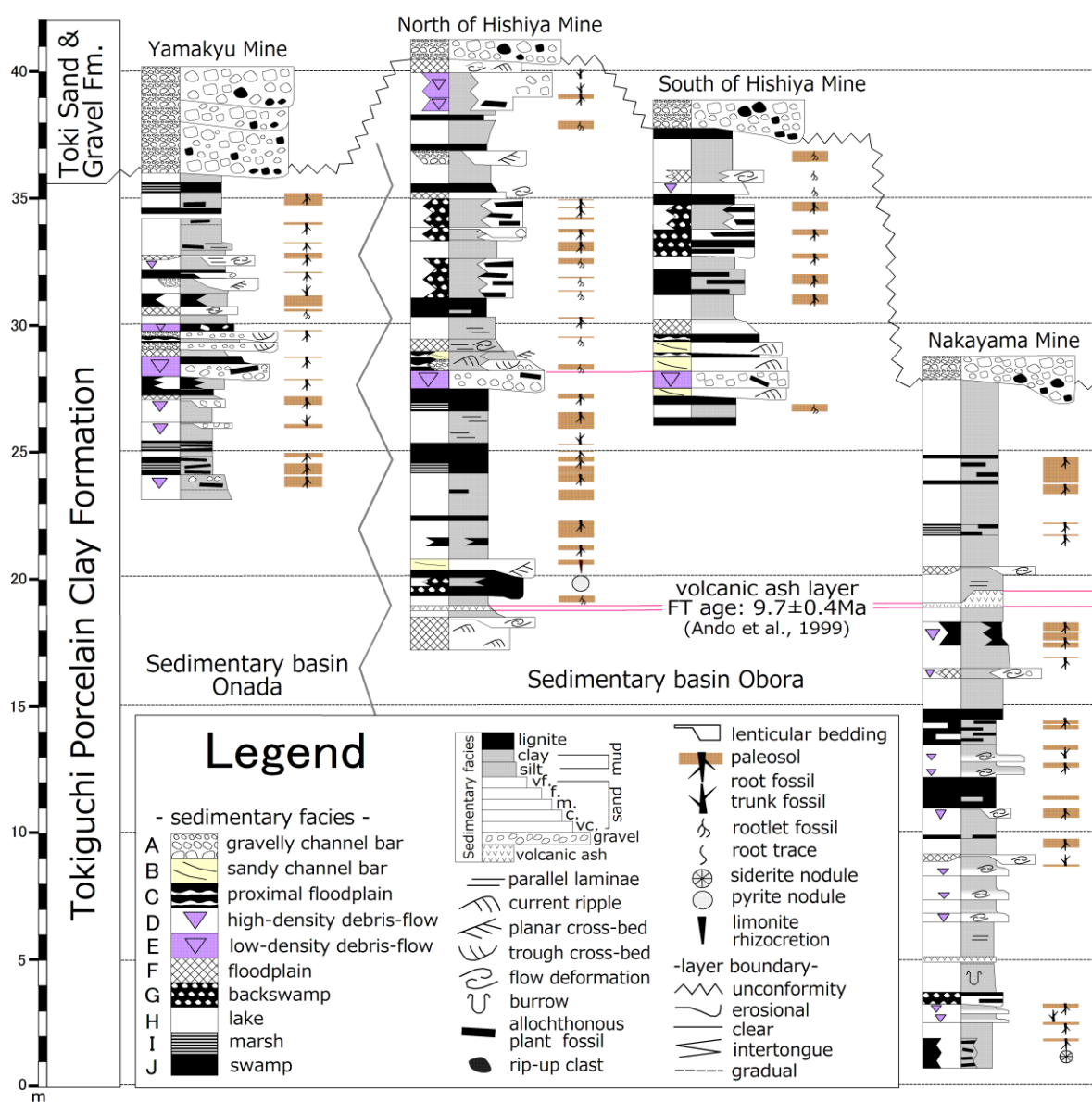


Fig. 3-12; Comparison of sedimentary columns at each location.

調査地域に分布する瀬戸層群について、粒度、堆積構造、地層境界、地層の断面、層厚、水平・側方への遷移関係に注目し、10の堆積相を認定した。各堆積相の特徴を Table 3-5 にまとめる。各堆積相の記載を、Appendix 3 に載せる。

Table 3-5; Sedimentary facies and their interpretations of sedimentary environments and sedimentary mechanisms in the Tokiguchi Porcelain Clay formation distributed in the Toki-Tajimi area.

Facies code	Grain size	Thickness (cm)	Shape	Sedimentary structures	Adjacent facies	Interpretation		Miall (1977, 1978, 1996)
						Mechanism	Sedimentary environment	
A	pebble-granule sized gravel with vcs-fs, rarely sandy layer with carbonaceous materials	40–110	lenticular, convex-downward	trough cross-beds (angle; 25°–30°, sets; 5–10 cm), normal size-grading, erosional bases	B, C, E, H, J	traction (upper to lower flow-regime)	gravelly and sandy channel bar	(Gt)
B	fs-vfs with cs	30–50	lenticular, convex-downward	current ripple, small planar-tabular cross-beds, normal size-grading, erosional bases	A, C, E, F, G, J	traction (lower flow-regime)	sandy channel bar	Sr
C	alternating beds of well-sorted vcs-ms and sandy silt with carbonaceous materials	20–40	unknown	pinch-and-swell shaped sandy layer with foreset laminae, current ripple, erosional bases and/or inversely size-grading, convolute beds	A, B, E, F	sand layer; traction, mud layer; suspension	natural levee or proximal floodplain	(Fl)
D	massive beds of poorly-sorted muddy sand with pebble-granule	20–60	lenticular	matrix supported, massive, gravels are dispersed in massive muddy sand with disordered internal arrangement	F, G, H, I, J	low-density debris-flow	lake or swamp	Gmm
E	massive beds of gravel, poorly sorted sandy silt and concentrations of allochthonous plant fossils	30–90	lenticular	rarely erosional bases, occasionally cross-beds, ripple laminae and/or carbonaceous material layer in sandy silt	A, B, C, F, H, J	high-density debris-flow	lake or swamp	Gci
F	alternating beds of well-sorted ms-vfs and silt-clay	20–130	lenticular	pinch-and-swell shaped sandy layer with foreset laminae, current ripple and/or erosional bases, convolute laminae, flame structure, bioturbation	A, B, C, D, E, G, H, J	sand layer; traction, mud layer; suspension	floodplain	Fl
G	alternating beds of cs-ms and thick silt-clay with lignite beds, occasionally lenticular gravelly cs-ms layer	40–150	lenticular	climbing ripple, current ripple and erosional bases in sand layer, occasionally inversely size-grading in gravelly sand layer	B, D, F, H	sand layer; traction, muddy layer; suspension	back-swamp with crevasse splay	(Fl)
H	well-sorted silt-clay	30–280	successional	parallel laminae, occasionally bioturbation	A, D, E, F, G, I, J	suspension	lake or pond	Fsm, Fsc
I	Carbonaceous silt-clay with allochthonous plant fossils, occasionally peat layer	30–120	successional	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	D, H, F, J	suspension	marsh	C
J	lignite with minor silt-clay matrix	30–120	successional	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	A, B, D, E, F, H, I	suspension, lenticular	swamp	C

vfs; very fine sand, fs; fine sand, ms; medium sand, cs; coarse sand, vcs; very coarse sand.

堆積相の分布

研究地域に分布する土岐口陶土層では、堆積相 H (湖・池堆積物), I, J (沼沢地堆積物) といった細粒碎屑物からなる堆積相が大部分を占める。これら滞水成層は、水平方向への連続性が非常に良く、中山鉾山において水平距離 150 m 以上にわたり連続して観察することができる (Fig. 3-13-E)。一方で、堆積相 A, B (チャネル・バー堆積物) や堆積相 C (自然堤防・プロキシマルな氾濫原の堆積物), 堆積相 F (氾濫原の堆積物; Fig. 3-13-B) といった粗粒碎屑物からなる堆積相が挟在することは少ない。特に、堆積盆地大洞の盆地中央部に位置していた中山鉾山に分布する土岐口陶土層では、これら粗粒な碎屑物から構成される堆積相が全く認められない。堆積相 A, B (チャネル・バー堆積物) は、土岐口陶土層の下位から 27~30 m の層準にみられ、菱屋鉾山北部・南部と山又鉾山の本層のほぼ同じ層準にみられる。また、3 セクションにおいて、チャネル・バー堆積物は、必ず堆積相 E (高密度デブリフロウ堆積物; Fig. 3-13-A) の上に重なる (Fig. 3-12)。堆積相 D (低密度デブリフロウ堆積物) は、堆積相 H (湖・池堆積物; Fig. 3-13-C), I, J (沼沢地堆積物; Fig. 3-13-D) と水平・垂直方向に接することがほとんどである。

堆積環境の解釈

中山鉾山では、チャネルやバーの堆積物や高密度デブリフロウ堆積物といった粗粒碎屑物が認められない。一方で、菱屋鉾山と山又鉾山では、粗粒碎屑物が挟まれる頻度が多い。このことは、各鉾山の堆積盆地内部での位置関係に起因すると考えられる。中山鉾山では、堆積盆地の中央に位置しており、堆積学的にディスタルな環境にあり、粗粒碎屑物が供給されにくかったと考えられる。一方で、菱屋鉾山と山又鉾山は、プロキシマルな環境にあり、粗粒碎屑物の供給を受けやすい環境にあったと考えられる。陶土団体研究グループ (1999) の土岐口陶土層堆積当時の基底面分布図 (Fig. 3-11-B) から、中山鉾山が堆積盆地大洞のほぼ中央に位置しており、一方で菱屋鉾山と山又鉾山が堆積盆地大洞および堆積盆地小名田の縁辺部に位置していることがわかる。菱屋鉾山北側露頭の北西約 50 m の地点には、瀬戸層群の基盤岩である花崗岩と土岐口陶土層の高角の不整合面が存在している (Fig. 3-11-B) ので、菱屋鉾山北側露頭は、堆積盆地縁の基盤岩との接触面よりも数 10 m ほどしか離れていない場所に位置していた。従って、堆積盆地縁の基盤岩と近接した菱屋鉾山や山又鉾山ほど、高密度デブリフロウ堆積物といった粗粒碎屑物が供給されやすく、他方、堆積盆地中央部の中山鉾山ほど、粗粒碎屑物の供給がなされない静穏な堆積環境下にあったと考えられる。

土岐~多治見地域に分布する土岐口陶土層の堆積相は、主に堆積相 H (湖堆積物), 堆積相 I および J (沼沢地堆積物) が卓越し、全体としては静穏な滞水域での堆積環境を示す。これらの堆積相は、特に中山鉾山において、約 150 m 以上水平方向に連続して堆積していることから、少なくとも滞水域が水平距離 150 m 以上連続して存在していたことが示唆さ

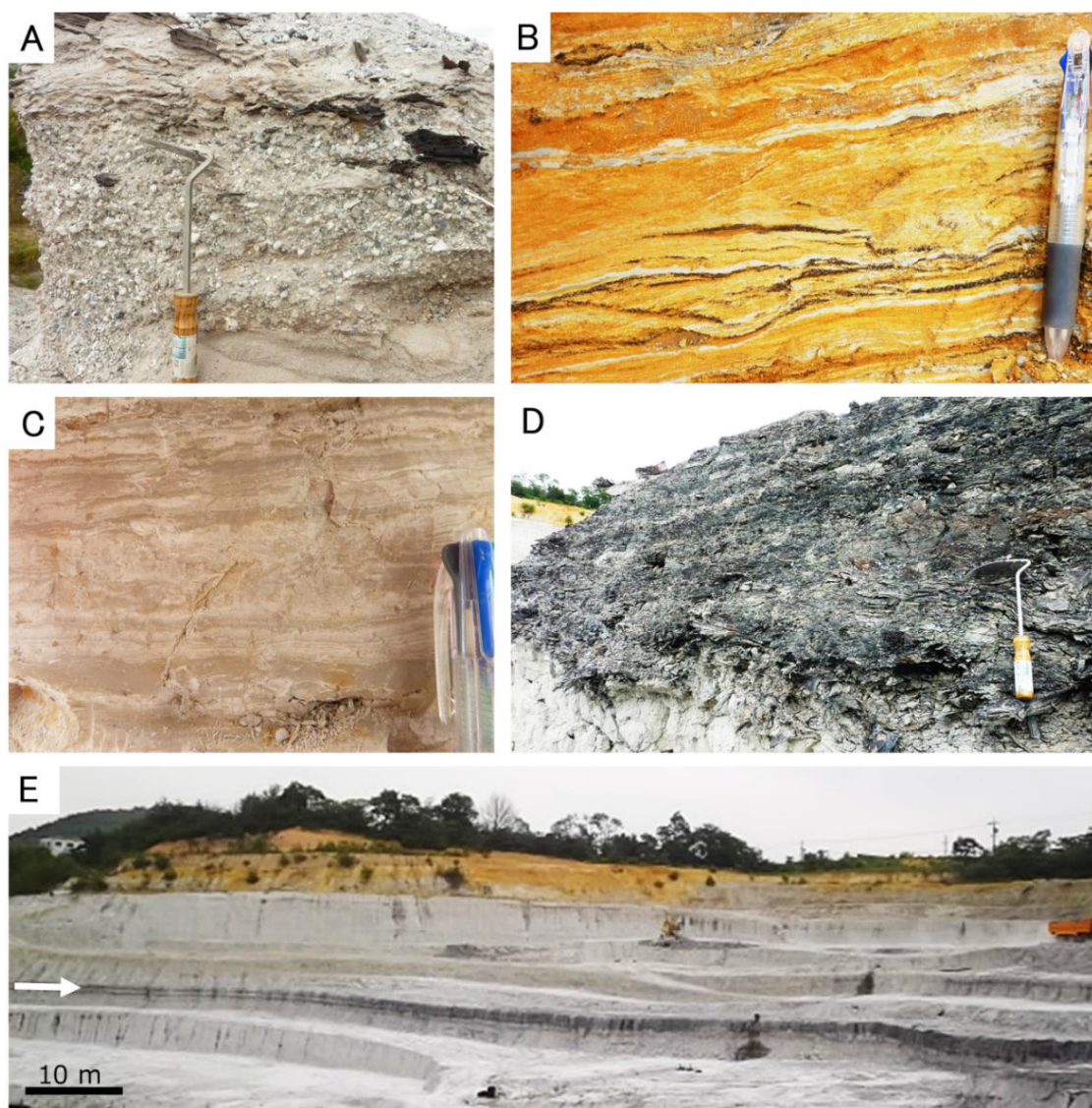


Fig. 3-13; Field photographs showing sedimentary facies of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area. **(A)** Facies E; high-density debris-flow deposits; the poorly-sorted gravelly sand-silt with allochthonous plant fossils (taken at the 5.5 m up-section in the Yamakyu Mine). **(B)** Facies F; floodplain deposits; alternating beds of inversely size-graded sand and silt-clay with carbonaceous material layer (taken at the 1 m up-section in the north of the Hishiya Mine). **(C)** Facies H; meromictic lake showing well-sorted silt-clay with parallel laminae (taken at the 10 m up-section in the Yamakyu Mine). **(D)** Facies J; swamp deposits; lignite with a small amount of mud matrix (taken at the 10–11 m up-section in the Nakayama Mine). **(E)** Exposure of the Nakayama Mine. The black layer is lignite layer (Facies J). The white arrow indicates the boundary between lake (Facies H) and swamp deposits (Facies J). These lake and swamp deposits show a wide lateral extent, for more than 150 m in width.

れる。このことは、岐阜県恵那市南部に分布する土岐口陶土層の堆積盆地内部の地形が凹凸に富んでいたことと大きく異なる。

デブリフロー堆積物は、堆積相 H, I, J といった滞水成層と漸移境界をもって接している。このことは、デブリフローが滞水域に直接流入していたことを示す。陶土層は、数 km～数 10 km 四方の小規模な堆積盆地で堆積したとされており、基盤岩からなる周囲の丘陵

地帯と堆積場が近接していたされる (中山, 1991; 實吉ほか, 2000; 中嶋ほか, 2004). このような小規模な堆積盆地環境下で, デブリフロウの発生と堆積盆地の滞水域への丘陵地帯からの碎屑物供給がなされていた.

チャネル相は, 堆積盆地縁に位置していた菱屋鉦山と山又鉦山にのみ分布している. さらに, これらチャネル相は, 高密度デブリフロウ堆積物の上にある. このことは, 小規模な河川水系の出現, ないしはマイナーな扇状地の形成を示す. 加えて, ここでは自然堤防に相当する堆積物がほとんどない, もしくは層厚 20~40 cm と非常に薄いこと, チャネルやバーの堆積相のなす層厚が 30~130 cm と薄いことから, その河川システムが小規模なものであったことが示唆される.

3-4-b iii 古土壤環境

岐阜県土岐～多治見地域の土岐口陶土層には、数 10 層の古地表面と古土壤層が挟まれる (Fig. 3-14). 菱屋鉦山北部では約 26 層、菱屋鉦山南部では約 7 層、中山鉦山では約 19 層、山又鉦山では約 15 層認められる (Fig. 3-14).

これら古土壤層を、植物化石、土壤層位、土壤構造に注目して記載し、6 つの pedotype に区分した (Table 3-6).

各鉦山に分布する土岐口陶土層に発達する pedotype の分布を Fig. 3-14 に示す. 各 pedotype と現生土壤分類との対比を Table 3-6 に、土壤発達程度の区分を Table 3-11 にそれぞれ示す. また、それぞれの pedotype がどの堆積相を母材とする古土壤であるか集計し、Table 3-7 に示した.

Table 3-6; Correlation among pedotypes of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area and USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), world map (F.A.O., 1977b, 1978), Classification of cultivated soils in Japan (Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries; MAFF, 1991) and Unified soil classification system of Japan (Japanese Society of Pedology; JSP, 2002). N/A; not applicable.

paleosol profile	USDA soil (Soil Survey Staff, 2010)	F.A.O. (F.A.O., 1977b, 1978)	Classification of cultivated soils in Japan (MAFF, 1991)	Unified soil classification system of Japan (JSP, 2002)
1	Ultisol	Alfisol, Nitisol, Acrisol	赤色土, 黄色土	粘土集積赤黄色土
2	Inceptisol	Arenosol	褐色森林土	普通褐色森林土
3	Entisol	Fluvisol	赤色土, 黄色土	粘土集積赤黄色土
4	Histosol	Histosol	泥炭土, 黒泥土	低位泥炭土, 中間泥炭土, 高位泥炭土
5	Inceptisol, Entisol	Gleysol	灰色台地土	停滞水グライ土, 擬似グライ土
6	N/A	N/A	N/A	N/A

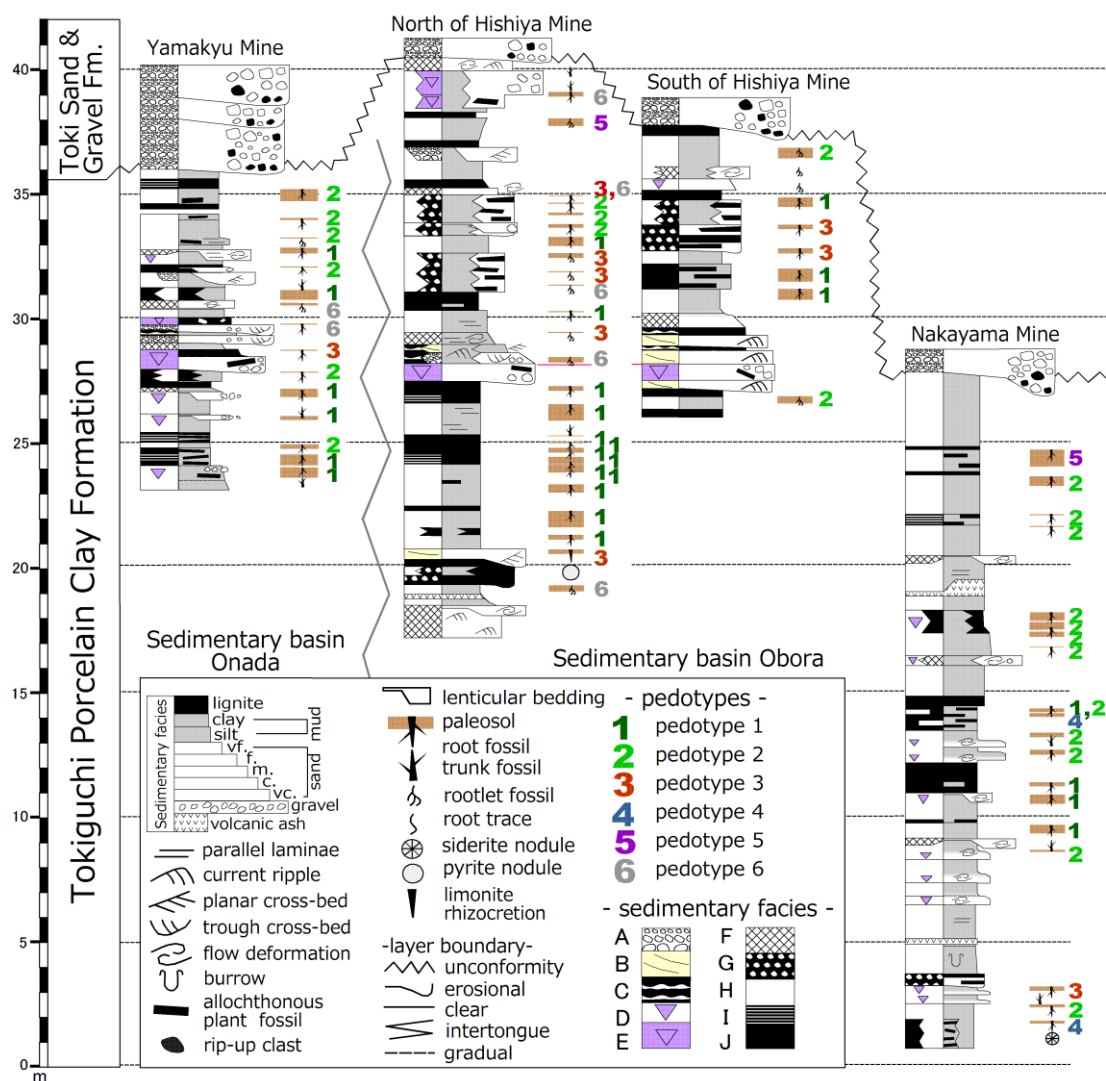


Fig. 3-14; Relationship between pedotypes and sedimentary facies of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area.

Table 3-7; The number of paleosols, whose parent material as sediments classified each sedimentary facies, being equivalent to each pedotype of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area.

Facies code	Pedotypes					
	Pedotype 1	Pedotype 2	Pedotype 3	Pedotype 4	Pedotype 5	Pedotype 6
A (gravelly channel bar deposits)	-	-	-	-	-	-
B (sandy channel bar deposits)	-	-	1	-	-	1
C (proximal floodplain or natural levee deposits)	-	-	-	-	-	1
D (low-density debris-flow deposits)	4	6	-	-	-	-
E (high-density debris-flow deposits)	-	-	1	-	-	-
F (floodplain deposits)	-	-	2	-	-	1
G (back-swamp deposit with crevasse splay deposits)	-	-	4	-	-	-
H (lake deposits)	17	18	1	2	2	3
I (marsh deposits)	5	1	-	-	-	-
J (swamp deposits)	9	2	-	2	-	-

Pedotype 1

分布； 菱屋鉦山北部では 13 層，菱屋鉦山南部では 3 層，中山鉦山では 4 層，山又鉦山では 6 層の古土壌層が本 pedotype に該当する．これらのうち，4 層が堆積相 D を，17 層が堆積相 H を，5 層が堆積相 I を，9 層が堆積相 J を母材としてそれぞれ発達する．

記載； 本 pedotype は，全 pedotype の中で水平方向への連続性が最もよい．水平方向に pedotype 2 へ漸移的に変化することもある．

本 pedotype では，根化石，細根化石を水平方向に密に産する．根化石は，直径 数～50 cm，長さ 30～150 cm 以上であり，それらが密に産する (Fig. 3-15-B)．山又鉦山に露出する土岐口陶土層最下部の層準の古土壌層では，直径 約 50 cm の樹幹化石を産する (Fig. 3-15-A)．古土壌層の層厚は 30～50 cm である．土層分化は明瞭であり，O 層，A 層，Bt 層，Bw 層を認識できる．A 層，B 層において，生物擾乱や植物片，炭質物，樹皮化石，団粒構造，集積粘土，粒子の被覆物 (cutan) が明瞭に認められる．集積粘土は，内部に葉理を伴うもの (Fig. 3-16-C) や，生痕に二次的に粘土が集積してできたもの (Figs. 3-16-A, 3-16-C) もみられる．シルト～粘土からなる層準では omnisepic plasmic 組織，clinobimasepic plasmic 組織，masepic plasmic 組織が，砂質粘土からなる層準では masepic plasmic 組織や mosepic plasmic 組織がそれぞれ発達する．C 層相当層では，mosepic plasmic 組織や insepic plasmic 組織が発達しているものの，cutan の著しい増加が認められない．シルト～粘土質の層では，しばしば，条線がみられる (Fig. 3-16-B)．

解釈； 本 pedotype は，根化石，集積粘土，粒子の被覆物 (cutan) より，酸化的な条件で形成されたと考えられる．土層分化が明瞭であり Bt 層が発達すること，団粒構造が明瞭で根化石を豊富に産すること，cutan の著しい増加が認められることから，土壌の熟成度は高い

といえる。

これらの特徴と、石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層), 石膏が集積した地下土壌層準 (Salic horizon, By 層)を伴わないことから、本 pedotype は、Soil Survey Staff(2010)の ultisol に相当するといえる。また、本 pedotype は、F.A.O. (1977b, 1978)の alisol, nitisol, acrisol に相当する。本 pedotype は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)における赤色土、黄色土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)における粘土集積赤黄色土に相当する。

Pedotype 2

分布； 菱屋鉦山北部では 3 層、菱屋鉦山南部では 2 層、中山鉦山では 12 層、山又鉦山では 6 層の古土壌層が本 pedotype に該当する。これらのうち、6 層が堆積相 D を、18 層が堆積相 H を、1 層が堆積相 I を、2 層が堆積相 J を母材としてそれぞれ発達する。

記載； 本 pedotype は、水平方向に pedotype 1 へ漸移的に変化することもある。

本 pedotype は、根化石、細根化石を産するが、それらの分布密度は低い。本 pedotype の古土壌層の層厚は最大で 15 cm であり、O 層、A 層、Bw 層を識別できる。しかし、粘土質な B 層 (arillic horizon, Bt 層)を特徴づけるような粘土集積構造や cutan の著しい増加は認められない。A 層、B 層において、生物擾乱や植物片、炭質物、樹皮化石、団粒構造、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan)が明瞭に認められる。また、シルト～粘土からなる層準では、masepic plasmic 組織が、砂質粘土からなる層準では masepic plasmic 組織や mosepic plasmic 組織がそれぞれ発達する。深度 15 cm 以下の層準では、cutan の増加は認められず、初生的堆積構造も残存している。本 pedotype の O 層は、pedotype 1 と比べて薄く、層厚が数 cm である。もしくは、発達しない。中山鉦山に露出する本古土壌層では、直径 約 30 cm の樹幹化石を産し、これらが湖堆積物によって覆われている (Figs. 3-15-C, 3-15-D)。

解釈； 本 pedotype は、A 層、Bw 層、C 層が発達していることから、弱い土層分化がなされていたことが示唆される。ただし、Bt 層の発達はなく、表層土壌層における著しいレシバージュ作用の証拠は認められない。一般に、土層分化や粘土集積構造、cutan の発達は、土壌化時間と比例しており、気候条件とも密接に関連する (Kraus, 1999; Retallack, 2001)。したがって、本 pedotype は、pedotype 1 と比較して、土壌化時間が短い、ないしは未熟成な土壌形成プロセスを経ていたと解釈できる。

古土壌層の層厚が薄いこと、cutan の連結程度が低いこと、石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層)や石膏が集積した地下土壌層準 (Salic horizon, By 層)を伴わないことより、本 pedotype は、Soil Survey Staff (2010)における inceptisol に相当するといえる。また、本 pedotype は、世界土壌資源照合基準 (F.A.O., 1977b, 1978)における arenosol に相当し、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)の褐色低地土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)の普通褐色森林土に類似する。

Pedotype 3

分布； 菱屋鉾山北部では5層，菱屋鉾山南部では2層，山又鉾山では1層の古土壌層が本 pedotype に該当し，中山鉾山では該当する古土壌層がない．これらのうち，1層が堆積相 B を，1層が堆積相 E を，2層が堆積相 F を，4層が堆積相 G を，1層が堆積相 H を母材としてそれぞれ発達する．

記載； 本 pedotype は，根化石を産出せず，もともとの植物根に沿って形成された酸化鉄の濃集部からなる根痕を産する．また，褐鉄鉾の管状ノジュールである高師小僧（小藤，1895; limonite rhizcretions; Fig. 3-16-D)を産出する．高師小僧は，直径約 1 cm，長さ 10～15 cm の円柱状であり，中心部に管状の空洞をもつ．古地表面は，根痕の上限から認識できるが土層分化は認められない．古地表面から下位方向 数～25 cm の浅い深度に，初生的堆積構造であるカレントリップル葉理やフォアセット葉理，コンボルート層理や火災構造などが残存する．土色は，古地表面から下位方向 30～150 cm の範囲で灰白色からにぶい赤褐色を呈する．鏡下観察では，土壌団粒構造，生物擾乱構造は認められるが，集積粘土や cutan は発達しない．

解釈； 高師小僧は，根化石の周囲にできた褐鉄鉾の管状ノジュールである（小藤，1895）．これは，水に飽和しやすく不透水層となる細粒堆積物中の植物根が，上位の層や空気中から酸素を細粒堆積物中に供給し，植物根の周囲に三価鉄からなる被膜状構造を形成する過程で形成される（吉田・松岡,2004）．したがって，高師小僧の存在は，土層が水に浸かる環境から酸化的環境へ変化したことを示唆している．以上より，本 pedotype は，常時，排水性のよい酸化的環境であるが，時折，還元的環境下に置かれる土壌環境を示唆すると考えられる．また，本 pedotype は，上位に初生的堆積構造を明瞭に残しており，土壌団粒構造や集積粘土といった土壌構造も認められない．これより，本 pedotype は土壌化時間が短い，ないしは未熟成な土壌形成プロセスを経た古土壌であると考えられる．

これらの特徴より，本 pedotype は，Soil Survey Staff(2010)の entisol に，F.A.O.(1977b,1978)の fluvisol に相当する．また，本 pedotype は，農耕地土壌分類（農林水産省,1991)の砂丘未熟土に，日本の統一的土壌分類体系 第二次案（日本ペドロロジー学会,2002)の砂質土に類似する．

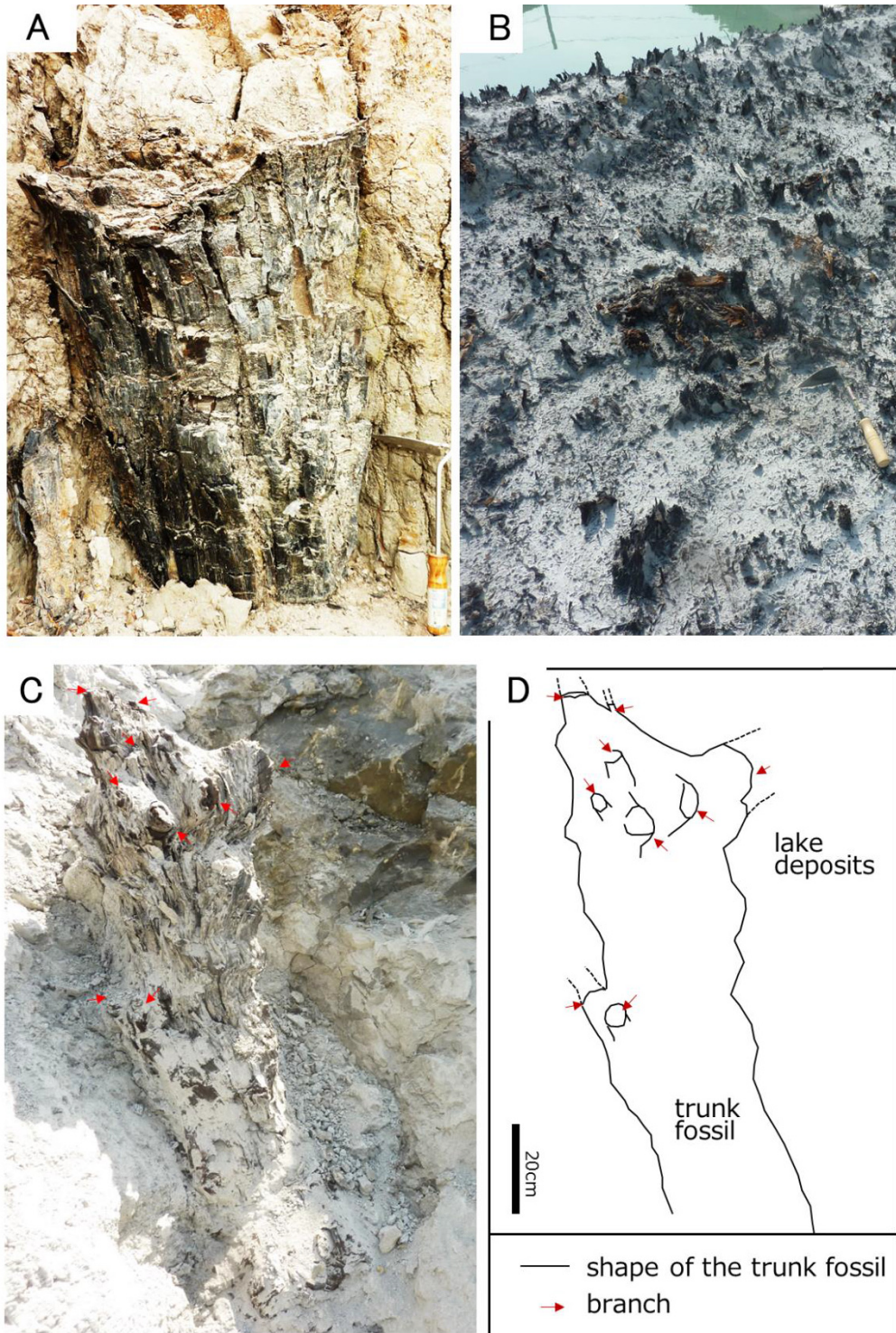


Fig. 3-15; Field photographs of pedogenic materials. (A) The trunk fossil buried by low-density debris-flow deposits and lake deposits in pedotype 1 (taken at the 3 m up-section in the Yamakyu Mine). (B) Many root fossils and trunk fossils of pedotype 1 (taken at the 2 m up-section in the Nakayama Mine). (C) The trunk fossil buried by lake deposits showing well-sorted silt-clay sediments (taken at the 8.5 m up-section in the Nakayama Mine). Red arrows show branches. (D) Sketch of Fig. 3-15-C.

Pedotype 4

分布； 中山鉾山では 2 層の古土壌層が本 pedotype に該当し，他 2 鉾山では該当する古土壌層がない．本 pedotype は，堆積相 I と堆積相 J を母材として発達する．

記載； 本 pedotype は，根化石や立ち木を産出しないが，細根は豊富に産する．細根は，古地表面から下位方向 約 10 cm までの層準に密集する．また，材化石の保存状態が非常に良好であり，樹幹化石には年輪が保存されているものもみられる．土層分化はほとんど認められないが，層厚 10～30 cm の厚い泥炭層，ないし黒泥層が保存されている．土層全体が，オリーブ灰色，緑灰色，青灰色の土色を呈し，土色グループにおける青灰色系統に分類できる．鏡下観察において，土壌団粒構造や cutan，集積粘土は発達しないが，直径約 50 μm のフランボイド状パイライトが炭質物の周囲や空隙中に産することがある (Fig. 3-16-E)．これらは密集した状態で産し，炭質物や植物片を置換していることもある．また，このパイライトは，粘土や鉄酸化物によって覆われていない．

解釈； 一般に，植物根の生育阻害は，土壌中の過湿環境によって生じる (三枝, 1989)．このような過湿環境では，植物遺骸が保存されやすい (犬伏, 2005)．また，青灰色系の土色は，二価鉄に起因し停滞水などによる還元的な水理土壌の証拠として扱われる (Duchaufour, 1982; 八木, 1993; Kraus, 1999)．また，本 pedotype は，パイライトを産する．一般的に，パイライトは Eh 条件の低い還元的環境下で沈殿し (Krumbein and Garrels, 1952)，特にフランボイド状のものは，微生物活動による硫黄の沈殿を示唆しており，土壌化の進行によって形成された可能性を示唆する (Retallack, 2001)．以上の特徴，および厚い泥炭層が発達することより，本 pedotype は，間隙水が移動しにくい還元的な土壌環境を示すと解釈できる．また，青灰色を呈する層準，およびパイライトを産する層準は，グライ化を受けた層準であると解釈できる．

これらの特徴より，本 pedotype は，Soil Survey Staff (2010) と F.A.O. (1977b, 1978) の histosol に相当する．また，本 pedotype は，農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の泥炭土，黒泥土に，日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の低位泥炭土，中間泥炭土，高位泥炭土に類似する．

Pedotype 5

分布； 菱屋鉾山北部では 1 層，中山鉾山では 1 層の古土壌層が本 pedotype に該当し，山又鉾山では該当する古土壌相がない．本 pedotype は，堆積相 D を母材として発達する．

記載； 本 pedotype では，細根化石が密に発達するものの，根化石は散在する程度でほとんど認められない．細根化石は，古地表面より下位方向へ数 10 cm 以深の層準に密集する．土層分化はほとんど発達しない．土層全体が，主にオリーブ灰色，緑灰色，青灰色の土色を呈し，青灰色系統の土色グループに分類できる．古地表面から下位方向へ約 100 cm の層準では，暗褐色～褐色の土色が斑紋状を呈する．鏡下観察において，cutan，粘土集積構造が弱く発達し，mosaic plasmic 構造が認められる．また，本 pedotype は，鉄酸化物と cutan によ

って二次的に被膜されたシデライトノジュールを産する (中山鉾山の最下部の古土壤層; Figs. 3-16-G, 3-16-H). シデライトノジュールは, 肉眼において, 数 mm の赤褐色の球状のシデライトとして産する (Fig. 3-16-G). 鏡下において, 直径 100~200 μm の複数の菱形を呈するシデライトが, 微球粒内部に集まっている. シデライトは, 不透明な鉄酸化物によって被われており, さらに鉄酸化物の周りも, 粘土によって覆われる (cutan; Fig. 3-16-H). これら微球粒状のノジュールの中には, シデライトが完全に鉄酸化物に置き換わっているものも認められる.

解釈; 本 pedotype は, pedotype 3 と類似しており, 根化石を産出せず細根化石を豊富に産すること, 土層分化が未発達であること, 土層全体が青灰色系統の土色を呈することに特徴づけられ, 土壌化の程度は未熟成であり, かつ間隙水が移動しにくい還元的土壤環境を示すと考えられる. また, 本 pedotype では, 厚い O 層を伴わず, pedotype 4 ほどの植物遺骸の集積もなされなかったと考えられる. また, 本 pedotype は, 古地表面から下位方向へ約 100 cm の層準で, 斑紋状の暗褐色~褐色の土色を呈する. 一般に, 赤色系統の斑紋状構造 (mottling) は, 地下水位の変動によるグライ化の証拠となる (Benett et al., 1991; PiPujol and Buurman, 1997; Retallack, 2001). 従って, pedotype は, 季節的な地下水位変動による地下水グライ化を被っていたと考えられる. また, 本 pedotype は, 鉄酸化物と粘土によって二次的に被膜された微球粒のシデライトを産する. 一般にシデライトは, $\text{pH}=7.0\sim7.8$ の中性境界~石灰岩境界の水素イオン濃度範囲, かつ $\text{Eh}=-0.2\sim0.0$ の硫酸塩~硫化物境界~有機物境界の酸化電位範囲で沈殿する炭酸塩鉱物である (Krumbein and Garrels, 1952). そのためシデライトの存在は, 水に飽和した嫌氣的土壤環境を示すだけでなく (Ludvigson et al., 1998), 中間的な酸化還元状態の土壤環境の指標となる (Moore et al., 1992; Retallack, 2001). 従って, シデライトを産する土壤層準は, 定常的に水に飽和し硫酸還元細菌が活動する還元的な地下土壤層準と, 定常的に地下水位の上位にあり好気性微生物が活動する酸化的な土壤環境の間にある漸移帯, すなわち地下水位の変動する層準にあったと解釈できる. ただし, シデライトは, 土壌化だけでなく, 埋没グライ化によっても形成されうる (Ludvigson et al., 1998). 以上より, 本 pedotype は, 常時還元的環境下であるが, 低地下水位の時期も存在し乾燥した土壤環境になる時期があった土壤と考えられる.

本 pedotype は, Soil Survey Staff (2010)の inceptisol, ないし entisol に類似するが, グライ化層準をもつ点でそれと異なる. また, 本 pedotype は, F.A.O. (1977b, 1978)の gleysol に, 農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)の灰色台地土に, 日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)の停滞水グライ土, 擬似グライ土に類似する.

Pedotype 6

分布; 菱屋鉾山北部では 5 層, 山又鉾山では 2 層の古土壤層が本 pedotype に該当し, 中山鉾山では該当する古土壤層がない. これらのうち, 1 層が堆積相 B を, 1 層が堆積相 C を, 1 層が堆積相 F を, 3 層が堆積相 H を母材としてそれぞれ発達する.

記載； 本 **pedotype** は，その古地表面および土壌層準が，土壌化の後の削剥によって欠如していることが特徴である．

解釈； 本 **pedotype** は，その古地表面および土壌層準が，土壌化の後の削剥によって欠如しているため，詳細な土壌環境を考察することが困難であり **Soil Survey Staff (2010)**, **F.A.O. (1977b, 1978)**, 農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), 日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)との対応も不明である．

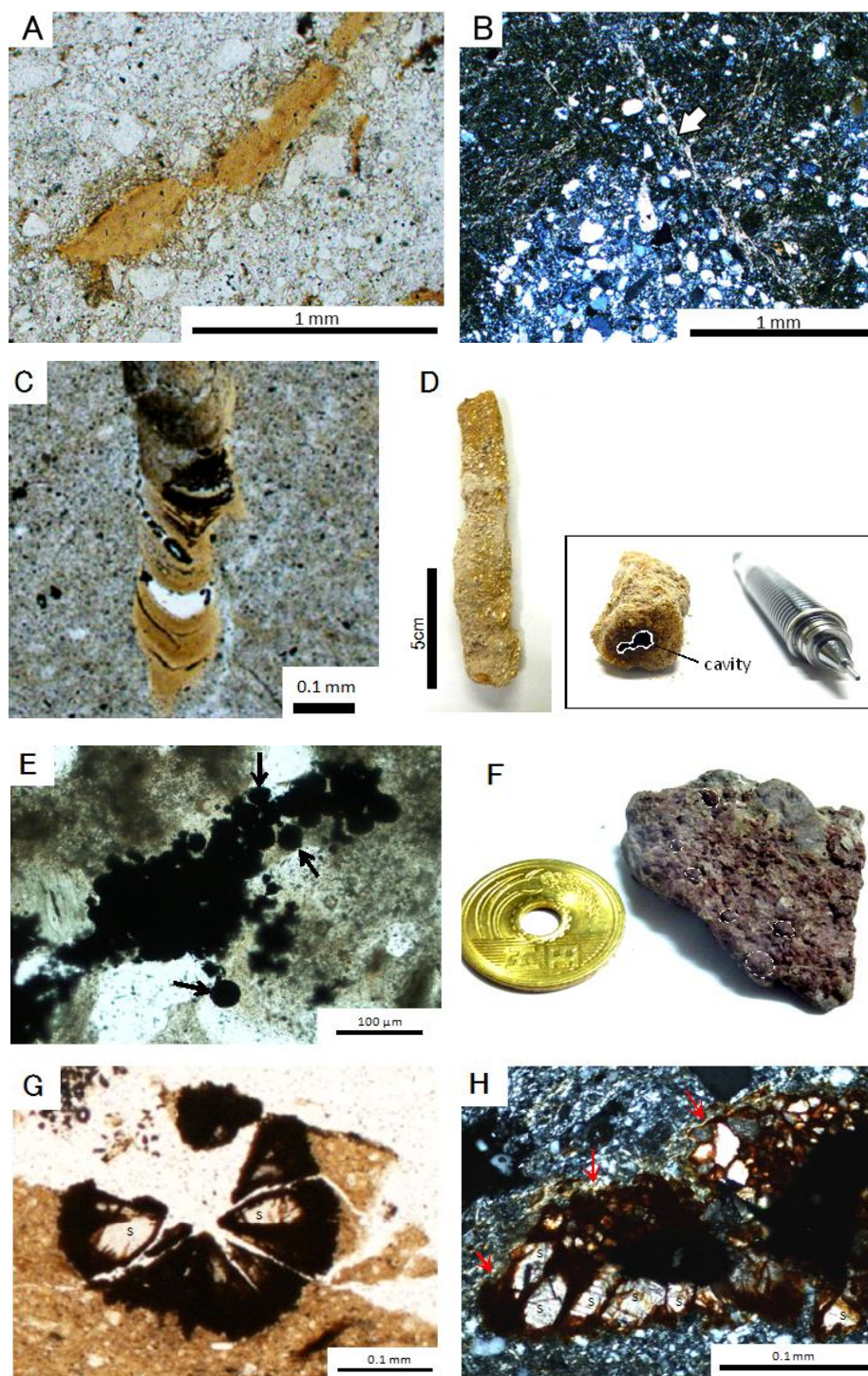


Fig. 3-16; Photomicrographs in thin-sections. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. Illuviated clay in the paleosol of pedotype 1 in the Hishiya Mine. (B) XPL. The white arrow shows slicken line of pedotype 1 in the Hishiya Mine. (C) PPL. Illuviated clay in the burrow from paleosol of pedotype 1 in the Hishiya Mine. (D) Limonite rhizoconcretion in the paleosol of pedotype 3 in the Hishiya Mine. (E) PPL. The arrows indicate framboidal pyrite nodules in the paleosol of pedotype 4 in the Hishiya Mine. (F) The white circles indicate any siderite nodules as spherules in the paleosol of pedotype 5 in the Nakayama Mine. (G) PPL. Siderite nodules (S) in the paleosol of pedotype 5 in the Nakayama Mine. (H) XPL. Siderite nodules (S) in the paleosol of pedotype 5 in the Nakayama Mine. Note that the nodules coated by the iron oxide and clay minerals. The arrows indicate cutan around the siderite nodules.

Pedotype の分布状況

Pedotype 1 や pedotype 2 は、全ての鉱山で認められ、最も出現頻度が高い。粗粒碎屑物には発達せず、主に湖沼相といった細粒堆積物に発達する。Pedotype 3 は、菱屋鉱山と山又鉱山の土石流相、チャネル相、氾濫原相、後背湿地相からなる粗粒堆積物に発達する。Pedotype 4 や pedotype 5, pedotype 6 は、主に湖沼相からなる細粒堆積物に発達する。ただし、pedotype 6 は、砂質チャネル・バーの堆積物や氾濫原相、自然堤防相といった粗粒堆積物にもいくつか発達している (Table 3-7)。

古土壌環境の議論

岐阜県土岐～多治見地域に分布する土岐口陶土層では、堆積盆地の縁辺部に位置する菱屋鉱山と山又鉱山において、酸化的で未熟成な土壌環境を示す *entisol* や *fluvisol* に相当する pedotype 3 が粗粒堆積物を母材として分布する。Pedotype 3 は、最も弱い発達程度を示す土壌発達ステージを示し、土層がほとんど分化していない。堆積盆地縁辺部では、堆積物供給量が多く堆積物も粗粒であることから、排水性が良く、かつ深い地下水位条件下で pedotype 3 が発達していたと考えられる。一方、堆積盆地中央部に位置する中山鉱山では、pedotype 3 を認めることができない。ただし、中山鉱山では、グライ化層準を含む pedotype 4 や pedotype 5 が認められる。堆積盆地中央部では、堆積物供給量が少なく堆積物も細粒であることから、排水性が悪く、かつ浅い地下水位条件したで還元的土壌が発達していたと想定される。

以上より、pedotype 3, 4 and 5 は、堆積盆地内部の位置の違いによって、その分布状況に差異があり、堆積物粒度による排水条件の違いや地下水位条件を反映している可能性が示唆される。一方、3 鉱山全てで認められ、出現頻度も高い pedotype 1 や pedotype 2 は、本論地域に分布する土岐口陶土層の土壌環境を代表する pedotype であると考えられる。

3-4-c 愛知県豊田市 瀬戸陶土層の例

3-4-c i 概説

本論では、愛知県豊田市大畑町に位置する豊徳鉦山の採掘場にて調査を行う。豊徳鉦山では、東西方向約 550 m 以上に渡る露天掘り採掘場で、瀬戸層群の地層を観察できる。また、本調査地点は、中山 (1987) の地点 C24 に相当する。

調査地域は、猿投山の南西に位置し、南西方向に開いた標高 150~200 m の丘陵地形を示す (中山, 1987)。調査地域周辺の地質は、中・古生層、花崗岩類、中新統の品野層、第四系に大別される (中山, 1987) が、豊徳鉦山には、花崗岩類、瀬戸層群の瀬戸陶土層と矢田川層が露出する。調査地域において、瀬戸層群と基盤岩類は、不整合面、もしくは逆断層を介して接する。豊徳鉦山に分布する矢田川層は、中山 (1987) の藤岡部層に対比される。瀬戸陶土層は、花崗岩類を不整合関係で覆う。また、瀬戸陶土層と矢田川層藤岡部層の境界は侵食性の不整合境界からなっており、藤岡部層が瀬戸陶土層を 3 m ほど削り込んでいる。

愛知県豊田市に分布する瀬戸陶土層の堆積年代は、植物化石の生層序、古地磁気層序から検討されている。この地域に分布する瀬戸陶土層からは、*Pinus trifolia* の産出が報告されており (Miki, 1941)、この堆積時期が中新世後期に相当すると考えられる。Nakayama et al. (1995) は、豊田地域に分布する瀬戸陶土層に挟まれる広幡火山灰層 (中山, 1987) と泥層が示す正帯磁極期 (TS-E 正磁極) から、これが Harland et al. (1992) の C4A~C5 のクロンに相当し、瀬戸陶土層の堆積年代を約 9 Ma とした。

3-4-c ii 堆積環境

豊徳鉦山では、花崗岩類、瀬戸層群下部の瀬戸陶土層と上部の矢田川層が露出する。なお、豊徳鉦山北側に隣接している伊藤鉦山では、2016 年現在、瀬戸層群下部の瀬戸陶土層は露出しておらず、上部の矢田川層のみが露出している。瀬戸陶土層と矢田川層下部部層の藤岡部層の堆積柱状図を Fig. 3-17 に示す。豊徳鉦山において、瀬戸陶土層の層厚、約 17 m であり、矢田川層下部部層に対比される藤岡部層の層厚は 30 m 以上である。

瀬戸陶土層と矢田川層は、粒度、堆積構造、地層境界、地層の断面、層厚、水平~側方への遷移関係に注目することで、Table 3-8 に示す 11 の堆積相に区分できる。

Table 3-8; Sedimentary facies and their interpretation of sedimentary environment and sedimentary mechanisms of the Seto Group distributed in the Toyota area (Hotoku Mine).

Facies code	Grain size	Thickness (cm)	Shape	Sedimentary structures	Adjacent facies	Interpretation	Miall (1977, 1978, 1996)
Gm	clast-supported pebble gravel with thin-layer of silty sand (ms)	50-?	pinch- and-swell shape	some allochthonous plant fossils (length: ≥ 100 cm), faint cross-beds	Gst	high-density debris-flow deposits	Gci
Gst	vcs-cs, pebble-granule	200-250	lenticular-wedged shape	trough cross-beds (amplitude of up to 200 cm), erosional bases, rip-up clast	Gsp, Gsg, Sr, Ss,	channel deposits	Gt
Gsp	pebble-granule	40-50	successional, wedged shape	low-angle ($\leq 10^\circ$) planar cross-beds (sets: 50 cm), erosional bases	Gst, Ss	channel deposits	Sp
Gsg	granule-vcs, cs-ms	100-250	lenticular-shape, convex-upward	planar cross-beds, normal size-grading	(Gp, Sp)	bar deposits	St
Sr	granule-cs, well-sorted cs-ms	50-120	wedged shape	climbing-ripple, current-ripple	Gst, Ss, Al, Sm	bar deposits (lower flow regime)	Sr
Ss	silty sand (vfs), fs-vfs	20-200	lenticular, convex-downward	current-ripple sandy layer, massive muddy layer with a little carbonaceous material, flame structure, normal size-grading	Gst, Gsg,	channel score-fill deposits	Ss
Sg	cs-ms or granule-vcs	5-60	lenticular, convex-upward	massive or reverse size-grading, combolite-laminae, rarely foreset laminae (angle: 20° - 15°)	MI, Al	crevasse splay deposits	SI
Sm	silty ms-fs	100-150	successional	massive or normal size-grading	MI	back-swamp, pond deposits	FI, Fm
Al	alternating beds of fs-ms and silt-clay	270	successional	massive by bioturbation, current-ripple sandy layer, flame structure	MI, C, Sg	floodplain (natural levee) deposits	FI
MI	silt-clay including sand	40-270	successional	parallel laminae	Sm, C, Sg	back-swamp, lake deposits	Fsm, Fsc
C	lignite with minor silt-clay matrix	10-60	successional	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	MI	swamp or marsh deposits	C

vfs; very fine sand, fs; fine sand, ms; medium sand, cs; coarse sand, vcs; very coarse sand.

Table 3-9; Sedimentary facies associations and their interpretation of sedimentary environment in the Seto Group distributed in the Toyota area (Hotoku Mine).

Sedimentary facies association	Corresponding sedimentary facies	Thickness (m)	Interpretation
MC	Gm, Gst, Gsp, Gsg, Sr, Ss	8	channel bar dominating with point bar
FL	Al, Sm, MI, Sg	3	floodplain or natural levee
LM	MI, C, Sg	6	backswamp
BC	Gst, Gsg, Sr, Ss	9-	channel bar dominating with longitudinal bar

堆積組相の記載

堆積相の出現の随伴関係と古流向、チャネル壁の方向、バーの付加方向をもとに、4つの堆積組相を識別し、堆積環境を解釈した (Table 3-9). 研究地域の瀬戸陶土層は、下位より、堆積組相 MC, FL, LM の順に堆積相が変化し、全体として上方細粒化サクセッションを示す. さらに、瀬戸陶土層の堆積組相 LM を侵食して矢田川層の堆積組相 BC が重なり、侵食性の不整合面を形成している. 以下に研究地域の堆積組相を下から順に記載する.

堆積組相 MC ; 本堆積組相は、調査地域に分布する瀬戸陶土層の最下部に位置し、層厚は約 8 m である. また、デブリフロウ (Gm)、河川のチャネル (Gst, Gsp) やバー (Gsg, Sr)、スコアフィア (Ss) を示す堆積相から構成される. 露頭では、堆積相 Gst, Ss による侵食構造が卓越する (Figs. 3-18-A, 3-18-D). また、バーの付加方向がチャネル壁の方向と直交する傾向にある (Fig. 3-19). 本堆積組相は、高流速の水流による堆積相 (Gst, Gsp, Gsg, Ss) から、砂質で低流速の水流を示す堆積相 (Sr, Ss) へと垂直方向に変化する (Figs. 3-18-B, 3-18-C).

本堆積組相は、侵食や掃流による堆積物であり、河川のチャネルやバーの堆積物と考えられる. バーの付加方向とチャネル壁の方向が直交する傾向は、側方付加を示すバー (ポイントバー) が卓越していたことを示す. 高流速の水流による堆積相から、低流速の水流を示す堆積相に垂直変化することは、主チャネルの移動による流速、水量の減少によると考えられる.

堆積組相 FL ; 本堆積組相は、調査地域に分布する瀬戸陶土層の下位から 8~11 m を占める. 主に、氾濫原 (Al) や池 (Sm)、湖 (Ml) を示す堆積相からなる. また、上に凸の外形をなす塊状逆級化構造を示す自然堤防堆積物 (Sg) を頻繁に挟む. 堆積相 Sg は、層厚最大 60 cm を示す. 砂泥互層からなる堆積相 Al は、上位にむかって砂優勢から泥優勢の砂泥互層へと漸移する. また、砂質な泥層からなる堆積相 Sm は、上位にむかって淘汰の良いシルト~粘土層からなる堆積相 Ml に漸移する.

本堆積組相は、砂泥互層からなる堆積相 Al を主とすることから、定常時に静水域で浮遊泥が沈降し、氾濫時に砂が堆積する氾濫原の堆積物と考えられる. 河川チャネルやバーの堆積環境を示す堆積組相 MC の上に重なり、自然堤防を示す堆積相 Sg の層厚が厚くそれらが頻繁に挟まれることから、チャネルに近接した氾濫原の堆積物と考えられる. 堆積相 Al が、上位にむかって砂優勢から泥優勢の砂泥互層へと漸移することは、氾濫による粗粒な碎屑物の供給頻度が低くなったことを示唆する.

堆積組相 LM ; 本堆積組相は、調査地域に分布する瀬戸陶土層の下位から 11~17 m を占める. 主に、湖 (Ml)、沼沢地 (C) を示す堆積相から構成され、まれに自然堤防相を示す堆積物 (Sg) を挟む (Figs. 3-18-E, 3-18-F). 堆積相 Ml は、最大で 270 cm の層厚を示す. 堆積相 Sg は、層厚最大 50 cm を示すが、堆積組相 FL と比較して挟まれる頻度が低い. 本堆積組相は、

堆積組相 FL の上に位置し、堆積組相 BC 下底のチャネル構造によって、約 3 m 以上削り込まれている。湖沼成層 (Sm, MI, C) は、側方約 550 m 以上連続して追跡することができる。

本堆積組相は、堆積組相 FL と比較して自然堤防の堆積相 Sg の出現頻度が低く、細粒な湖の堆積物 (MI) が卓越することから、チャネルから離れた氾濫原において、特に湖沼域の広がる環境を示すと考えられる。

堆積組相 BC； 本堆積組相は、調査地域に分布する矢田川層下部の藤岡部層の下部を構成する。チャネル (Gst) やバー (Gsg, Sr) 、スコアーフィル (Ss) の堆積相から構成される。露頭では、堆積相 Gsg による上に凸の断面が卓越する。バーの付加方向は、チャネル壁の方向と類似する傾向にある (Fig. 3-20)。本堆積組相は、堆積組相 LM の上に位置し、それを約 3 m 侵食する。

本堆積組相は、網状河川のチャネルやバーの堆積環境を示すと考えられる。チャネル壁とバーの付加方向が一致する傾向にあることは、前方付加を示すバー (縦洲) が卓越していたことを示す。

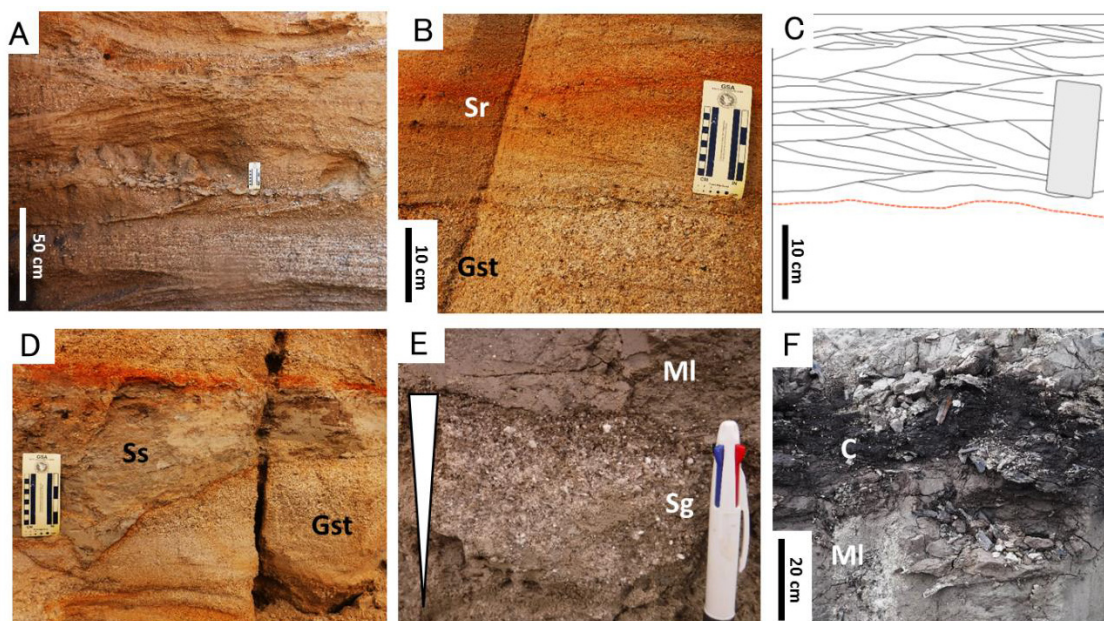


Fig. 3-18; Field photographs showing sedimentary facies and their sedimentary structures. (A) Facies Gst; channel deposits in Facies association MC. The predominant convex-downward shape and trough cross-beds of Facies Gst showing higher-flow regime and strong erosive action in the channel. (B) Facies Gst and Sr. (C) Sketch of outcrop showing Fig. 3-18-B. Facies Sr showing climbing ripple. The dotted line shows the boundary between Facies Gst and Sr. (D) Facies Gst and Ss. Shape of Facies Ss shows apparent convex-downward and erosional base and sedimentation of muddy clasts indicating channel score-fill. (E) Facies Sg and MI with clear boundary. Facies Sg shows reverse grain size-grading. (F) Facies MI and C. Facies MI shows well-sorted silt-clay. Facies C consists of abundant allochthonous plant fossils.

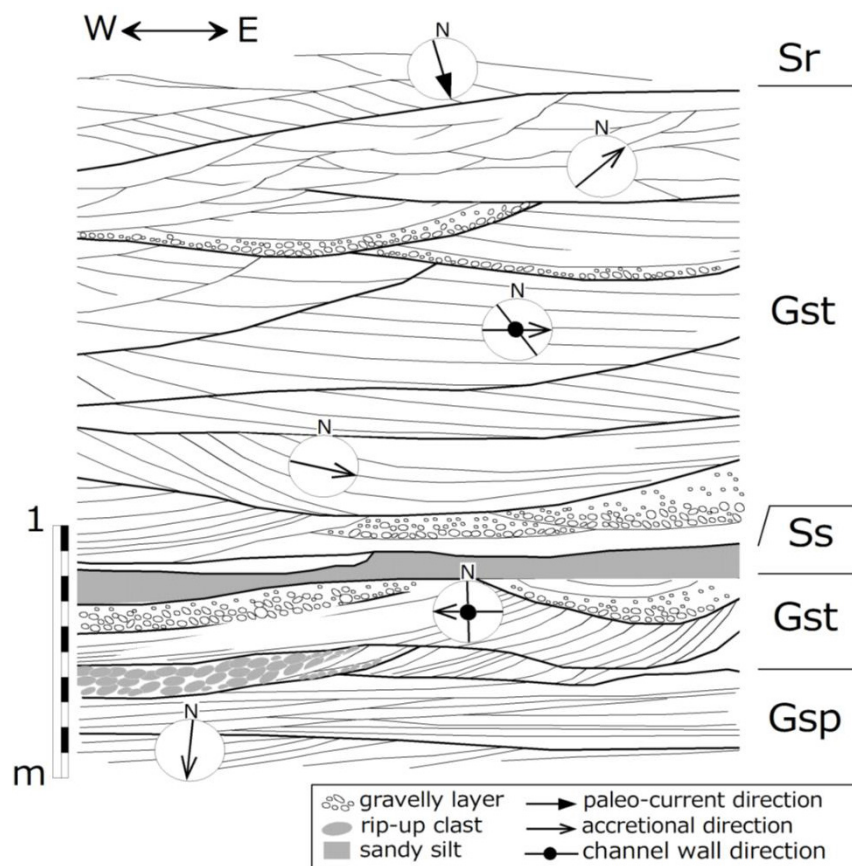


Fig. 3-19; Sketch of the channel and bar deposits at the 5.2–7.5 m up-section in the Seto Porcelain Clay Formation in the Hotoku Mine. Gsp, Gst, Ss and Sr mean sedimentary facies. For the details of sedimentary facies see Table 3-8.

堆積環境の解釈

堆積相解析より、豊田地域に分布する瀬戸陶土層の堆積環境は、河川のチャネルやバーと、その氾濫原、後背湿地、湖沼だったことがわかる。陶土層全体として、チャネルやバーの堆積組相 (MC) から氾濫原や後背湿地の堆積組相 (FL, LM) へと上方細粒化サクセッションを示すこと、チャネルやバーの堆積組相 (MC) においてバーの付加方向がチャネル壁と直向する傾向にありポイントバーが卓越していたことから (Figs. 3-17, 3-19), 豊田地域の瀬戸陶土層の堆積システムは、蛇行河川システムであったといえる。また、本地域の瀬戸陶土層では、湖沼成層 (Facies Sm, Ml, C) を側方約 550 m 以上連続して追跡することができ、恵那市南部、土岐～多治見地域、瀬戸地域に分布する陶土層と比べて、地層 (特に滞水成層) の水平連続性が最も良い。このことは、豊田地域に分布する陶土層の特性といえる。

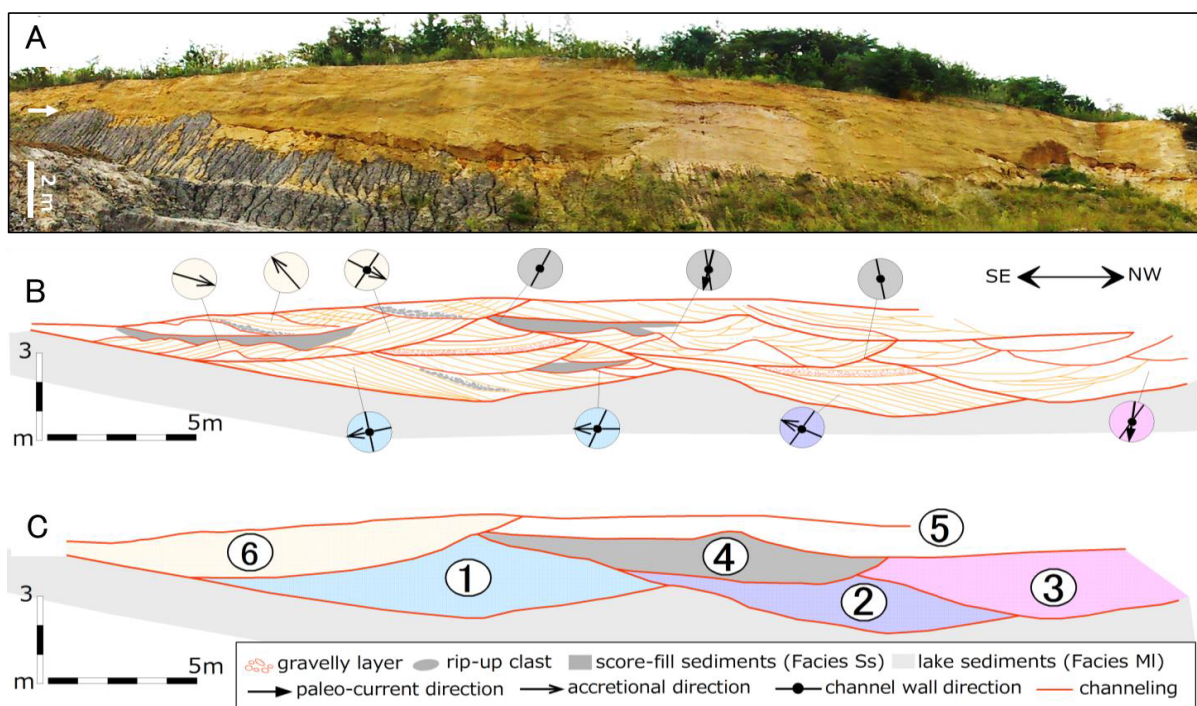


Fig. 3-20; Photograph and sketches of outcrop of the channel deposits of the Yadagawa Formation in the Hotoku Mine. (A) Channeling structure (white arrow) by the facies association BC (the upper part of this picture). The lower part of this picture shows facies association LM. (B) Sketch of Fig. 3-20-A and paleo-current direction. (C) Interpretation of the order of erosion by channel of Fig. 3-20-B.

3-4-c iii 古土壌環境

研究地域に分布する幅約 500 m, 高さ約 15 m の露頭において, 瀬戸陶土層の地層断面から 3 面の古地表面を認識した (Fig. 3-21). ここではそれぞれの古地表面を下位より, 古地表面 I, I', II と呼ぶ. 古地表面 I' は, 堆積組相 MC によって侵食されており残存していない. しかし, 後述の現地性植物化石や土壌層位, 鏡下での土壌構造の存在より, 古土壌相が存在していたことが示唆される. 各面が地表に露出していた際に形成された土壌層を, それぞれ古土壌①, ①', ②とする. 古地表面 I は, 高さ 150~200 cm 程度の水平方向に緩やかな起伏をなし (Fig. 3-21), 古土壌の層厚や構成物の特徴は古地表面の起伏に沿って水平方向に変化する. そこで, 観察部位毎の古土壌の特徴を把握するために, 地形的な凹地と小丘状の地形を含む 3 つのセクションにおいて土壌プロファイルを作成し, 古土壌①を南南西から北北東へ順に, 古土壌①-l, ①-u, ①-p と細分した. 各セクションにおける古土壌プロファイルとそれらの側方・垂直関係を Fig. 3-22 に示す.

それぞれのセクションにおいて, 植物化石, 土壌層位, 土壌構造, 化学組成 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比, CIA 値) に注目して古土壌を記載し (Figs. 3-22, 3-29), 土壌生成プロセス, 生物活動, 排水条件の解釈と土壌分類を行った. 各古土壌と現生土壌分類との対応を Table 3-10 に, 土壌発達程度の区分を Table 3-11 にそれぞれ示す. なお, Fig. 3-22 で示されるシデライトノジュールは, 顕微鏡下で認められたものである.

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比は, 主に Al_2O_3 を含む粘土鉱物と石英粒子の比率を表し, 粒度を表す指標として用いられる. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比の粒度指標としての妥当性については, 4 章で述べる. CIA 値は, アルカリ, アルカリ土類元素の枯渇に伴う相対的な Al_2O_3 の濃集程度を表す化学風化指標であり (Nesbitt and Young, 1982, 1984), その算出方法については, 4 章で述べる. また, 化学分析の方法を Appendix 5 に, 分析値を Supplementary Table 3 に示す,

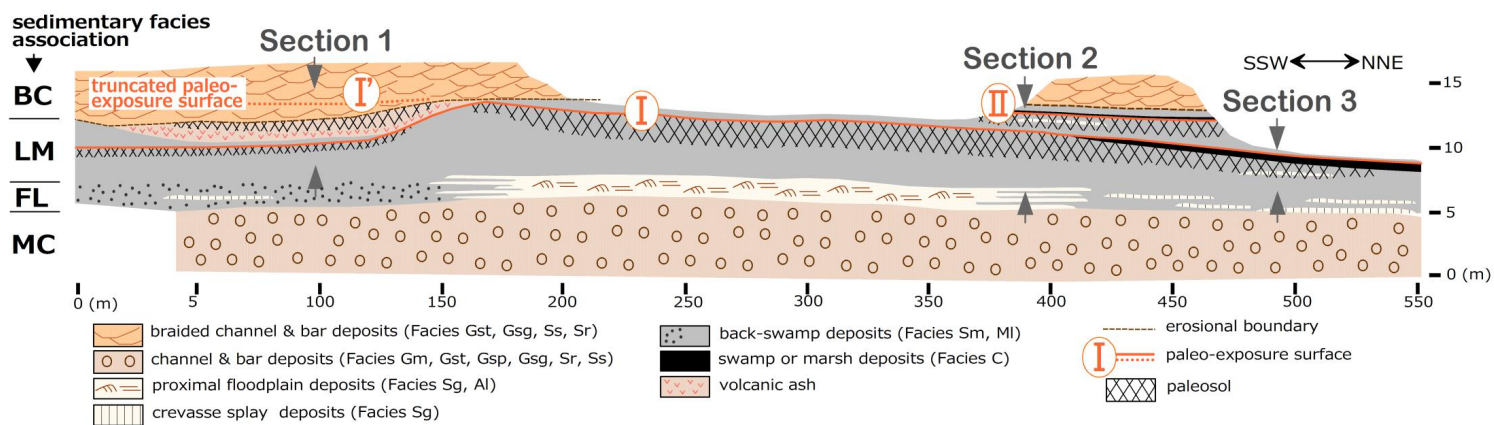


Fig. 3-21; Sketch of outcrop in the Hotoku Mine and the locations of sections that paleosol profiles of Figs. 3-22 and 3-29 are described (note vertical exaggeration 4x).

古土壤①-I

記載； 古土壤①-Iは、古地表面 I の南南西側に位置する凹地状の地形面に形成されている。母材は堆積相 M1 のシルト～粘土層である。

本古土壤は、細根の密集する層準が水平方向に約 50 m 連続することから、その上面を古地表面として識別できる。また、本古土壤は研究地域の北北東の小丘状の地形に向かって、後述の古土壤①-u へと漸移する (Figs. 3-21, 3-22)。土壤層位の分化は不明瞭であるが、層厚約 50 cm の Bg 層が認められ、土壤層全体が青灰色、ないし灰色 (10BG7/1, 10GY5/1) を呈する。A 層は認められず、上位の古土壤①' と不鮮明な境界面で接する。Bg 層の下位の層準には、初生的堆積構造である平行葉理が残存しており、鏡下観察においても土壤団粒構造や集積粘土、ペレットといった土壤化の証拠が認められない。従って、この層準は古土壤とはいえない。本古土壤では C 層に相当する土壤層準が欠如している。Bg 層から採取した試料は、集積粘土や粒子の被膜物 (cutan)、ペレット (直径 20～30 μm) を豊富に産する。団粒構造はみられない。また、古地表面から深さ約 10 cm と約 35 cm の Bg 層内において、シデライトノジュールを豊富に含む (Fig. 3-27-E)。これらは直径 50～400 μm で集片双晶を形成し、外縁部が赤鉄鉱によって置換されている。シデライトノジュールは、集積粘土が作る微細な葉理をオーバープリントして分布する。

化学組成 (Fig. 3-29) は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が、Bg 層で大きく (0.40～0.44)、C 層で小さい (0.29)。CIA 値も同様に、Bg 層で大きく (91～92)、C 層で小さい (83)。

解釈； 本古土壤は、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan) の存在、ペレットの分布から酸化的な条件で形成されたと考えられる。また、初生的堆積構造が残存する層準の深さから、少なくとも古地表面より深さ約 50 cm まだが地下水面より上位にあり、土壤化を被っていたと考えられる。ただし、土壤層序の分化が不鮮明で土壤層が薄いこと、直径 1 cm 以上の根化石を産出しないこと、団粒構造や土層分化が認められないことから、土壤の成熟度は低いと考えられる。

これらの特徴から、本古土壤は、F.A.O. (1977b, 1978) の *fuvisol* に、Soil Survey Staff (2010) の *inceptisol* に相当するといえる。土壤層全体が青灰色、ないし灰色であり赤色～赤褐色の土色を呈さないことや集積粘土にオーバープリントして形成されたシデライトノジュールの存在は、本古土壤が二次的に水に飽和していたことを示唆する。そのため、これらの土壤層準はグライ化を受けた層であると解釈できる。農耕地土壤分類 (農林水産省, 1991) において、本古土壤は褐色森林土に相当する。日本の統一的土壤分類体系 第二次案 (日本ペドロジー学会, 2002) において、本古土壤は普通褐色森林土に相当する。

古土壤①-u

記載； 古土壤①-u は、古地表面 I が作る小丘状の地形面上に発達する (Figs. 3-21, 3-22)。母材は堆積相 M1 のシルト～粘土層と堆積相 A1 の砂泥互層であり、一部の層準に堆積相 Sg の舌状砂層を含む。

本古土壤は、根化石と細根を豊富に産し (Fig. 3-23), 水平方向に約 250 m 連続して古地表面を追うことができる (Fig. 3-21). また、土壤層位上面である古地表面が波状にうねっており、緩やかな小丘状の起伏をなすこともある (Fig. 3-24-C; 白矢印). この起伏の高さは 30 cm 以上である. 手標本サイズでは、うねった剪断面が水平方向に密に配列し、剪断面の表層に条線を伴う鏡肌が認められる (Figs. 3-24-D, 3-25). 鏡下では高干渉色の粘土基質に、微細な粘土鉱物からなる剪断バンドが観察できる (Fig. 3-26-D). また、鏡肌は団粒構造を変形させたり、切断していることもある (Fig. 3-26-C).

古土壤の土層分化は明瞭である. 層厚 10~20 cm の A 層では、団粒構造が発達する. 層厚 60 cm 以上の Bt 層では、鏡肌を伴う剪断バンドによって分断された 0.7~1.0 cm 径の団粒構造が発達する. 鏡下観察において、この層準では、集積粘土 (Figs. 3-27-A, 3-27-B), 粒子の被覆物 (cutan) や clinobimasepic plasmic 組織, masepic plasmic 組織が認められる. Bw 層では、径 4~10 cm の団粒構造が発達しており、A 層や Bt 層と比べて大きな塊として割れやすい. C 層では、初生的堆積構造であるカレントリップルが残存しているが、細根、ペレットが産出する. また、本古土壤の上位には、未分解の植物遺骸と碎屑物を含む O 層と A 層が 2~3 枚繰り返しオーバープリントしつつ連続的に土壤層が発達している構造が認められる (Figs. 3-22, 3-24-C).

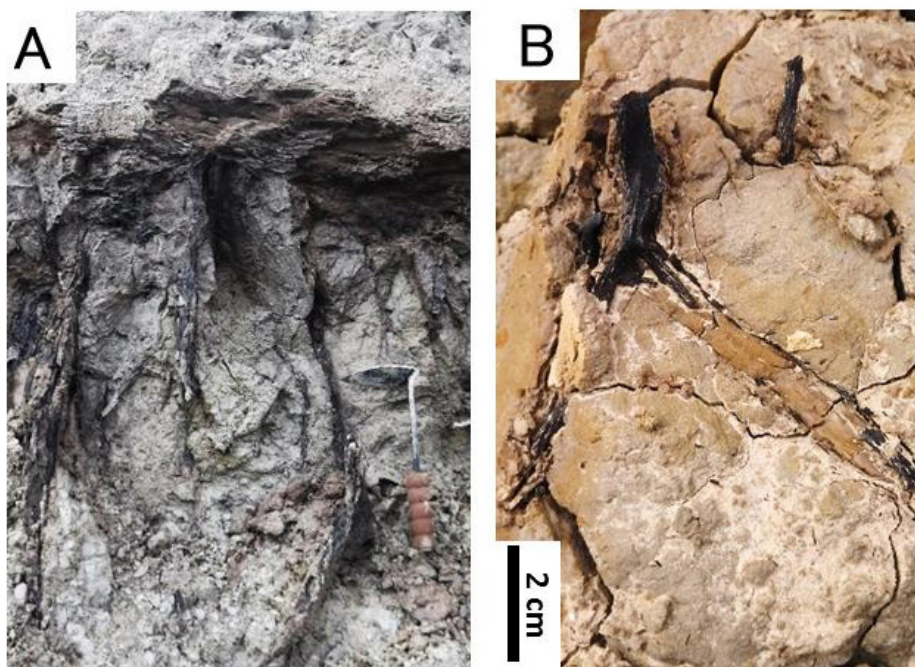


Fig. 3-23; Field photographs of plant fossils. (A) The solum of paleosol ①-u yielding a lot of root fossils. (B) Root fossils showing branching structure.

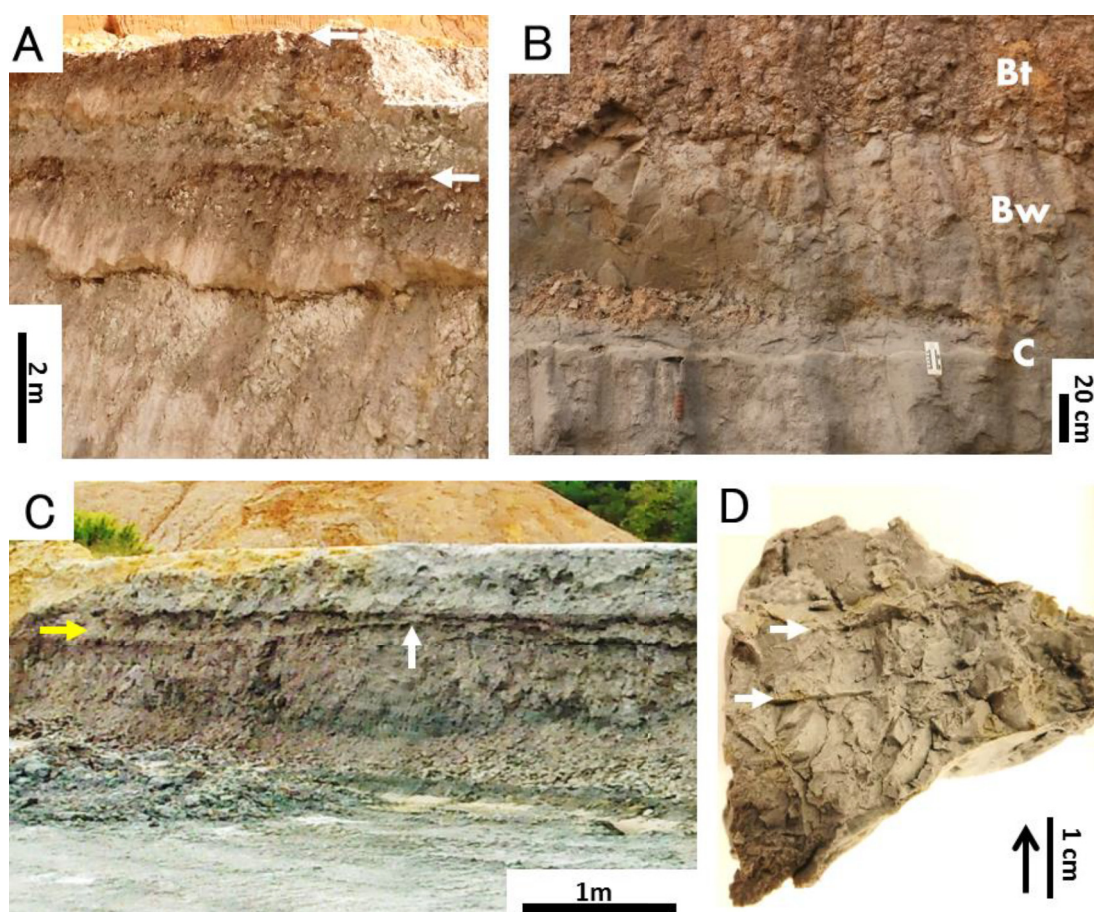


Fig. 3-24; Field photographs of paleosols. (A) Field photograph showing paleo-exposure surface (white arrows) of paleosol ① and ②. (B) The solum of paleosol ①-u showing strongly differentiated soil horizons. Bt horizon (argillic horizon) indicates brownish-reddish color and blocky pedstructure. The Bw horizon indicates pedstructure characterized by large dessication cracks. The C horizon indicates grayish color and sedimentarily relict bedding. (C) Gilgai microrelief of paleosol ①-u. The paleo-exposure surface (yellow arrow) shows hummock and swale microtopography and upward buckling (white arrow). The soil horizon has 2-3 sheets of O-A horizon that showing vertically stacked soil profile (=compound soil). (D) A hand specimen of the lower part of the Bt horizon of paleosol ①-u. Note the sub-angular blocky peds and sub-horizontal slickensides (white arrows). The black arrow indicates stratigraphic upper level.

古土壌①-u には、最長 220 cm、最大直径 8.0 cm の根化石が含まれる (Fig. 3-23-A)。その周辺では、露頭面の水平方向 2 m の範囲に直径 1 cm 以上の根化石が最大で 21 本産出する。また、研究地域の北北東に向かって根化石の長さや産出密度が小さくなる傾向がある。ペレットも根化石と同じ深さまで分布する。古地表面から深さ 160 cm の古土壌層準では、直径 0.05 mm のシデライトノジュールを産する。

鉱物、化学組成は、表層に向かって $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が増大する傾向を示す (Fig. 3-29)。CIA 値は、土壌層層の Bt 層 (古地表面から深度 5~10 cm) で最大値を示し (97)、それより深くなるにつれて低くなり、B 層下部 (古地表面から深度 160~165 cm) で最小値 (83) を示す。解釈； 本古土壌は、根化石、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan) の存在、ペレットの分布より、酸化条件で形成され、少なくとも古地表面下約 150 cm までは定常的に、地下水面より

上位にあったと考えられる。土層分化が明瞭であり Bt 層が発達すること、団粒構造が明瞭で根化石を豊富に産すること、B 層下部から Bt 層に向かって $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と化学風化度が大きくなることから、土壌の熟成度は高いといえる。このような特徴より、本古土壌は、F.A.O. (1977b, 1978) の *acrisol* に、Soil Survey Staff (2010) の *ultisol* に類似する。また、本古土壌は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の赤色土、黄色土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の粘土集積質赤黄色土に類似する。

ハンモック・スウェール状の微地形は、膨縮性粘土鉱物に富む粘土質な母材をもとに、乾燥に伴う割れ目の形成とその割れ目の粘土による埋積の周期的な繰り返しによってできる凹凸状の微地形 (*gilgai microrelief*; Paton, 1974; Ahmad, 1996) に相当すると考えられる。また、土壌層内部における波状構造は、*mukkara subsurface horizon* (Paton, 1974; Pal et al., 2012) に類似する。これらの構造は、膨縮性に富んだ粘土質の土壌が原因とされる (Retallack, 2001; Nordt and Driese, 2009)。このような粘土質な性質から、本古土壌は、F.A.O. (1977b, 1978), Soil Survey Staff (2010) の *vertisol* の特徴も併せ持つといえる。*Vertisol* は、現生の日本列島に分布しないため (F.A.O., 1977b, 1978), 農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), 日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) において、*vertisol* に相当する土壌群は設定されていない。

本古土壌の上位には、O 層と A 層が 2~3 枚繰り返しオーバープリントしつつ連続的な土壌層が発達する。これは、Marriott and Wright (1993), Wright and Marriott (1996) や Kraus (1999) の *compound soil* に相当し、本古土壌の発達後期において、堆積物が上方に堆積しつつ土壌化も同時に進行していたことをあらわす。

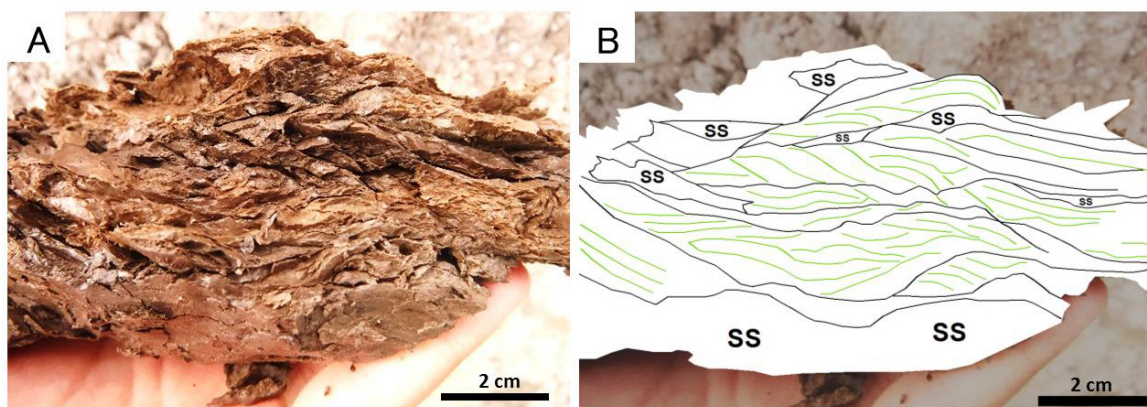


Fig. 3-25; A hand specimen of the upper part of the Bt horizon of paleosol ①-u. Note the clay heave structure and sub-horizontal slickensides. (A) Photograph of the hand specimen sample collected from the upper part of the Bt horizon of paleosol ①-u. (B) Sketch of Fig. 3-25-A. SS; slicken side.

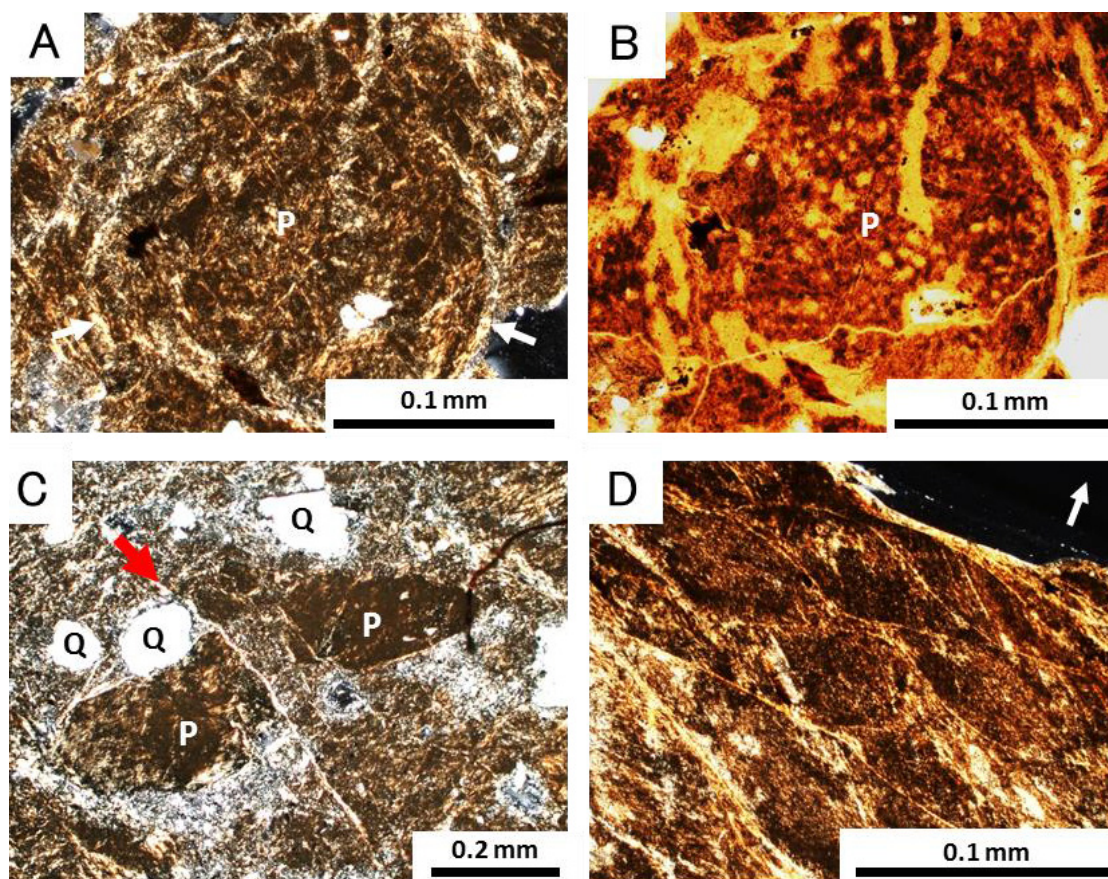


Fig. 3-26; Thin-section photomicrographs of pedogenic materials. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) XPL. Micro-pedstructure (P) in void (white arrows). The void is filled with clay (cutan; argillan). Bt horizon of paleosol ①-u. (B) PPL of Fig. 3-26-A. (C) XPL. Micro-pedstructures are sheared by slickensides (red arrow) into lentil peds (P). These peds are covered with argillan (Bt horizon of paleosol ①-u). Q; Quartz. (D) XPL. Slickensides in hummock and swale structure showing clay heave structure with clinobimasepic microfabric; Network of highly birefringent streaks in two preferred directions and at a low angle (A horizon of paleosol ①-u). The white arrow indicates stratigraphic upper level.

古土壤①-p

記載； 古土壤①-p は、古地表面 I の北北東側に位置する見かけ上の“低地”に発達する (Fig. 3-21). 母材は堆積相 MI のシルト～粘土層であり、一部の層準に堆積相 Sg の逆級化礫質砂層を挟む。

本古土壤は、古地表面 I の南南西側に発達する古土壤①-u から漸移してきており、根化石、細根の産出する層準をもとに水平方向に約 150 m 以上追跡することができる (Fig. 3-21). 土層分化は明瞭であり、厚さ 50cm の O～A 層、厚さ 70cm の B 層が識別できる。O～A 層では、5 mm の厚さで板状に割れる団粒構造が発達するが、条線や鏡肌は認められない。古地表面から約 95 cm 以深の層準では、初生的堆積構造である平行葉理が残存し、土壌化の証拠が認められない。従ってこの層準は古土壤といえない。本古土壤は C 層に相

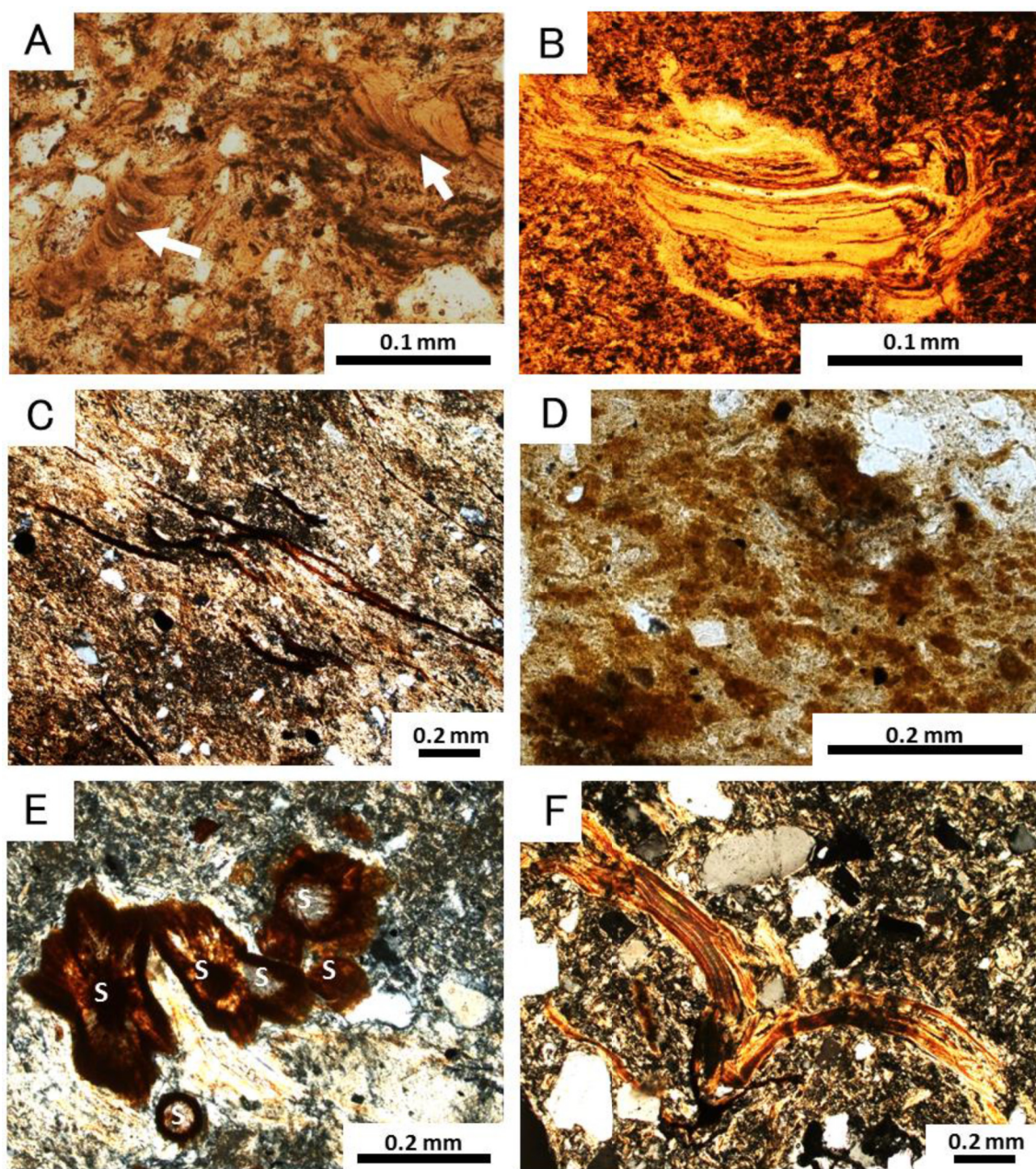


Fig. 3-27; Thin-section photomicrographs of pedogenic materials. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. **(A and B)** PPL. White arrows indicate illuviated clay showing laminated structure (A horizon of paleosol ①-u). **(C)** XPL. Omniseptic microfabric; All highly birefringent, oriented plasma (A horizon of paleosol ①-p). **(D)** PPL. Fecal pellets (Bg horizon of paleosol ①-l). **(E)** XPL. Siderite graebules are precipitated in void filled with clay (illuviated clay). These siderite graebules are partially replaced by hematite and covered with sesquioxide (Bg horizon of paleosol ①-l). **(F)** XPL. Biotite replaced by vermiculite. That is physically peeled in thin layers along cleavage plane (sandy A horizon of paleosol ②).

当する土壌層準が欠如している。その上位では集積粘土 (omniseptic plasmic 組織; Fig. 3-27-C)や粒子の被覆物 (cutan)が認められる。また、深さ 30～50 cm では、赤灰色 (5R5/1)を呈する斑紋 (mottling)が認められる (Fig. 3-28-A)。

本古土壌では、横方向に伸びる根化石が豊富に産出する。これらは、上方向に分岐することもある。根化石の長さは平均 30 cm, 最大直径 2.0 cm である。古地表面とほぼ同じ層準 (深度 3 cm) と B 層下部 (深度 65 cm) にシデライトノジュールが分布する。

化学組成は、土壌層全体で $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.39\sim0.50$, CIA 値=91~93 の範囲にある (Fig. 3-29)。

解釈； 本古土壌は、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan)、初生的堆積構造が残存する層準の深さから、初生的には酸化的な条件で形成され、古地表面から深さ約 90 cm までは地下水面より上位にあったと考えられる。しかし A 層と B 層の層厚が薄く、Bt 層が発達しないことは、土壌化が弱かったことを示唆する。また、O 層が厚く堆積していることから、植物遺骸の堆積速度がそれらの分解速度を上回る環境であったと考えられる。シデライトノジュールは、古地表面とほぼ同じ層準、すなわち O~A 層中に産し、最終的に古地表面直下まで水に飽和していた時期があったことを示す。また、根化石は、横方向にも上方向にも分岐しており、水生植物による呼吸根、ないしランナー (走出枝) やストロン (匍匐枝) であると考えられる。一般に水平方向に伸びる根化石、特に呼吸根は、水に飽和した還元的な土壌 (沼沢地や潮間帯など) の特徴とされている (Whydrow and McClure, 1981; Retallack, 2001)。

厚い泥炭層、古地表面とほぼ同じ層準に産するシデライトノジュールの存在、横方向に伸びる根化石の産出より、最終的に本古土壌は沼沢地周辺の古土壌として形成されたと解釈でき、F.A.O. (1977b, 1978), Soil Survey Staff (2010) の histosol に相当すると考えられる。また、一般的に赤色の斑紋状構造 (mottling) は、地下水位の変動によるグライ化の証拠となる (Benett et al., 1991; PiPujol and Buurman, 1997; Retallack, 2001)。従って、本古土壌は季節的な地下水位変動による地下水グライ化を被っていたと考えられる。本古土壌は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の泥炭土、ないし黒泥土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の低位泥炭土、中間泥炭土、高位泥炭土に類似する。

古土壌①'

記載； 古土壌①'は、低地に発達した古土壌①-I の上位に堆積相 BC の泥層と火山灰が堆積した後、それらを母材として発達している (Figs. 3-21, 3-22)。ただし、古地表面は、堆積組相 BC 内のチャンネル構造によって侵食されており認識できない (Figs. 3-21, 3-22)。

本古土壌は、根化石を産出しないが、生痕化石や団粒構造、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan) の存在から古土壌として識別できる。侵食面から深さ約 70 cm にて初生的堆積構造である平行葉理やコンボルト層理が残存しており、その上位の試料中に集積粘土や粒子の被覆物 (cutan) が多数認められる。淡い土色 (7.5Y6/1) を呈する溶脱層は少なくとも厚さ 25 cm 以上発達しており、下位に向かって明黄褐色 (2.5Y6/6) を呈する B 層 (層厚 30 cm 以上) へと漸移する (Fig. 3-28-C)。B 層では、団粒構造 (縦 0.5~0.7 mm, 横幅 1 cm) が認められ、それらは鏡下において直径 0.1~0.2 mm の球状で不鮮明な外形を示す。また、masepic plasmic 組織が発達する。B 層は、赤鉄鉱などの酸化鉄に覆われた生痕化石を豊富に産する (Fig. 3-28-

B). これらの生痕化石は、最大直径 1 cm で垂直、水平方向に複雑に枝分かかれし、内部が砂～シルト粒子によって充填されている。侵食面から約 55 cm 以深の層準では、初生的堆積構造である平行葉理が残存しており、土壌化の証拠が認められない。従って、この層準は古土壌とはいえない。本古土壌では C 層に相当する土壌層準が欠如している。

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値は, Bw 層上部 (侵食面から深度 35~40 cm) で大きい ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.54$, CIA 値=92) が, A 層と B 層の最下部層では似通った値を示す ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.26\sim0.46$, CIA 値=87~89; Fig. 3-29).

解釈； 古土壌①'は、集積粘土と粒子被覆物 (cutan) の存在、初生的堆積構造の残存する層準の深さより、少なくとも深度約 70 cm までは地下水面より上位にあり、酸化的な条件で土壌化を被っていたと考えられる。ただし、堆積組相 BC による侵食によって古地表面が残存していないため、土壌化深度の詳細は不明である。B 層において *masepic plasmic* 組織が発達すること、団粒構造が豊富であることから、本古土壌は, F.A.O. (1977b, 1978) の *acrisol* に, Soil Survey Staff (2010) の *ultisol* に類似するといえる。ただし、母材物質から分類すると, Soil Survey Staff (2010) の *andisol* (火山灰土壌) に相当するといえる。また、本古土壌は古地表面および表層土壌層準が削剥されているため、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), および日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) において該当する土壌群を決定することが困難である。

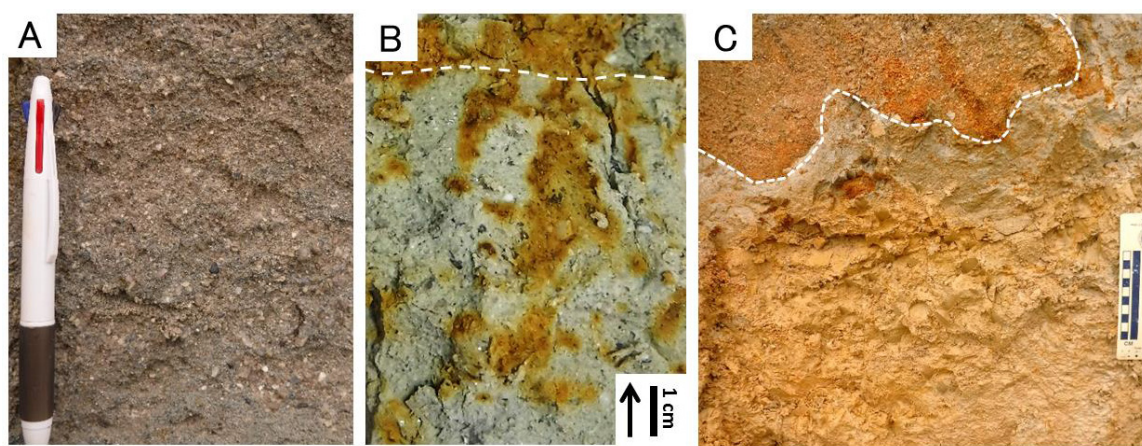


Fig. 3-28; Field photographs of paleosols ①-p and ①'. (A) Sandy layer showing mottling of reddish gray color (paleosol ①-p). (B) Burrows covered with sesquioxide (paleosol ①'). The dotted line shows grain size boundary between the upper coarse-grained layer and the lower fine-grained layer. The black arrow indicates stratigraphic upper level. (C) The solum of paleosol ①' showing light-colored (7.5Y6/1) volcanic ash layer and yellowish (2.5Y6/6) B horizon. The white dotted line shows erosional surface by the gravelly channel deposits.

古土壌②

記載； 古土壌②は、古地表面Ⅰの上位に堆積した堆積相 MⅠの泥質堆積物を母材として発達する。また、本古土壌の母材には、堆積相 Sg のレンズ状礫質砂層を含む。古地表面Ⅱと古土壌②は、研究地域の南南西において、古地表面Ⅰと同様に、堆積組相 BC のチャンネル底面による侵食を受け消失している。

古土壌は、根化石、細根を豊富に産しかつ土層分化も明瞭で、A 層は層厚約 10 cm で、団粒構造が豊富である。Bt 層は層厚約 80 cm 以上発達する。これらはあることから、それらをもとに水平方向に約 80 m 連続して追跡できる (Fig. 3-21)。また、本古土壌では C 層に相当する土壌層準が欠如している。本古土壌の土層分化、根化石、土壌構造は、古土壌 ①-u のそれと類似し、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan)、ペレット (Fig. 3-27-D) を豊富に産するが、gilgai microrelief や mukara subsurface horizon を伴わない点で異なる。

本古土壌に含まれる根化石は、最長 120 cm、最大直径 9.0 cm を示す。露頭面の水平断面方向 2 m の範囲に直径 1cm 以上の根化石が最大で 25 本産出する。

粒径と化学風化度は、礫質砂層からなる母材の層準 (古地表面から深さ 45~50 cm) で低い値 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.24$, CIA 値=82)を示すものの、Bt 層 (古地表面から深さ 10~15 cm)において土壌層全体でもっとも高い値 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.66$, CIA 値=96)を示す (Fig. 3-29)。

解釈； 本古土壌は、根化石、集積粘土、粒子の被覆物 (cutan)の存在より、少なくとも古地表面下 180 cm までは恒常的に地下水面より上位にあり、酸化的な条件で作られたと考えられる。本古土壌は、土層分化が明瞭であること、団粒構造や根化石を豊富に産すること、clinobimasepic plasmic 組織や masepic plasmic 組織が認められることから、著しい土壌化を被っていたと考えられる。また、厚く発達した Bt 層の存在より、本古土壌は、F.A.O. (1977b, 1978)の acrisol に、Soil Survey Staff (2010)の ultisol に相当するといえる。また、本古土壌は古地表面および表層土壌層準が削剥されているため、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), および日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)において該当する土壌群を決定することが困難である。

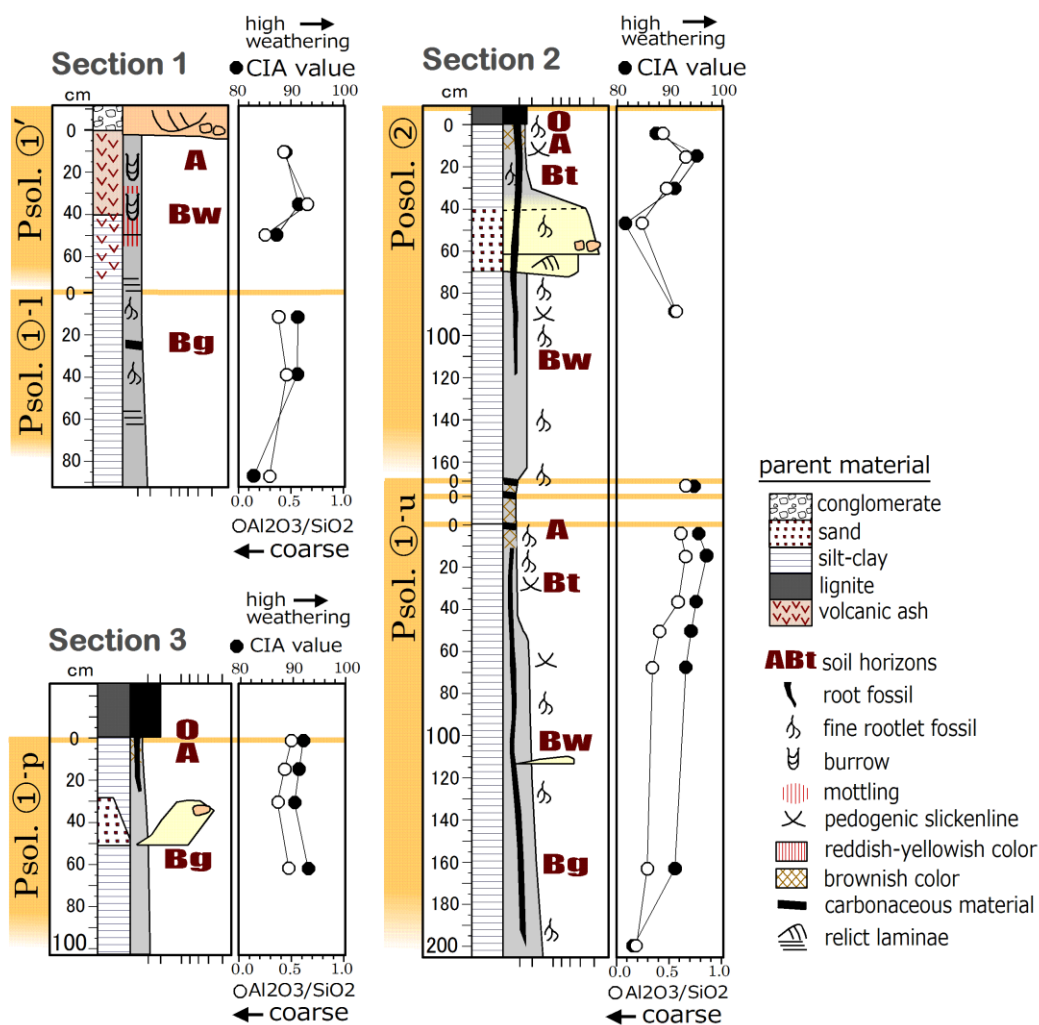


Fig. 3-29; Geochemical profiles of each paleosol. For the location of each column see Fig. 3-21. CIA values are calculated from the following equation. CIA value=molar ratio $\{Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*) \times 100\}$. CaO^* is CaO in silicates only (Nesbitt and Young, 1982, 1984). Psol.; paleosol.

Table 3-10; Correlation among pedotypes of the Seto Porcelain Clay Formation distributed in the Toyota area and USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), world map (F.A.O., 1977b, 1978), Classification of cultivated soils in Japan (MAFF, 1991) and Unified soil classification system of Japan (Japanese Society of Pedology; JSP, 2002). N/A; not applicable.

paleosol profile	USDA soil (Soil Survey Staff, 2010)	F.A.O. (F.A.O., 1977b, 1978)	Classification of cultivated soils in Japan (MAFF, 1991)	Unified soil classification system of Japan (JSP, 2002)
①-I	Inceptisol	Fluvisol	褐色森林土	普通褐色森林土
①-u	Ultisol, Vertisol	Vertisol	N/A	N/A
①-p	Histosol	Histosol	泥炭土, 黒泥土	低位泥炭土, 中間泥炭土, 高位泥炭土
①'	Ultisol, Andisol	Acrisol	N/A	N/A
②	Ultisol	Acrisol	N/A	N/A

Table 3-11; Stages of paleosol development for the paleosols and pedotypes in the Tokiguchi or Seto Porcelain Clay Formation. See Table 3-2 for the criteria of the stages of paleosol development. N/A; not applicable.

Stage	Maturity	Corresponding paleosols and pedotypes		
		Southern part of Ena	Toki-Tajimi	Toyota
stage 1	very weakly developed	Paleosol D-1	Pedotype 3	N/A
stage 2	weakly developed	Paleosol A	N/A	N/A
stage 3	moderately developed	Paleosols B & D-2	Pedotypes 2 & 5	Paleosol ①-l
stage 4	strongly developed	Paleosol C	Pedotype 4	Paleosol ①-p
stage 5	very strongly developed	N/A	Pedotype 1	Paleosols ①-u & ②
—	unknown (because of truncation)	N/A	Pedotype 6	Paleosol ①'

古土壤環境の議論

豊田地域に分布する瀬戸層群に認識できる古地表面は、主に、池や湖の泥質堆積物を母材とする。古地表面Ⅰは、水平方向に凹凸をなす地形面を呈していたことが明らかである。この凹凸状の地形面は、粒度差に起因する堆積後の差別的な沈降に起因する可能性があるため、堆積・土壤形成時に形成されたオリジナルな地形面ではない可能性が考えられる。

古土壤の層厚や特徴は、古地表面に沿って漸移的に側方変化する。このことは、同時期に存在した古地表面であっても、それぞれの地点における微地形の変化による排水条件や粒度の違いによって、土壤化プロセスが異なっていた可能性を示唆する。

古土壤①-Ⅰは、グライ化を受けた *inceptisol* に相当し、古地表面Ⅰの南南西側の低地に発達していた。また、本古土壤は古土壤①-u に側方変化し、本古土壤の形成当時は平均的な地下水位が地表面に近接しており、排水条件が悪かったと考えられる。また、本古土壤は土層分化や根化石、鏡下における土壤構造の発達に乏しいことから（ステージ; *moderately developed*）、古地表面の曝露時間が短かったといえる。その要因として、低地であるが故に碎屑物供給による地表面の被覆が生じやすい環境にあった可能性が考えられる。

古土壤①-p は、古地表面Ⅰがなす北北東側の低地に発達していた。本古土壤は、*histosol* に相当し地下水グライ化を被っていたと考えられる。本古土壤と古土壤①-Ⅰとの違いは、土壤層厚と泥炭の層厚である。古土壤①-Ⅰよりも土壤層厚が厚い理由として、本古土壤の発達していた場所がディスタルな環境にあり、碎屑物供給による地表面の被覆が生じにくい堆積環境下にあったことが挙げられる。また、古土壤①-p では、O 層が最大 50 cm 層厚と厚く堆積している。一般に、水に飽和した土壤環境では、好気性微生物による有機物の分解によって無酸素状態に陥り易く、有機物分解が停滞する (Falini, 1965)。従って、厚い泥炭の存在は、古土壤形成後期において沼沢地のような停滞水環境下におかれたことを意味する。そのような環境下でグライ化が進行していたものと考えられる。

古土壤①-u は、*vertic* な層準をもつ *ultisol* に相当し、小丘状の地形面にあった。そのため、露頭面では、波長 2 m ほどのなだらかな境界面となっている。この起伏が、良好な排水性を生じさせ、粘土質土壤の形成を促進させた可能性がある。

古土壤①は、*ultisol*、ないし *andisol* に相当し、古土壤①-u の発達する小丘状の古地表面とほぼ同じ高さにあったと考えられる古地表面で形成されている。ただし、この古地表面は、堆積組相 BC の河川チャネル底面によって侵食されているため認識できない。従って、本古土壤の発達度や特徴と微地形との関連性は不明である。

古土壤②は、水平方向に約 80 m 連続する古地表面Ⅱにおいて形成されており、比較的なだらかで平らな古地表面で発達していたと考えられる。ただし、本論地域の南南西において、古地表面Ⅱは堆積組相 BC の河川チャネル底面による侵食を受け消失している。これより、本古土壤の熟成度や特徴と微地形との関連性の詳細は不明である。

以上の考察を概念的に表した図が Fig. 3-30 である。豊徳鉾山に分布する瀬戸陶土層の古土壤の多様性は、主に微地形、堆積物供給量、植生の繁茂程度によって生じたと考えられ、

古土壤①-l, 古土壤①-p, 古土壤①'が特に局地的な微地形, 植生に左右されていることが示唆される. 一方, 古土壤①-u, 古土壤②は, ultisol および vertic な ultisol に相当, 類似し, 層厚 60 cm 以上の厚い Bt 層や明瞭な土層分化を示し, 最終的な土壤発達ステージに該当する. 前述のように, 厚い粘土質な Bt 層の形成には, 数万年の曝露時間を要する (Markenwich et al., 1990; Retallack, 2001). 古埋没後の圧密を考慮すると, 本層はこれよりも厚く発達していたことが想定でき, 古土壤①-u と古土壤②が, 長い時間スケールをかけて当時の代表的土壤環境を示すと考えられる.

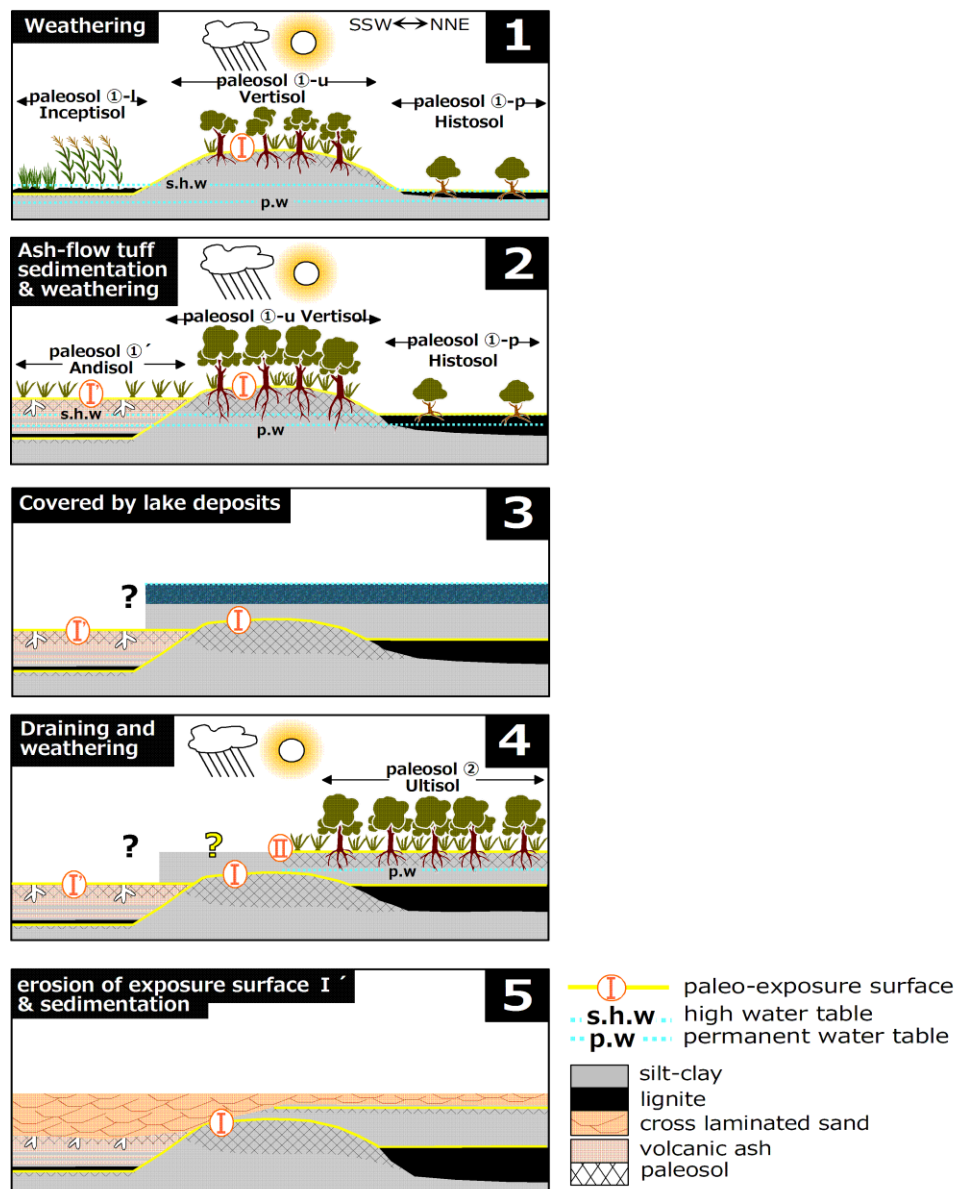


Fig. 3-30; Proposed paleohydrological and sedimentological histories of the Seto Porcelain Clay Formation distributed in the Toyota area (Hotoku Mine). (1) Weathering and development of well-drained paleosol. (2) Development of cumulative paleosols with increasing of sedimentation rate. (3) Rising in water level and sedimentation of silt-clay fraction in the stagnant water environment. (4) Decreasing in water level and development of well-drained paleosol.

3-4-d 中部中新統 (陶土層)の古土壌相のまとめ

瀬戸層群陶土層の堆積相解析から詳細な堆積環境を復元し，古土壌記載から土壌形成プロセスの解釈と古土壌分類を行った．これをもとに，土壌形成と局地的堆積条件，地形条件との関連性を考察し，陶土層堆積時を代表する古土壌層を識別した．これらの成果は以下に要約される．

1. 岐阜県恵那市南部地域の土岐口陶土層では，堆積盆地縁で土石流によって粗粒碎屑物が頻繁に供給され，堆積盆地中心部ほど滞水域で細粒碎屑物が堆積しており，頻繁に発生する土石流によってできた上に凸のマウンド状地形や，河川の侵食による凹地状の地形によって，凹凸に富む地形であった．基盤岩類からの距離が近く堆積速度が速い堆積盆地縁辺部では，*inceptisol*，ないし *entisol* に相当する未発達土壌が形成されていた．一方，堆積物供給が安定し堆積速度も遅い堆積盆地中央部では，*ultisol*，もしくは *inceptisol* に相当するが形成されていた．
2. 岐阜県土岐～多治見地域の土岐口陶土層では，恵那市南部地域と同様に，堆積盆地縁で粗粒碎屑物による扇状地が形成されており，堆積盆地中心部で滞水域が広がっていた．ただし，恵那市南部ほど凹凸に富む地形面ではなく，水平方向によく連続した滞水域が広がっていた．基盤岩類からの距離が近く堆積速度が速い堆積盆地縁辺部では，粗粒碎屑物を母材として *inceptisol* や *entisol* に相当する未発達土壌が形成されていた．堆積物供給が安定し堆積速度も遅い堆積盆地中央部では，グライ化層準を含む土壌や *histosol* に相当する土壌が形成されていた．ただし，堆積盆地の位置に関わらず，*ultisol* や *inceptisol* に相当する土壌は広く分布していた．
3. 愛知県豊田市の瀬戸陶土層では，蛇行河川システムにより，細粒碎屑物の堆積が卓越していた．陶土層の3つの検討地域中で滞水成層の側方連続性が最もよく，緩やかな丘状の地形面上で土壌が形成されていた．低地では，*inceptisol* 相当の土壌が形成され，有機物供給量が多い場合は還元的土壌環境によって *histosol* 相当の土壌が形成されていた．火山灰質な泥を母材として *andisol* が発達していた．緩やかに傾斜した小丘状の地形面上では，*vertisol* や *ultisol* が形成されていた．本地域の古土壌の古土壌発達ステージは最も熟成した古土壌 (ステージ 5; *very strongly developed*)であることを示す．
4. 3地域に分布する陶土層で，局地的な堆積条件や地形条件，火山灰質な母材条件の影響を受けている古土壌は，*entisol*，*histosol*，*andisol* に相当する古土壌である．一方，*ultisol*，*inceptisol*，*vertisol* は，長期にわたる古地表面上での曝露，土壌化によって形成されたことを示し，当時の広域的な土壌区と対応していると考えられる．

3-5 下部鮮新統（伊賀粘土部層）の古土壤相

3-5-a 概説

伊賀粘土部層は、三重県伊賀上野盆地西方に位置する島ヶ原地域に分布する上野層の上部部層である (Fig. 3-31; 近藤, 1968; Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 伊賀粘土部層の上位は、古琵琶湖層群伊賀層の下部部層である北又礫部層が不整合関係で覆う (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 北又礫部層は、粘土優勢の花崗岩質砂層と粘土層の互層からなり、砂層やシルト層を挟む (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996).

伊賀粘土部層に挟まれる 8 層の火山灰層 (S1 火山灰層～S8 火山灰層)のうちの 7 層は、検討地域の南東 2～3 km の場所に分布する上野層に挟まれる猪田^い火山灰層から上ノ庄^{かみのしょう}Ⅱ火山灰層に対比されている (Fig. 3-32; Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996). 猪田火山灰層と上ノ庄Ⅰ火山灰層は、 3.33 ± 0.28 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られている予野火山灰層 (Kawabe, 1989)と、古地磁気層序より 3.325～3.221 Ma の Mammoth Event (Cande and Kent, 1992)に対比されている (木村, 1987MS)七本木Ⅰ火山灰層の間に位置している. これより、伊賀粘土部層は、4 Ma 頃から 3.3 Ma 頃までの間に堆積したと考えられる.

伊賀粘土部層は、良質なカオリナイト質の窯業原料粘土を産することから、古くから粘土の採掘が活発に行われてきた. 島ヶ原地域では、1990 年代に約 30 もの鉱山が稼業していたが (國枝ほか, 2001), 現在、3 鉱山にまでその数は減少している. 本論では、島ヶ原地域の法華鉱山と三光鉱山に分布する伊賀粘土部層を対象に、古土壤相の解析を行う. Fig. 3-31 に調査地域周辺の地質図を示す. 法華鉱山と三光鉱山は、Kawabe (1989)の Fig. 12 の地点 G, 地点 F に、川邊ほか (1996)の第 20 図の地点 G, 地点 F にそれぞれ相当する.

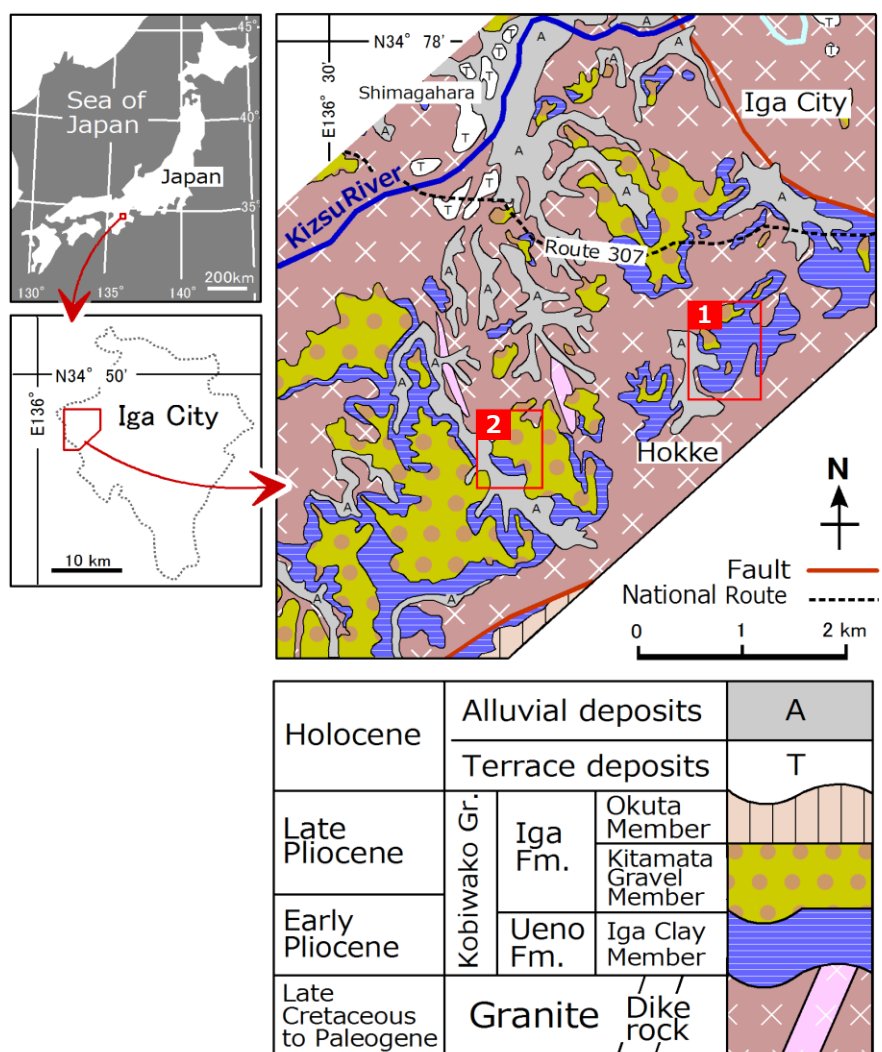


Fig. 3-31; Geological map of the Shimagahara area (modified from Kawabe et al., 1996) and the location of the study area, Hokke Mine (1) and Sanko Mine (2). Gr: Group, Fm; Formation.

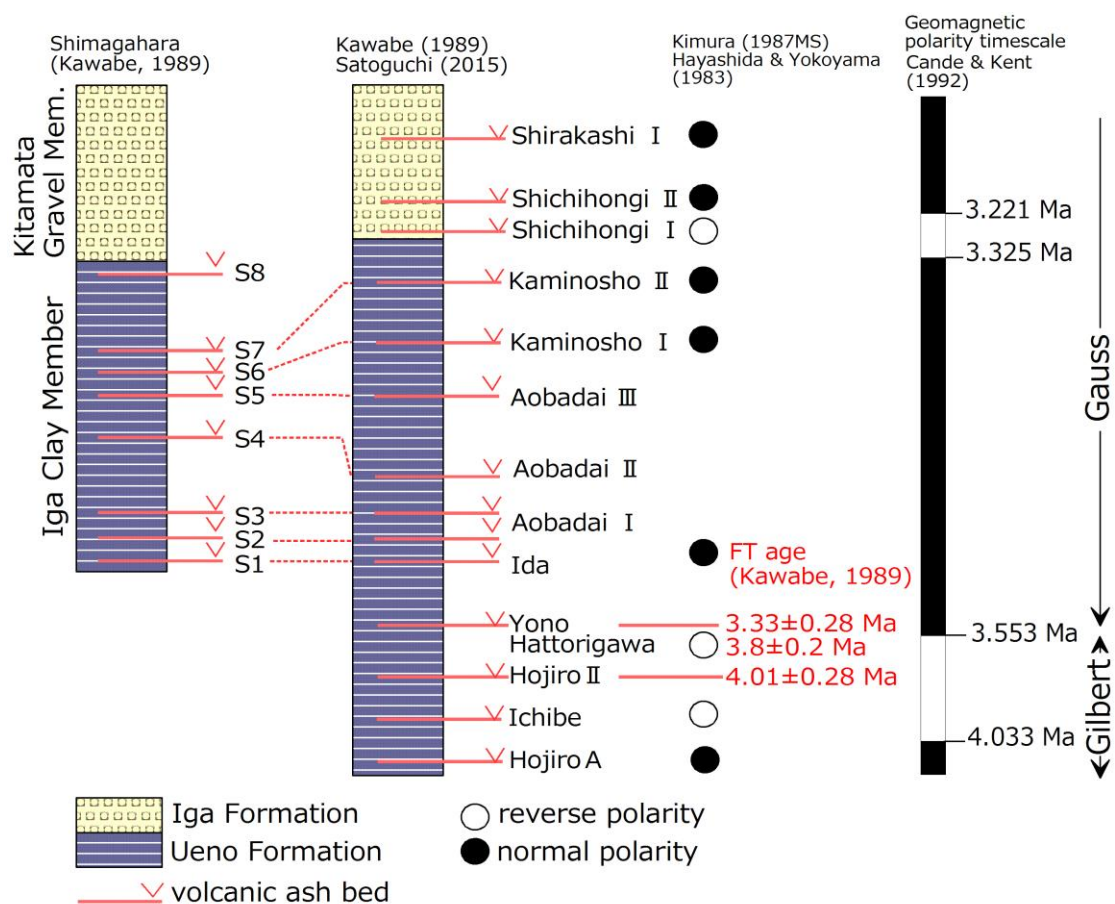


Fig. 3-32; Correlation of the columnar sections of the upper part of the Ueno Formation and the lower part of the Iga Formation. Dashed lines (Kawabe, 1989; Kawabe et al., 1996) represent correlation among volcanic ash beds.

3-5-b 堆積環境

伊賀粘土部層と北又礫部層の堆積柱状図を Fig. 3-33 に示す。三光鉾山において、伊賀粘土部層は層厚約 8 m を、北又礫部層は層厚約 10 m を示す。また、同鉾山では、伊賀粘土部層と基盤岩の花崗岩との不整合境界が認められ、基盤岩の花崗岩が、1.5×3 m の範囲で露出する。法華鉾山には、層厚約 26 m の伊賀粘土部層が露出する。

法華鉾山に分布する伊賀粘土部層の露頭スケッチを Fig. 3-34 に示す。法華鉾山に分布する伊賀粘土部層は、火山灰層準を 5 層準挟む。露頭の下位 9.2～10.6 m にあたる淡黄色 (pale yellowish color; 5GY6/1) を呈する火山灰層は、約 10 cm のシルト～粘土の薄層を境に下部と上部にわけられる。下部の 95 cm の火山灰層は、極粗粒砂サイズからシルトサイズまでの段階的な上方細粒化傾向を示し、その上位のシルト～粘土からなる薄層へと漸移する。この火山灰層は、小規模なリップル葉理やコンボルト層理、平行葉理、小さな植物片、炭質物の薄層を挟む。これより、この火山灰層は現地性ではなく、低流速の水流によって運搬された再堆積性の火山灰層であると考えられる。一方、その上部の層厚 45～70 cm の火山灰層は、細粒砂サイズから極細粒砂サイズまでの級化構造を示し、本火山灰層の下位のシルト～粘土からなる薄層とは明瞭な境界や後述の古地表面をもって接する。本火山灰層は、塊状であり、部分的に弱い平行葉理や板状の層理を示し、立ち木化石を埋積する。立ち木化石の周囲の火山灰が立ち木化石を中心としたコーン状の形態で層理をなす (Fig. 3-35)。このことは、本火山灰層が初生的な降下火山灰であることを支持する。

以上の記載より、この 2 層準の火山灰層は、異なる時期に堆積した火山灰層であるといえる。鏡下において、これら火山灰層は、ガラス質な火山灰であり、バブルウォール型のガラスを含む (Figs. A4-4-A, A4-4-B)。この火山灰層は、川邊ほか (1996) の S6 火山灰層と S7 火山灰層に相当し、検討地域の南東 2～3 km の場所に分布する上野層に挟まれる上ノ庄 I、II 火山灰層に対比されている (Kawabe, 1989; 川邊ほか, 1996)。

三光鉾山と法華鉾山に分布する古琵琶湖層群は、粒度、層厚、堆積構造、地層の断面、地層境界、水平・側方への遷移関係に注目することで、Table 3-12 に示す 13 の堆積相に区分できる。堆積相の詳細な記載は、Appendix 3 に載せる。

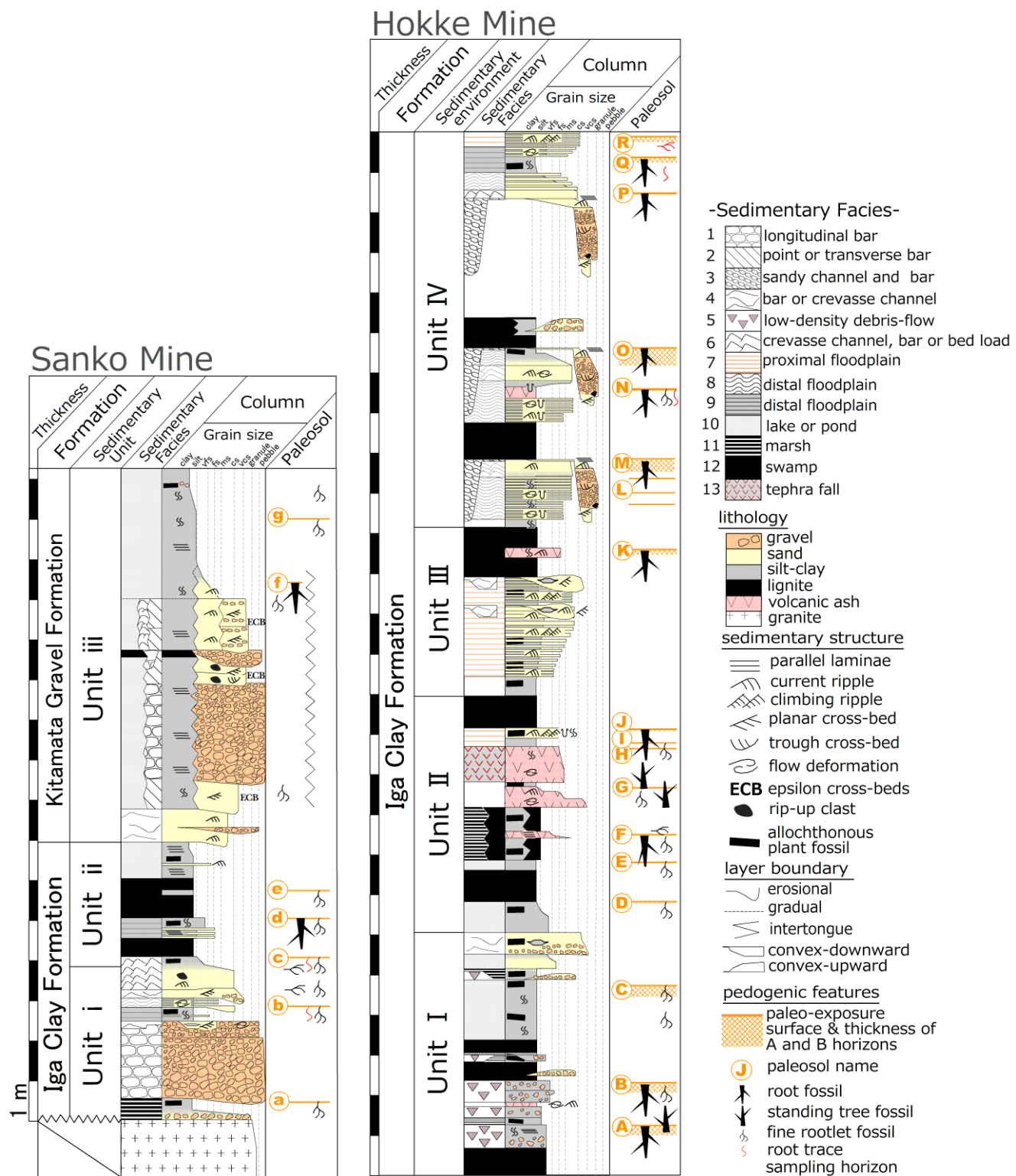


Fig. 3-33; Sedimentary columns of the Iga Clay and the Kitamata Gravel Members in the Hokke and the Sanko Mines. For the location of each mine see Fig. 3-31.

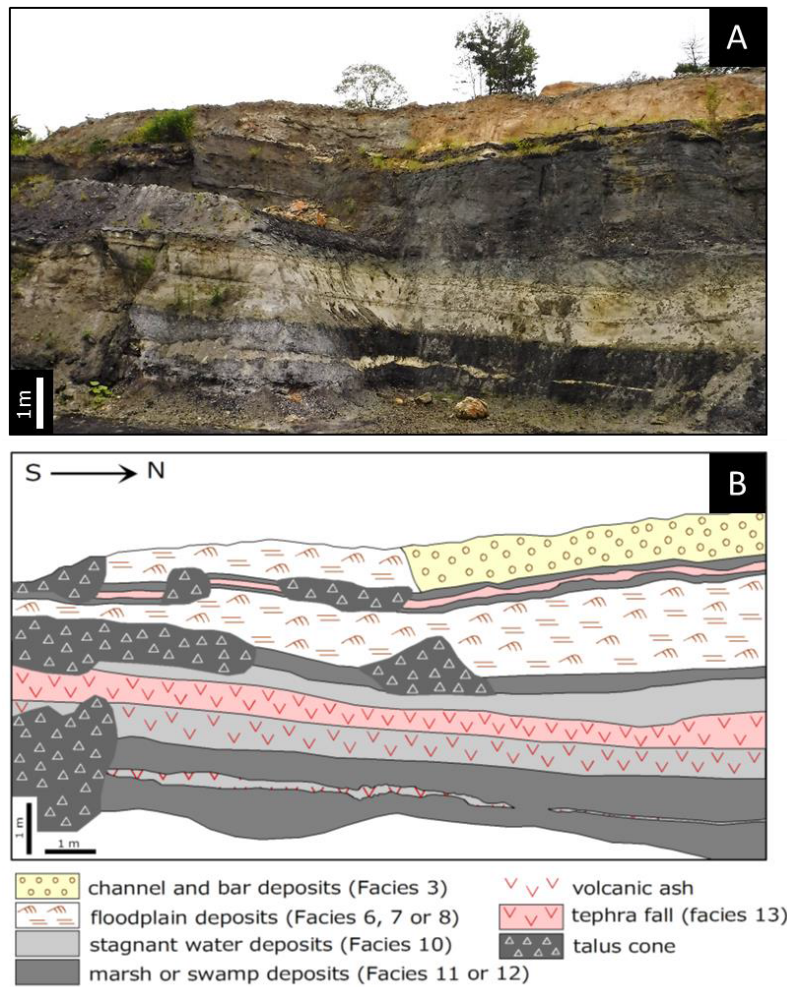


Fig. 3-34; (A) Field photograph of the Iga Clay Member (taken at the 7–18 m up-section in the Hokke Mine). (B) Sketch of outcrop (Fig. 3-34-A).

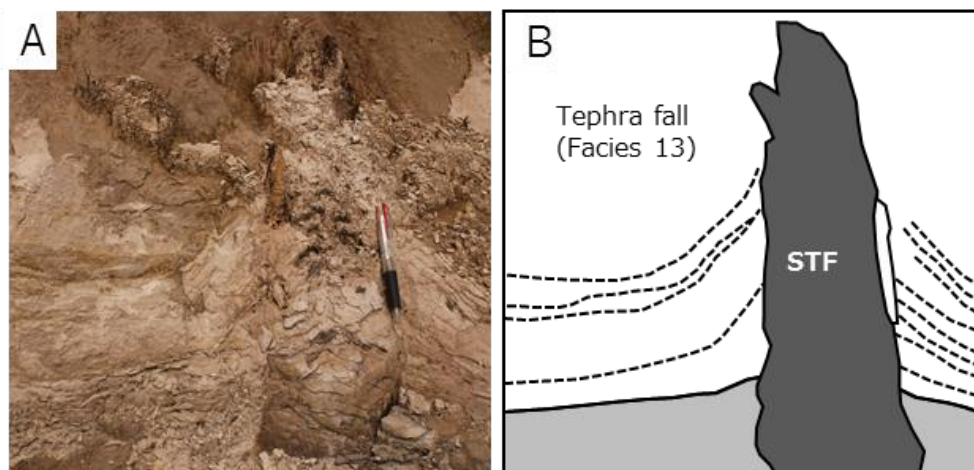


Fig. 3-35; Photographs of tephra fall. (A) Tephra fall deposits. The trunk fossil buried by the volcanic ash layer (taken at the 10 m up-section in the Hokke Mine). (B) Sketch of Fig. 3-35-A. STF; standing tree fossil. The solid line shows the clear boundary between tephra fall deposits and lake deposits. Dotted lines indicate gentle curved bedding showing a symmetrical cone shape which the standing tree fossil set as a center.

3-5-b i 堆積ユニットの識別

堆積相の出現の際の随伴関係をもとに、堆積ユニットを識別し、堆積環境の解釈を行う。各ユニットは Fig. 3-33 に示す。法華鉾山では、下位よりユニット I からユニット IV の順に堆積環境が変化する。三光鉾山では、下位よりユニット i からユニット iii の順に堆積環境が変化する。以下に各鉾山の堆積ユニットを下から順に記載、解釈する。

法華鉾山の堆積環境

ユニット I

構成堆積相； 4, 5, 10, 11, 12

層準； 0～6 m

解釈； 本ユニットは、滞水域を示す堆積相 10, 11 (Fig. 3-36-L), 12 や低密度デブリフロウを示す堆積相 5 (Fig. 3-36-J) から構成される。堆積相 5 は、堆積相 10, 11 にレンズ状に入り込むことがある。よって、本ユニットは、泥流 (低密度デブリフロウ) が滞水域に直接流れ込む堆積環境を示すといえる。本ユニットを構成する堆積相 10 は、伊賀粘土部層で最も細粒な粒度構成を示す。

ユニット II

構成堆積相； 7, 10, 11, 12, 13

層準； 6～12 m

解釈； 本ユニットは、滞水域を示す堆積相 10, 11, 12 (Fig. 3-36-K) が大部分を占めており、砂質な堆積物が流入しない堆積環境が示唆される。特に、堆積相 12 の沼沢地堆積物は伊賀粘土部層で最も厚い。また、降下火山灰層を示す堆積相 13 (Fig. 3-35) を挟む。本ユニットは、静穏な滞水域からなる堆積環境を示すといえる。

Table 3-12; Sedimentary facies and their interpretations of sedimentary environments and sedimentary mechanisms in the Iga Clay and the Kitamata Gravel Members.

Facies code	Lithology	Thickness (cm)	Morphology	Sedimentary structures	Adjacent Facies	Interpretation	Miall (1977, 1978, 1996)
1	clast-supported cobble-pebble (rounded-sub-rounded)	210–250	lenticular, wedged shape convex-downward	normal size-grading, massive, sometimes imbrication, stratification, erosional bases	2, 4, 6, 9, 10, 11, 12	longitudinal bar deposits	Gh, Gp, Gm
2	pebble (angular-sub-angular)-vcs, vcs-fs, silty sand	70–100	successional (width; 10 m–)	epsilon cross-beds, normal size-grading, reactivation surface, erosional bases	1, 4, 6, 10, 12	point bar or transverse bar deposits	(Sp, St)
3	granule (sub-angular)-vcs, well-sorted pebbly cs-ms, silty sand	150–200	lenticular (like inverted triangle: width; 15 m)	channeling structure, planar cross-beds, trough cross-beds (sets: 15–20 cm and 150 cm), current ripple, foreset laminae, parallel laminae, mud drape (silt-clay), rip-up clast, lag deposits,	6, 8, 12	channel and bar deposits	Sp or St, Gp
4	vcs-vfs (dominance of ms), sandy silt-clay with thin carbonaceous layer, lenses of pebble	15–90	lenticular, convex-downward and convex-upward (width; 2.5–3 m)	planar cross-beds, gradual foreset laminae (sets; 10 cm, foreset dip; 20°–25°), erosional bases, rarely normal size-grading, mud drape (sandy silt-clay with carbonaceous layer)	1, 2, 6, 7, 8, 9, 10, 12	bar or crevasse channel deposits	(Sp)
5	massive beds of poorly-sorted sandy silt-clay with granule (angular-sub-angular)	several cm–55	lenticular	matrix supported, gravels are dispersed in massive silt-clay with disordered internal arrangement, sometimes higher gravel contents part (rigid plug) and allochthonous plant fossil	10, 11, 12	low-density debris-flow deposits	Gmm
6	well-sorted vcs-fs, rarely pebbly (granule)	20–60	wedged shape	current ripple, small scale planar cross-beds, normal size-grading	1, 2, 3, 4, 8, 10, 12	crevasse channel, bar deposits or bedload	Sr
7	alternating beds of ms-fs and sandy silt-clay with carbonaceous layer	30–200	successional	allochthonous plant fossil, massive because of bioturbation, sandy layer; current ripple, climbing ripple, erosional bases, reverse size-grading, lenticular	4, 9, 10, 12, 13	proximal floodplain deposits	(Fl)
8	muddy layer dominated alternating beds of ms-vfs and well-sorted silt-clay with carbonaceous layer	30–50	successional	flame structure, slump structure, convolute laminae, sandy layer; current ripple, reverse size-grading, sometimes convex-upward, sometimes massive because of bioturbation	3, 4, 6, 9, 10, 12	distal floodplain deposits	(Fl)
9	alternating beds of cs-fs and well-sorted silt-clay with carbonaceous layer	35–40	successional	convolute laminae, sandy layer; sheet, normal size-grading, convolute laminae	1, 4, 7, 8, 12	distal floodplain deposits	Fl
10	well-sorted silt-clay or sandy silt, sometimes pebbly	20–300	successional	massive because of bioturbation, sometimes parallel laminae, burrows, rarely allochthonous plant fossil	1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13	stagnant water deposits (lake or pond)	Fsm, Fsc
11	carbonaceous silt-clay with allochthonous plant fossils, sometimes peat layer	20–130	unknown	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	1, 5, 10, 12	marsh deposits	C
12	lignite with minor silt-clay matrix	30–110	successional	abundant allochthonous plant fossils are preserved on bedding plane	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11	swamp deposits	C
13	fs-vfs sized volcanic ash	45–70	successional	massive, sometimes weakly developed parallel laminae, standing tree fossils are volcanic ash	7, 10	tephra fall	—

vfs; very fine sand, fs; fine sand, ms; medium sand, cs; coarse sand, vcs; very coarse sand.

ユニットⅢ

構成堆積相； 4, 7, 10, 12

層準； 12～16 m

解釈； 本ユニットは、堆積相 4 のクレバスチャンネル相や堆積相 7 のプロキシマル氾濫原相 (Fig. 3-36-H) から主に構成される (Fig. 3-36-F)。よって、本ユニットは、クレバスチャンネルを頻繁に挟むプロキシマルな氾濫原の堆積環境を示すといえる。また、堆積相 10 の滞水成相から堆積相 4, 7 に向かって上方粗粒化傾向を示すことから、自然堤防の決壊による氾濫の影響をより強くうける環境に変化したと考えられる。

ユニットⅣ

構成堆積相； 3, 6, 7, 8, 9, 10, 12

層準； 16～26 m

解釈； 本ユニットは、堆積相 3 のチャンネル相 (Fig. 3-36-D) を 3 枚挟む。このチャンネル相によって、氾濫原を示す堆積相 6, 8 (Figs. 3-36-G, 3-36-I) や滞水域を示す堆積相 10 が削剥されている (Fig. 3-36-C)。下位 2 相の堆積相 3 による侵食の後に、堆積相 12 の沼沢地堆積物が堆積したことが考えられる。本ユニットは、チャンネルとその氾濫原の堆積環境を示すといえる。堆積相 3 のチャンネル相は、上方細粒化を示し、その上位に堆積相 12 の沼沢地堆積物が重なる。堆積相 12 と堆積相 3 との側方連続性が不明であるものの、上記の堆積相 12 とチャンネル相との随伴関係より、堆積相 12 は、三日月湖の堆積物である可能性が高い。また、堆積相 3 のチャンネル相によって削剥される堆積物の垂直分布に注目すると、下位から上位に向かって、堆積相 10 の滞水成相、堆積相 8 のディスタルな氾濫原層、堆積相 6 のクレバスチャンネル、ないしバーの順に重なる。このことから、下位から上位に向かって、ディスタルな氾濫原から河川氾濫の影響をより強くうけるプロキシマルな堆積環境に変化し、最終的にチャンネル相による削剥を受けたことがわかる。

三光鉾山の堆積環境

ユニット i

構成堆積相； 1, 4, 6, 8, 9, 11

層準； 1.0～5.5 m

解釈； 本ユニットは、基盤岩である花崗岩と直接接する。下位より、堆積相 11 の沼沢地成相，上方細粒化を示す礫質チャネル相である堆積相 1 (Fig. 3-36-A)，堆積相 4, 6, 8, 9 の氾濫原相，ないしクレバスチャネル相が順に重なる (Fig. 3-36-E)。本ユニットの堆積相 1 は、伊賀粘土部層で最も大きな礫径 (直径約 13 cm)を示しており、かつその層厚も厚く、エネルギーの大きな礫質河川が流入したと考えられる。

ユニット ii

構成堆積相； 9, 10, 12

層準； 5.5～8.5 m

解釈； 本ユニットは、湖沼での堆積を示す堆積相 10, 12 が大部分を占めており、砂質な堆積物がほとんど流入しない堆積環境が示唆される。よって、本ユニットは、静穏な滞水域からなる堆積環境を示すといえる。

ユニット iii

構成堆積相； 1, 2, 4, 6, 10, 12

層準； 8.5～17.5 m

解釈； 本ユニットは、イプシロン型斜交層理を示す砂礫質河川相の堆積相 2 (Fig. 3-36-B)や礫質河川相である堆積相 1 に特徴づけられる。堆積相 4, 6 は、チャネル相である堆積相 1, 2 と接していることから、バーの堆積物であると考えられる。したがって、本ユニットは蛇行河川のチャネル、バーおよび滞水域の堆積物であると考えられる。

法華鉾山と三光鉾山とでは、伊賀粘土部層の堆積環境に大きな違いがあったことが示唆される。

法華鉾山に分布する伊賀粘土部層は、下位から順に、泥流が流入する滞水域 (ユニット I)，静穏な湖，ないし沼沢地 (ユニット II)，チャネルとその自然堤防，氾濫原 (ユニット III, IV) において堆積していた。このように、同鉾山の伊賀粘土部層の堆積環境は、多様であったことが示唆される。

一方、三光鉾山に分布する伊賀粘土部層は、下位から順に、礫質河川相 (ユニット i)，静穏な湖，もしくは沼沢地 (ユニット ii)において堆積していた。また、北又礫部層は、蛇行河川チャネルと滞水域 (ユニット iii)の堆積環境を示す。

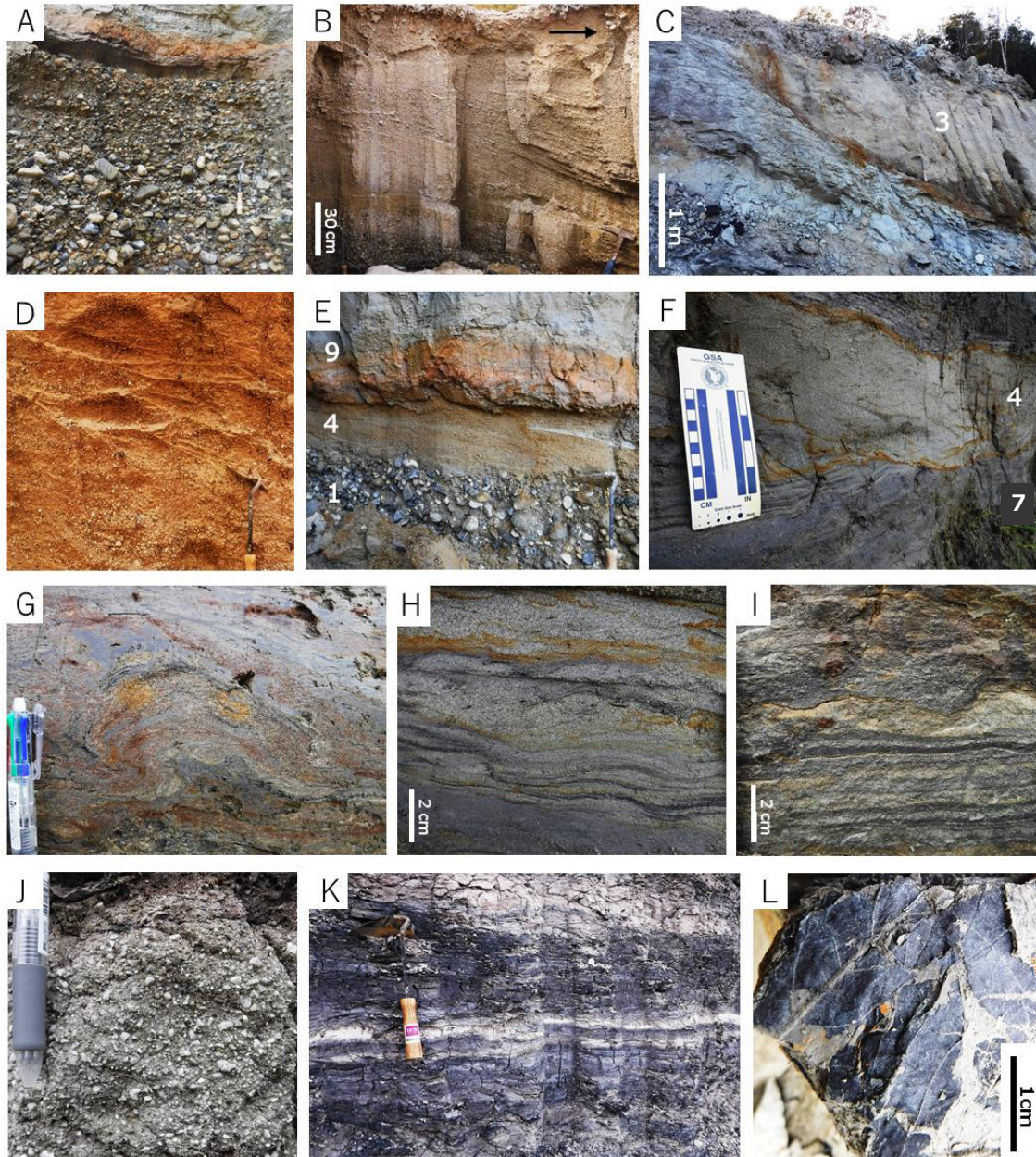


Fig. 3-36; Field photographs showing sedimentary structures of the Iga Clay Member. (A) Facies 1. Clast-supported cobble-pebble (taken at the 3.5 m up-section in the Sanko Mine). The lower part of this picture shows imbricated cobble-gravel. The upper part of this picture shows stratificated pebble. (B) Facies 2. Epsilon cross-beds granular sand (taken at the 12.5 m up-section in the Sanko Mine). Note the lateral accretional bedding planes slope in the direction of the black arrow with variety angle. (C) Channeling structure by Facies 3 (taken at the 16 m up-section in the Hokke Mine). The carbonaceous layer upon Facies 3 is Facie 12 (lignite with clay-silt matrix). (D) Small scale trough cross-beds of Facies 3 (taken at the 18 m up-section in the Hokke Mine). (E) Facies 1, 4 and 9 (taken at the 4 m up-section in the Sanko Mine). The boundaries of each facies are clear. Facies 4 shows planar cross-bedding well-sorted sand including mud-drape. (F) Facies 4 and 7 (taken at the 14 m up-section in the Hokke Mine). Facies 4 erode upper part of Facies 7. (G) Flow deformation structure that is similar to slump structure of Facies 8 (taken at the 17 m up-section in the Hokke Mine). (H) Facies 7. Alternating beds between cs-fs and well-sorted silt-clay with carbonaceous thin layers (taken at the 25.5 m up-section in the Hokke Mine). Note less of flow deformation structure. Sandy layers showing normal size-grading. (I) Lenticular sandy layer of Facies 8 (taken at the 16.5 m up-section in the Hokke Mine). Note convex upward shape of this sandy layer. (J) Facies 5 ("Gaerome Clay"). Massive beds of poorly-sorted sandy silt-clay with granule (taken at the 1 m up-section in the Hokke Mine). (K) Facies 12. Lignite with minor silt-clay matrix (taken at the 8.5 m up-section in the Hokke Mine). The white layer is volcanic-ash layer. (L) Leaf fossils yielding on the surface of Facies 11 (yielded in Facies 11 at the 5 m up-section in the Hokke Mine).

3-5-c 古土壤環境

法華鉾山において A～R の 18 層，三光鉾山において a～g の 7 層の古土壤層が認められる．これらを，植物化石の発達状況，土壤層位，土色，土壤性ノジュール，土壤微細構造（土壤団粒構造，粘土集積構造，cutan，ペレットなど）などに注目して記載を行った．Fig. 3-37 にそれぞれの古土壤層の土壤プロファイルを示す．Appendix 4 に各古土壤層の詳細な記載を示す．

3-5-c i Pedotype 区分

古土壤記載より，伊賀粘土部層に発達する古土壤は，10 の pedotype へ区分することができる (Table 3-13)．Fig. 3-38 は，各古土壤層が該当する pedotype および後述の古土壤発達程度と堆積相との関係性を示す．これらは大きく分けて ultisol に相当する pedotype (U)，inceptisol に相当する pedotype (I)，entisol に相当する pedotype (E)，地下水グライ化を被っている pedotype (Ugg, Igg)，地表水グライ化を被っている pedotype (Esg)，火山灰質な pedotype (A1, A2, A3)，土壤表層が侵食によって失われている pedotype (T)に分けられる．

以下にそれぞれの pedotype の解釈を述べる．現生土壤分類との対比を Table 3-14 に，土壤発達程度との対比を Table 3-15 にそれぞれ示す．

[illegible][illegible]

130

Table 3-13; Pedotypes of the Iga Clay and the Kitamata Gravel Members. N/A; not applicable.

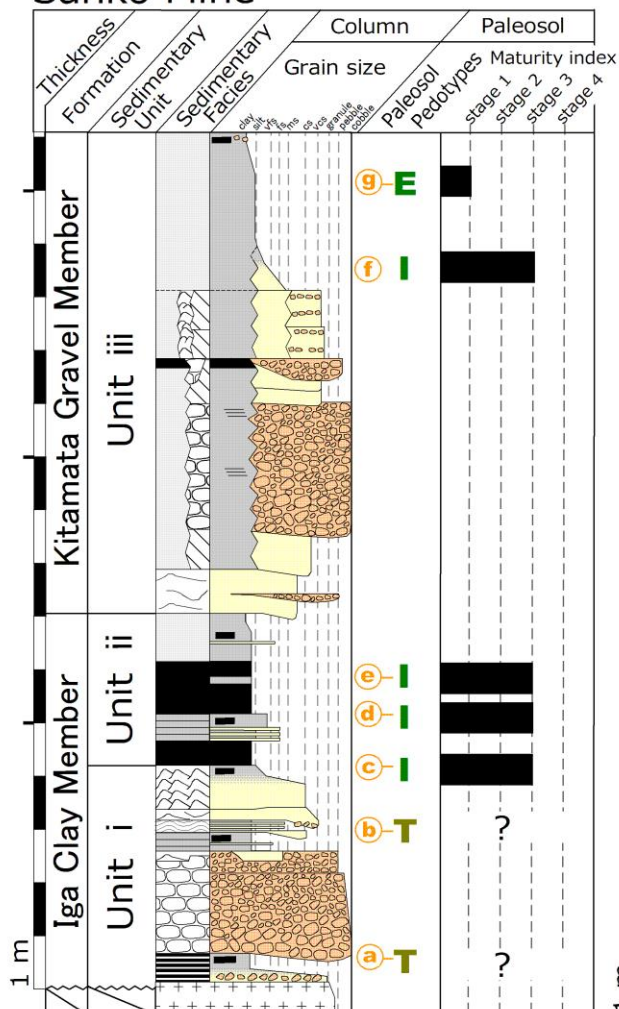
Pedotype	Diagnosis	Parent material	Corresponding paleosols	USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)	World Soil Map (F.A.O., 1977, 1978)
U	root fossil-rich, Bt (argillic) horizon (brownish color, illuviated clay & cutan; clinobimasepic microfabric)	clastics	B	Ultisol	Alfisol, Nitisol, Acrisol
I	root fossil, root trace, relict bedding on shallow depth, Bw horizon (brownish color, moderately developed illuviated clay & cutan; mosepic-insepic microfabric)	clastics	A, C, D, I, J, M, c, d, f	Inceptisol	Arenosol
E	fine rootlet fossil, lack of other pedogenic features	clastics	e, g	Entisol	Fluvisol
Ugg	A-B horizons including long root fossil (100 cm), fine rootlet fossil, pellet and common pedstructure, Bt (argillic) horizon (brownish color, well-developed illuviated clay & cutan; clinobimasepic-masepic microfabric), gleyed sub-surface horizon (bluish color, siderite nodule, iron stain around burrow & pore replaced by siderite)	clastics	O	Ultisol	Alfisol, Nitisol, Acrisol, Gleysol
Igg	A-B horizons including long root fossil (130 cm) and fine rootlet fossil, B horizon (brownish color, & cutan; masepic microfabric), gleyed sub-surface horizon (bluish color, siderite nodule, iron stain around burrow & pore replaced by siderite), mottle	clastics	M	Inceptisol	Arenosol, Gleysol
Esg	clear relict bedding, horizontally directed root fossil, Ag & Bg horizons (bluish-color, iron stain around burrow, root fossil & pore)	clastics	L, Q, R	Entisol	Fluvisol, Gleysol
A1	fine rootlet fossil, Bt (argillic) horizon (brownish color, well-developed illuviated clay & cutan; clinobimasepic microfabric)	volcanic ash	E	Andisol	Andosol
A2	root fossil and/or fine rootlet fossil, sometimes trunk fossil, Bw horizon (cutan; insepic microfabric)		F, G		
A3	root fossil, fine rootlet fossil, root trace and/or rhizoconcretion, lack of other pedogenic features		H, K, N		
T	extinction of surface horizon due to truncation	clastics	P, a, b	N/A	N/A

Sedimentary Facies

1	longitudinal bar	gravel
2	point or transverse bar	sand
3	sandy channel and bar	silt-clay
4	bar or crevasse channel	silt-clay with granule
5	low-density debris-flow	lignite
6	crevasse channel, bar or bed load	granite
7	proximal floodplain	volcanic ash
8	distal floodplain	
9	distal floodplain	
10	lake or pond	
11	marsh	
12	swamp	
13	tephra fall	

—	allochthonous plant fossil
—	rip-up clast
—	erosional
—	gradual
—	intertongue
—	convex-downward
—	convex-upward
—	paleo-exposure surface
n	paleosol name

Sanko Mine



Hokke Mine

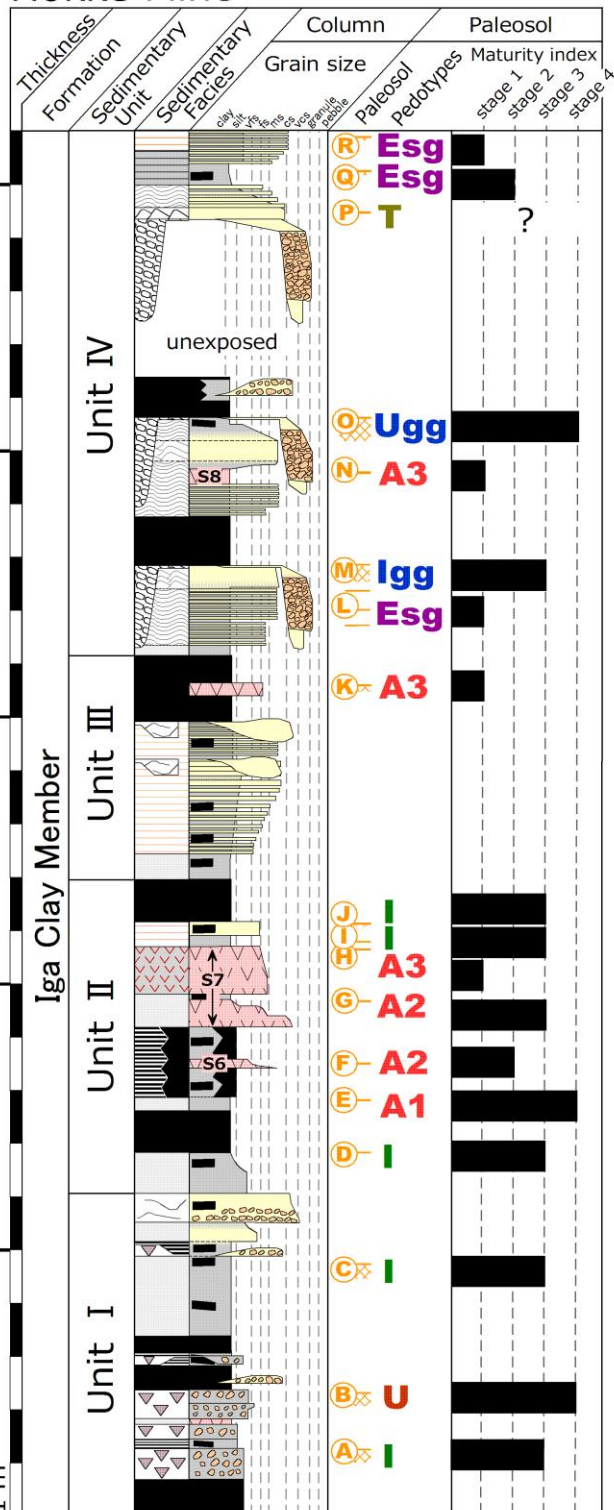


Fig. 3-38; Relationship between pedotypes and stages showing development of paleosols, and sedimentary facies. See Tables 3-13 and 3-15 for details of pesotypes and stage of paleosols.

Table 3-14; Correlation among pedotypes of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area and USDA soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), world map (F.A.O., 1977b, 1978), Classification of cultivated soils in Japan (Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries; MAFF, 1991) and Unified soil classification system of Japan (Japanese Society of Pedology; JSP, 2002). N/A; not applicable.

paleosol profile	USDA soil (Soil Survey Staff, 2010)	F.A.O. (F.A.O., 1977b, 1978)	Classification of cultivated soils in Japan (MAFF, 1991)	Unified soil classification system of Japan (JSP, 2002)
U	Ultisol	Alisol, Nitisol, Acrisol	赤色土, 黄色土	粘土集積赤黄色土
I	Inceptisol	Arenosol	褐色低地土	褐色沖積土
E	Entisol	Fluvisol	砂丘未熟土	砂質土
Ugg	Ultisol	Alisol, Nitisol, Acrisol	赤色土, 黄色土, 灰色低地土, 灰色台地土	粘土集積赤黄色土, 疑似グライ土
Igg	Inceptisol	Arenosol	褐色低地土, 灰色低地土, 灰色台地土	褐色沖積土, 疑似グライ土
Esg	Entisol	Gleysol, Fluvisol	グライ低地土, 砂丘未熟土	停滞水グライ土, 疑似グライ土, 砂質土
A1				
A2	Andisol	Andosol	火山放出物未熟土	火山放出物未熟土
A3				
T	N/A	N/A	N/A	N/A

Pedotype U

該当する古土壌層； B

記載； 根化石, 細根化石を産するが, その分布密度は小さい. 粘土質な B 層 (argillic horizon, Bt 層)が発達しており, その層厚は 10~25 cm である. Bt 層は, 著しい cutan の発達の特徴であり, その発達程度は clinobimasepic plasmic 組織に相当する. A 層でも, cutan の発達が認められる (Fig. 3-41-A),

解釈； 本 pedotype は, clinobimasepi plasmic 組織に相当するほど明瞭な cutan の発達に特徴づけられ, 石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層)や石膏が集積した地下土壌層準 (salic horizon, By 層)を伴わない. これより, 本 pedotype は, Soil Survey Staff (2010)の ultisol に相当するといえる. また, 本 pedotype は, F.A.O. (1977b, 1978)の alisol, nitisol, acrisol に, 農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)の赤色土や黄色土に, 日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)の粘土集積赤黄色土に相当する.

Pedotype I

該当する古土壌層； A, C, D, I, J, c, d, e, f

記載； 根化石や細根化石，根痕を産し (Fig. 3-39-A)，古土壌 c においてのみ，横方向に伸びる根化石が豊富に産する (Fig. 3-39-C)．この pedotype は，明瞭な土層分化に特徴づけられ，A 層，B 層，C 層が認められるが，粘土質な B 層 (argillic horizon, Bt 層) を特徴づけるような粘土集積構造や cutan の著しい増加は認められないが，Bw 層は発達する (Figs. 3-39-A, 3-39-B)．土壌団粒構造が鏡下において認識できる paleosol もある (Fig. 3-41-E)．本 pedotype における Bw 層では，根の周囲には，粘土がよく集積しているが (Fig. 3-41-B)，粘土集積構造は弱く，mosaic plasmic 組織 (Fig. 3-41-C)，insepic plasmic 組織，もしくは sepic plasmic 組織の発達しないものが多い．

解釈； 本 pedotype は，A 層，Bw 層，C 層が認識でき，弱い土層分化がなされていたことが示唆される．ただし，Bt 層の発達はなく，表層土壌層における著しいレシバージュ作用の証拠は認められない．一般に，土層分化や粘土集積構造，cutan といった土壌の発達程度は，土壌化時間や気候条件などに関連する (Kraus, 1999; Retallack, 2001)．したがって，本 pedotype は，ultisol よりも土壌化時間が短い，ないし未熟成な土壌形成プロセスを経た古土壌であると考えられる．なお，古土壌 c に産出する横方向に伸びる根化石，これはその他の還元的な土壌環境を示す証拠とともに産出しない (e.g., 青灰色の土色，シデライト・パイライトノジュール，斑紋状土色など) ことから，ランナー (走出枝)，もしくはストロン (匍匐枝) である可能性が高い．

弱い cutan の発達，石灰が集積した地下土壌層準 (calcic horizon, Bk 層) や石膏が集積した地下土壌層準 (Salic horizon, By 層) の欠如，浅い深度で初生的堆積構造が残存していることから，本 pedotype は，Soil Survey Staff (2010) における inceptisol に相当するといえる．F.A.O. (1977b, 1978) の arenosol に相当する．また，本 pedotype は，農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の褐色低地土に，日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の褐色沖積土に相当する．

Pedotype E

該当する古土壌層； g

記載； 根化石を産するが，それらの分布密度は低い．土壌層位が認められず，鏡下においても土壌団粒，粘土集積構造などは認められない．

解釈； 本 pedotype は，土壌化の初期の古土壌であり，Soil Survey Staff (2010) における entisol に相当するといえる．F.A.O. (1977b, 1978) の fluvisol に相当するといえる．また，本 pedotype は，農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の砂丘未熟土に，日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の砂質土に相当する．

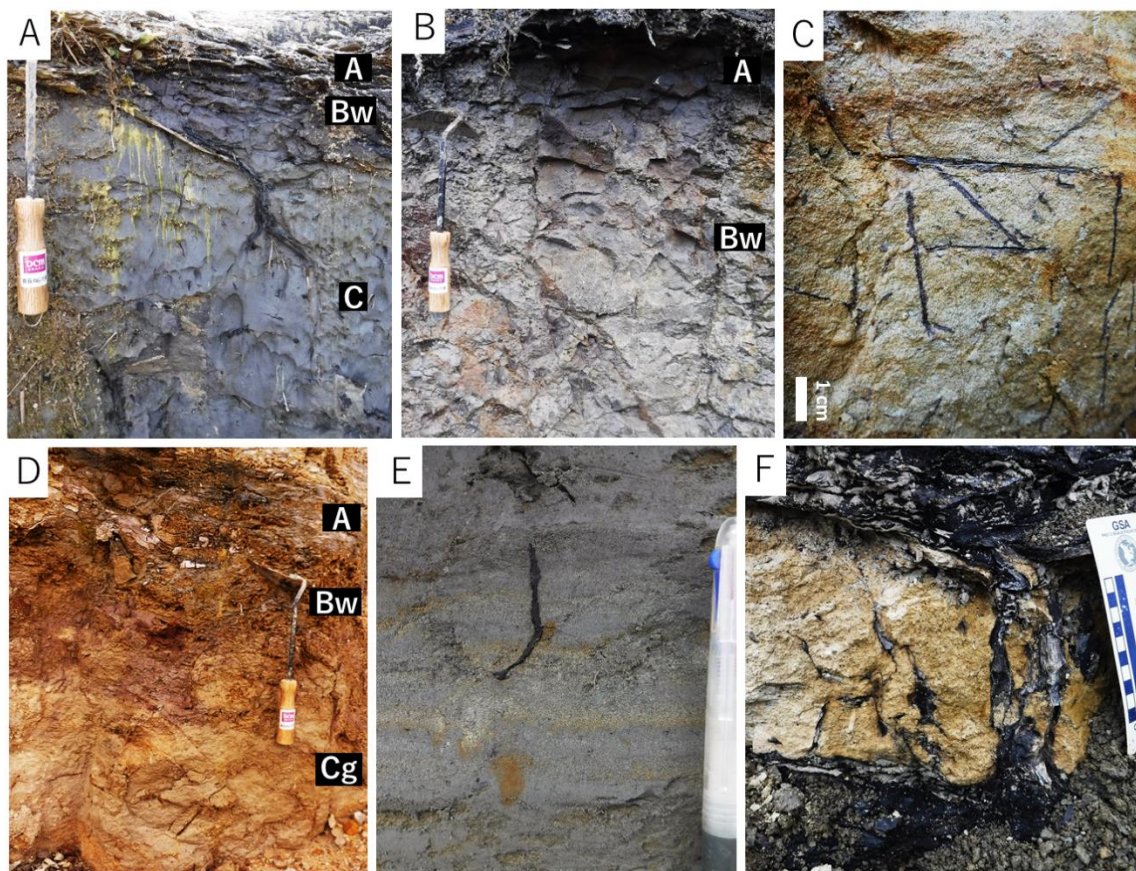


Fig. 3-39; Field photographs showing paleosol profiles in the Iga Clay Member. (A) Paleosol d (pedotype I) showing thin soil horizons, organic horizon (A), dark brownish horizon (Bw) and bluish horizon (C). (B) Paleosol C (pedotype I) showing lack of any fine rootlet and root fossils and thin soil horizons. (C) Horizontally extending root fossils (runners or stlons) in paleosol c (pedotype I). (D) Paleosol M (pedotype Igg) showing apparent horizonation, organic horizon (A), reddish horizon (Bw) and gray horizon (Cg). (E) Fine rootlet fossil penetrating relict bedding in paleosol L (pedotype Esg). (F) Root fossils penetrating pale yellowish volcanic ash layer in paleosol K (pedotype A2).

Pedotype Ugg and Pedotype Igg

該当する古土壌層； O (Pedotype Ugg), M (Pedotype Igg)

記載； Pedotype Ugg, Igg は、赤褐色～赤色を呈する土壌表層 (A 層, B 層)と青灰色を呈する地下土壌層 (Bg 層, Cg 層)から構成される (Fig. 3-39-D). また、根化石、細根も産出し、それらの長さは 100～130 cm にまで達する。土壌表層では、土壌団粒構造の発達が著しく、生痕化石の中にペレットが多産する (Figs. 3-41-F, 3-41-G). また、B 層より下位の層準では、斑紋状の土色を呈することもある。Bg 層や Cg 層は、青灰色系の土色、直径約 25 cm のシデライトノジュール (Fig. 3-40-A), シデライトによって置換され、かつその表層が鉄酸化物によって被膜された生痕化石が水平方向に並んで産出すること (Figs. 3-40-B, 3-41-H)に特徴づけられる。また、生痕化石は、土壌層の上位に向かってその産出頻度を減じる傾向にある。古土壌 O や古土壌 M の砂～泥層中には、複数の生痕化石がみられる。これらは、様々な方向に向かって複雑な枝分かれ構造を示し、直径数 mm～1 cm の複数の部屋をもち、土壌層全体に複雑に広がっている

(Figs. 3-40-C, 3-40-D). また、部屋と部屋をつなぐ通路もみられ、その通路の直径は数 mm である。

解釈； Pedotype Ugg と Igg に産する生痕化石は、複数の部屋やそれをつなぐ通路、様々な方向に枝分かれする構造をもち、複雑な内部構造を示す。さらに、これら生痕化石は、砂～泥層中に散在する。このような特徴は、ケラ、ハネカクシ (*Staphylinidae*)、白アリ、ないしアリの巣穴の特徴 (Retallack, 2001) に類似する。一般に、根化石や土壌生物の多くは好気呼吸を行うため、地下水位より下位に根や生痕が伸びない (Buatois et al., 1998; Retallack, 2001)。そこで、根化石や生痕化石の産出する最も深い層準から解釈すると、pedotype Ugg と Igg の定常的な地下水位は、少なくとも古地表面より下位 100～130 cm にあったと考えられる。

これら pedotype の特徴は、表層土壌層準が赤褐色～赤色を呈し、地下土壌層準が青灰色の土色を呈するグライ化層準であること、さらに長い根化石を産することである。グライ化の種類には、表層水グライ化、地下水グライ化、埋没グライ化の 3 種類がある (Retallack, 2001)。これら pedotype の場合、地下土壌層準 (B 層および C 層) がグライ化層準であること (Retallack, 2001)、斑紋状の土色 (mottling) を呈すること (Bennet et al., 1991; McCarthy et al., 1998; Retallack, 2001)、中間的な Eh 条件 (硫化物限界～有機物限界) で沈殿するシデライトノジュールが多産すること (Moore et al., 1992) から、地下水グライ化によるグライ化であると考えられる。B 層に点在するシデライトノジュールは、季節的な地下水位変動によって、地下水位がこの層準にまで上昇し、この層準の酸化還元電位が下がることで沈殿したと考えられる。以上より、pedotype Ugg と Igg は、季節的な地下水グライ化を被っていたと解釈できる。斑紋状土色やシデライトノジュールの点在する層準より、地下水グライ化による季節的な地下水位の変動幅は、古土壌 O において、古地表面下 35～100 cm であったと解釈できる。古土壌 M は、古土壌 L をオーバープリントし、その構造が複雑であるため、季節的な地下水位の変動幅を認定できない。地下水グライ化の被っている点で、pedotype Ugg と Igg は、F.A.O. (1977b, 1978) の gleysol に類似する。

Pedotype Ugg は、粘土質な B 層 (argillic horizon, Bt 層) を示し、その層厚はおおよそ 10～30 cm である。Bt 層は、著しい cutan の発達の特徴であり、その発達程度は masepic plasmic 組織、clinobimasepic plasmic 組織に相当する。これより、本 pedotype の形成には、レシバージュ作用が貢献していると考えられる。Soil Survey Staff (2010) の ultisol に、F.A.O. (1977b, 1978) の alisol, nitisol, acrisol に相当する古土壌といえる。また、本 pedotype は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の赤色土、黄色土、ないし灰色低地土や灰色台地土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の粘土集積赤黄色土、もしくは擬似グライ土に類似する。

一方で、pedotype Igg は、pedotype Ugg よりも B 層における粘土集積構造が未発達であり、Soil Survey Staff (2010) の inceptisol に、F.A.O. (1977b, 1978) の arenosol に相当する古土壌である。また、本 pedotype は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) の褐色低地土、もしくは灰色低地土や灰色台地土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の褐色沖積土、ないし擬似グライ土に類似する。

Pedotype Esg

該当する古土壌層； Q, L, R

記載； Pedotype Esg の特徴は、表層土壌層準 (Ag 層)において青灰色の土色を呈することである。Pedotype Esg では、横方向に伸びる根化石、ないしリゾコンクリーションを産するが、生物擾乱は十分でなく、初生的堆積構造である層理が残存している (Fig. 3-39-E)。リゾコンクリーションは、最表層の土壌層準に産出する。これら根化石やリゾコンクリーションの長さは短く、数 cm である。また、古土壌 L では、シデライトによって埋められた生痕化石やシデライトノジュールが多産する。また、古土壌 L、古土壌 Q では、B 層に相当する土壌層準を認識することはできず、粘土集積構造や sepic plasmic 組織といった土壌構造も未発達である。

解釈； 本 pedotype に産する根化石やリゾコンクリーションの長さは短く、数 cm であり、水生植物による呼吸根、ないしランナー (走出枝)やストロン (匍匐枝)である可能性がある。一般に、横方向に伸びる根痕は、また、表層水グライ化の証拠として、土色の変化する層準の上位に横方向へ伸びる根が産出することが挙げられる (Retallack, 2001)。古土壌 Q では、最も表層の土壌層準にリゾコンクリーションを産する (Figs. 3-40-E, 3-40-F)。一般に、水に飽和した還元的な土壌中において、遊離鉄は、黄色、もしくは赤色を呈する三価鉄として根の周辺で沈積し、鉄質リゾコンクリーションを生成する (Retallack, 2001)。この pedotype は、表層土壌層準において青灰色の土色を呈することから、表層水グライ化を被った土壌であると解釈でき、F.A.O. (1977b, 1978)の gleysol に類似する。Pedotype Esg は、初生的層理が残存していること、土層分化が不明瞭で A 層や B 層を欠くことから、Soil Survey Staff (2010)の entisol に、F.A.O. (1977b, 1978)の fluvisol に相当するといえる。また、本 pedotype は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991)のグライ低地土、ないし砂丘未熟土に、日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002)の停滞水グライ土、擬似グライ土、ないし砂質土に類似する。

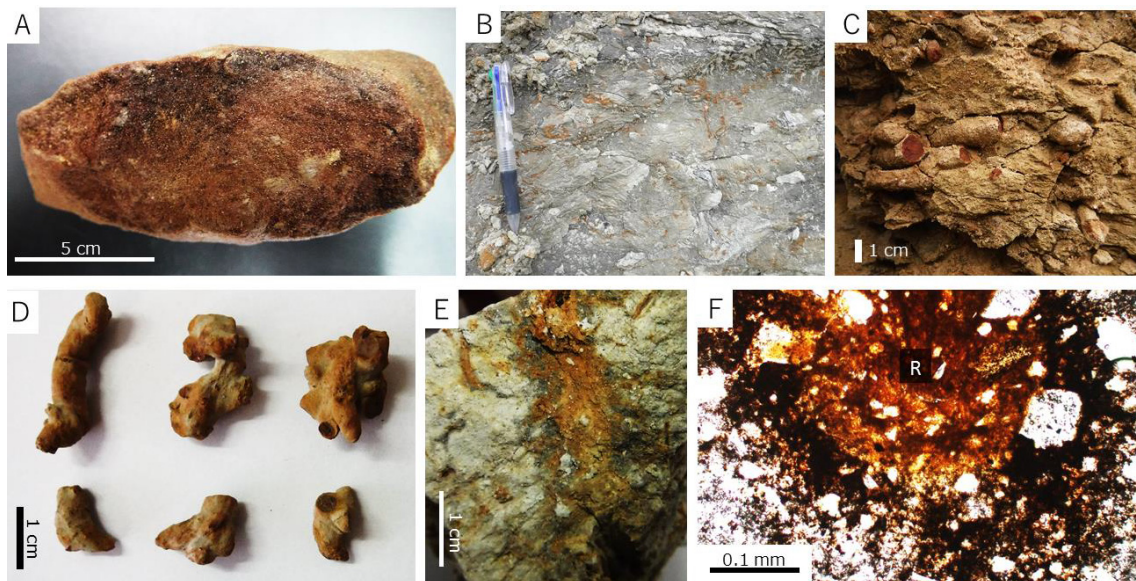


Fig. 3-40; Field and photomicrographs showing pedogenic structures in the Iga Clay Member. (A) Elliptical shaped and ferruginized siderite nodule yielding in the paleosol M (pedotype Igg). (B) Burrows, replaced by siderite and covered with sesquioxides, growing to the horizontal direction in the paleosol M (pedotype Igg). (C) Occurrence of burrows in the paleosol M (pedotype Igg). These burrows show complicated internal structures, such as passageways of several millimeters in diameter, and galleries. (D) Burrows replaced by siderite and covered with sesquioxides in the paleosol M (pedotype Igg). These burrows show branching structures into various directions. (E) Rhizconcretion in the paleosol Q (pedotype Esg). (F) Thin-section photomicrograph (in the plane-polarized light) showing the internal structure of rhizoconcretion (R) in the paleosol Q (pedotype Esg).

Pedotypes A1, A2 and A3

該当する古土壌層； E (pedotype A1), F, G (pedotype A2), K, N (pedotype A3)

記載； Pedotype A1, A2, A3 は、非結晶質な火山ガラスを多く含むシルト～粘土、ないし火山灰層を母材とする (Figs. A4-4-A, A4-4-B). Pedotype A1 では、根化石を産出しないが、細根化石を産出する。また、粘土質な B 層 (argillic horizon, Bt 層) が発達しており、その層厚はおおよそ 25 cm である。Bt 層は、著しい cutan の発達が特徴であり、その発達程度は clinobimasepic plasmic 組織に相当する。Pedotype A2 では、根化石、もしくは細根化石を産するが (Fig. 3-39-F), 粘土質な B 層 (argillic horizon, Bt 層) は認められない。B 層や C 層にシデライトノジュールが集積していることもあるが (paleosol K; Fig. 3-41-I), これらは赤鉄鉱や針鉄鉱といった鉄鉱物によって覆われたり変質していることはない。Pedotype A3 では、根化石、細根、根痕、ないしリゾコンクリーションを産する。しかし、それ以外の土壌構造は認められない。

解釈； Pedotype A1 は、Bt 層が発達する点において、pedotype U や Ugg と類似する。これより、pedotype A1 の形成には、レシバージュ作用が強く貢献していたと考えられる。Pedotype A2 は、Bt 層が発達しない点において、pedotype A1 と異なる。これより、pedotype A2 は、pedotype A1 と比較して、未成熟な土壌であると考えられる。Pedotype A3 は、現地性植物化石を産出するものの、その他の土壌構造を含まないため、pedotype A1 や A2 よりも未成熟な土壌であると考えられる。

これら **pedotype** は、火山ガラスを多く含むシルト～粘土、ないし火山灰層を母材とする。一般に、火山砕屑物を母材とする土壌では、その他の砕屑物を母材とする土壌と比べて、密度が低く、肥沃である (Soil Survey Staff, 2010)。その土壌形成プロセスは、イモゴライトやアロフェンといった非結晶質な鉱物の生成と有機物の集積からなる (Shoji et al., 1994)。加えて、砕屑物を母材とする土壌と比べて、その土壌化速度は速い (Retallack, 2001)。このことから、**pedotype** A1, A2, A3 の発達程度を、砕屑物を母材とするほかの **pedotype** と直接比較すべきでないと考ええる。

これら **pedotype** は、火山灰を母材とすることから、Soil Survey Staff (2010) の **andisol** に、F.A.O. (1977b, 1978) の **andosol** に相当する。また、これら **pedotype** は、農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991) と日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) の火山放出物未熟土に類似する。

Pedotype T

該当する古土壌層； P, a, b

記載； 本 **pedotype** は、土壌層表層が削剥されており、古地表面を認識することができない。そのため、土層分化程度を認識することができず、土壌の発達程度が不明である。

解釈； 本 **pedotype** のように土壌の表層が削剥された土壌を、Marriott and Wright (1993) は、**truncated soil** と呼称している。**Truncated soil** は、侵食力の大きなプロキシマルな氾濫原においてしばしば見られ、海水準の低下や降雨量の増大、植生の変化の指標になるとされる (Marriott and Wright, 1993; Kraus, 1999)。

本 **pedotype** は、表層土壌層準が削剥によって欠如しており、土壌プロファイルを把握することができない。よって、Soil Survey Staff (2010), F.A.O. (1977b, 1978), 農耕地土壌分類 (農林水産省, 1991), 日本の統一的土壌分類体系 第二次案 (日本ペドロロジー学会, 2002) との対比ができない。

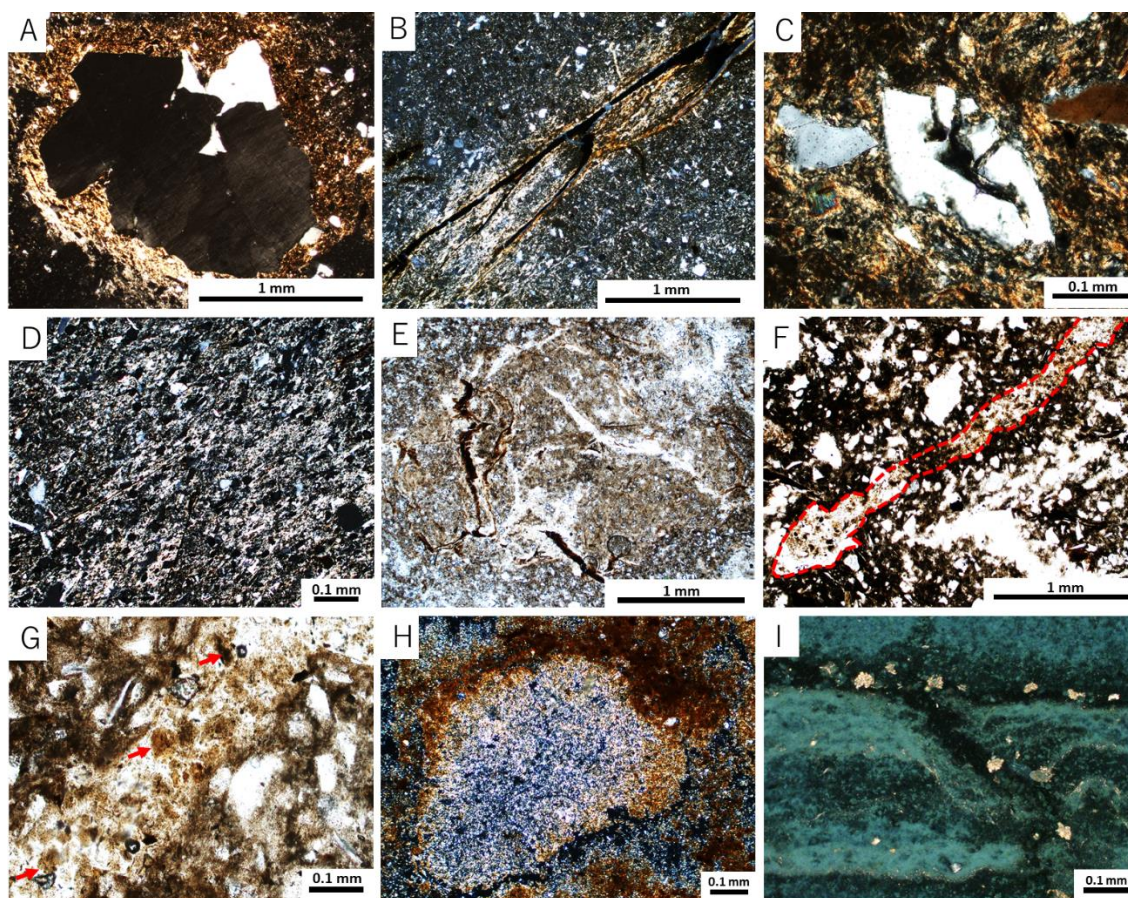


Fig. 3-41; Photomicrographs showing pedogenic structures in the Iga Clay Member. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) XPL. Cutan (argillan: A horizon of paleosol B, pedotype U; Ho4). (B) XPL. Omnisepic plasmic microfabric around fine rootlet fossils (C horizon of paleosol C, pedotype I; Ho9). (C) XPL. Mosepic microfabric (Bw horizon of paleosol D, pedotype I; Ho12). (D) XPL. Clinobimasepic microfabric (Bw horizon of paleosol E, pedotype A1; 150622-2). (E) PPL. Huge pedostructure (A horizon of paleosol D, pedotype I; Ho11). (F) PPL. Burrow (the red dotted line: Bt horizon of paleosol O, pedotype Ugg; 150622-19). (G) PPL. Fecal pellets (red arrows) filling in burrow of Fig. 3-41-F (Bt horizon of paleosol O). (H) XPL. Root trace filled with siderite (Cg horizon of paleosol M, pedotype Igg; 150622-6). (I) XPL. Siderite nodules precipitated along laminae in volcanic ash layer (C horizon of paleosol K, pedotype A2; 150622-9).

3-5-c ii 局地的な堆積環境を反映した古土壤

土壤発達ステージ区分 (Table 3-2)をもとに、伊賀粘土部層に発達する古土壤の発達程度を決定した (Table 3-15).

Table 3-15; Stages of paleosol development for pedotypes in the Iga Clay and the Kitamata Gravel Members. See Table 3-2 for the criteria of the stages of paleosol development. N/A; not applicable.

Stage	Maturity	Corresponding pedotypes
Stage 1	very weakly developed	E, Esg, A3
Stage 2	weakly developed	N/A
Stage 3	moderately developed	I, Igg, A2
Stage 4	strongly developed	U, Ugg, A1
Stage 5	very strongly developed	N/A

前項において、法華鉾山のユニットIVでは、チャンネル相によって削剥される堆積相の垂直変化に傾向が見出された。この堆積相の垂直変化は、堆積当時の堆積環境が、ディスタルな氾濫原から氾濫の影響をより強くうけるプロキシマルな堆積環境に変化し、最終的にチャンネル相による削剥を受ける、という堆積環境の変遷を示している。さらに、この堆積相の変化とともに、pedotype や土壤発達程度も垂直方向に変化している。

ディスタルな氾濫原からプロキシマルな氾濫原に向かって、古土壤層 L から M へは、pedotype Esg (stage 1)から Igg (stage 3)へ、古土壤層 N から O へは pedotype A3 (stage 1)から Ugg (stage 4)へと変化する (Fig. 3-38)。Pedotype Esg は、表層水グライ化の証拠をもつ pedotype である。一方、pedotype Igg や Ugg は、地下水グライ化の証拠をもつ pedotype である。このグライ化層準の違いは、それぞれの古土壤層が形成された時の地下水位の違いを表していると考えられる。さらに、この地下水位の違いは、局地的な地形に起因する可能性が高い。それは、堆積相の垂直変化と pedotype の垂直変化から以下のように説明できる (Fig. 3-42)。

ディスタルな氾濫原 (堆積相 8, 10)では、チャンネルから遠いため碎屑物の粒度構成も細粒であり、また地形的に低いと地下水位が地表面とほぼ同じ深度にある。この場合、pedotypes Esg が示すように、表層水グライ化を被りやすい。クレバス・スプレイやクレバスチャンネルの流入する自然堤防やプロキシマルな氾濫原 (堆積相 6)では、碎屑物の粒度構成が粗粒になる。また自然堤防では、地形面も高い位置にあることが想定され、地下水位が低く排水性も良い。この場合、pedotype Ugg や Igg が示唆するように、深部まで土壤化が進行するが、地下水グライ化によって Bg 層および Cg 層が形成される。また、地下水位の変動幅の間にある層準では、clinobimasepic plasmic 組織のような土壤粘土の季節的な乾湿変動に伴ってできる粘土基質構造

が認められる。チャネルにさらに近接した堆積場では、堆積物供給量が多いことやクレバスチャネルなどによる侵食作用を被りやすいため、古地表面が不明瞭になったり、土壌層の表層が削剥されやすい (Marriott and Wright, 1993; Kraus, 1999)。ユニットIVの最も上位にあるチャネル相の上部に発達する古土壌層 P は、土壌表層が削剥された古土壌である。古土壌層 P は、侵食を受けやすい自然堤防に発達していたのかもしれない。同様に、三光鉱山のユニット i に発達する古土壌 a および b が **pedotype T** に相当することも、本ユニットが礫質チャネル相から構成され、侵食作用を被りやすい堆積環境下にあったことに起因すると考えられる。

このように、グライ化層準や土壌層位、土壌層表層の削剥といった古土壌の特徴は、局地的スケールでの氾濫原の地形復元に利用されている (e.g., Bown and Kraus, 1987; Marriott and Wright, 1993; Hamer et al., 2007)。本議論では、河川からの洪水砂や局地的な微地形が **pedotype** や土壌発達程度の違いに影響を及ぼしていることが示唆された。それは特に、ユニットIVやユニット i において顕著に認められる。

一方、ユニット I, II, III, ユニット ii の火山灰を母材として **andisol** に相当する **pedotype A1, A2, A3** が形成されていた。ユニット I, II, ユニット ii では, **inceptisol** に相当する **pedotype I**, **ultisol** に相当する **pedotype U** が発達している。これらユニットには、主に湖沼成相の細粒碎屑物が卓越しており、相対的に堆積物供給が安定し堆積速度が遅い環境下にあったことが示唆される。従って、これらユニットに発達する **pedotype I, U**, 特に **inceptisol** に相当する **pedotype I** は、伊賀粘土部層の堆積時の中長期スケールの土壌環境に対応している可能性が高い。

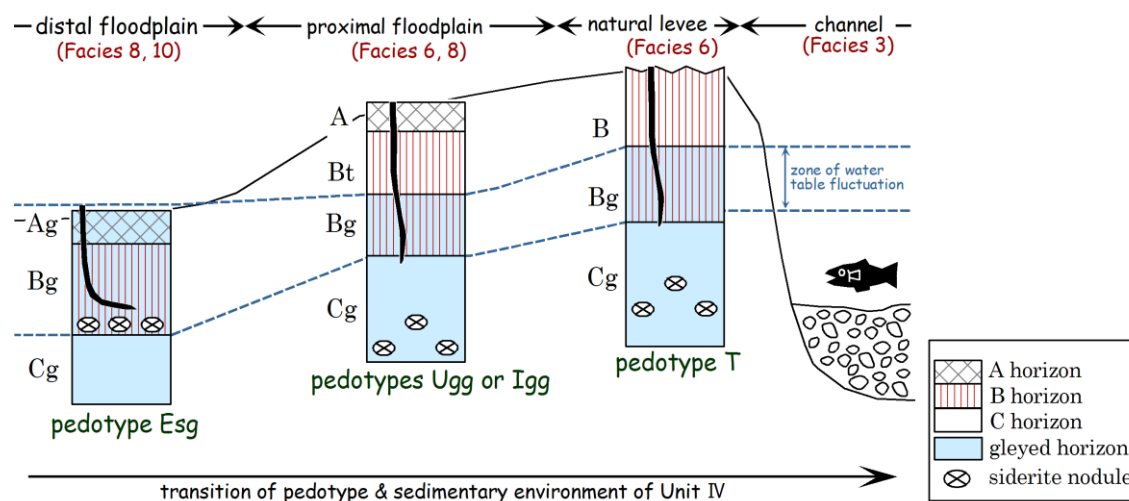


Fig. 3-42; Schematic model for the transition of pedotypes and the sedimentary environments in Unit IV of the Iga Clay Member distributed in the Hokke Mine.

3-5-d 下部鮮新統（伊賀粘土部層）の古土壌相のまとめ

伊賀粘土部層と北又礫部層の堆積相解析から詳細な堆積環境を復元し、古土壌記載から土壌形成プロセスの解釈と古土壌分類を行った。これをもとに、土壌形成と局地的堆積条件、地形条件との関連性を考察し、堆積時を代表する古土壌層を識別した。これらの成果は以下に要約される。

1. 伊賀粘土部層では、堆積盆地ごとにその堆積環境が大きく異なっていた。法華鉾山では、下位から順に、泥流が流入する滞水域、滞水域、チャネルとその自然堤防、氾濫原へと堆積環境が頻繁に変化していた。三光鉾山に分布する伊賀粘土層は、下位から順に、礫質河川、滞水域において堆積していた。地下水グライ化や表層水グライ化といった水理土壌の形成には、チャネル–自然堤防–氾濫原の局地的な凹凸地形と粒度差による排水性の変化が関与していた。堆積物供給が安定しており堆積速度が遅い堆積環境下において、*inceptisol* や *ultisol* に相当する土壌が形成されていた。
2. 伊賀粘土部層において局地的な堆積条件や地形条件、火山灰質な母材条件の影響を受けている古土壌は、*gleysol*, *andisol*, *entisol* に相当する古土壌である。一方、*ultisol*, *inceptisol*, 特に *inceptisol* は、長期にわたる古地表面上での曝露、土壌化によって形成されたことを示し、当時の広域的な土壌区と対応していると考えられる。

3-6 古土壌相が示す古風化条件

瀬戸層群の陶土層 (9~12 Ma)と古琵琶湖層群の伊賀粘土部層 (3.3~4 Ma)の古土壌相とのその多様性を前節において明らかにした。Fig. 3-43 に、各時代の土壌タイプの出現率を示す。

瀬戸層群の陶土層中には、全 79 層の古土壌層が認識でき、そのうちの 38 %が ultisol に、34 %が inceptisol に、4 %が histosol に、13 %が entisol に相当する。また、vertisol と andisol に相当する古土壌層は、1 層ずつ認められる。9 %は土壌表層の削剥によって現生土壌分類との対比が不可能であった古土壌層である。本論では、Mariott and Wright (1993)の名称に従い、このような土壌表層が削剥された土壌を truncated soil と呼称する。

伊賀粘土部層中には、全 25 層の古土壌層が認識でき、そのうちの 8 %が ultisol に、40 %が inceptisol に、16 %が entisol に相当する。また、andisol に相当する古土壌層は、全体の 24 %、truncated soil は全体の 12 %である。本部層中には、陶土層中に認められる vertisol と histosol に相当する古土壌層が発達しない。

一般に、自然堤防や氾濫原は、侵食的な堆積条件下にあるため、土壌は削剥されやすく保存されにくい。それだけでなく、このような堆積条件下に記録される古土壌相は、風化・土壌化の曝露時間も短いため、entisol や fluvisol といった未成熟土壌となる。一方で、堆積物供給量が少なく、堆積速度も遅く、侵食による土壌層の削剥もなされないような安定した堆積条件下では、土壌は熟成しやすい (Wright and Mariott, 1996; Kraus, 1999)。このように、古土壌層の保存確立は、堆積環境によって規定される。前節で述べたように、陶土層や伊賀粘土部層中に認められる entisol や truncated soil に相当する古土壌層は、プロキシマルな氾濫原や堆積盆地の縁辺部といった侵食力が高く、堆積物供給量が多く、堆積速度も速い堆積条件下で発達していた。よって、entisol や truncated soil の出現率は、堆積速度や堆積物供給量といった局地的な堆積条件と関わっている可能性が高い。

一方で、ultisol や inceptisol 相当の古土壌相は、湖や沼沢地、ディスタルな氾濫原といった侵食力が小さく、堆積物供給量が少ない堆積条件下で発達していた。さらに、陶土層で認められる ultisol や inceptisol 相当の古土壌相は、堆積盆地の中央部でも縁辺部でも普遍的に発達していた。従って、ultisol や inceptisol 相当の古土壌相が局地的な堆積条件の影響を受けていない、当時の古土壌相の代表値であると考えられる。

以上より、陶土層 (9~12 Ma)と伊賀粘土部層 (3.3~4 Ma)の古土壌相を代表するのは、ultisol, inceptisol と考えられる。さらに、陶土層の堆積時には、特に ultisol 相当の古土壌が、伊賀粘土部層の堆積時には、特に inceptisol 相当の古土壌がそれぞれ卓越していた。また、陶土層中には、豊田地域においてのみ 1 層の vertisol が認められる。愛知県豊田市に分布する陶土層は、およそ 9 Ma に堆積したと考えられている (Nakayama et al., 1995)。このことから、vertisol 相当の古土壌は、9~12 Ma の期間を通じて発達していた古土壌相ではなく、それよりも短いスパンの気候条件を反映している可能性が高い。

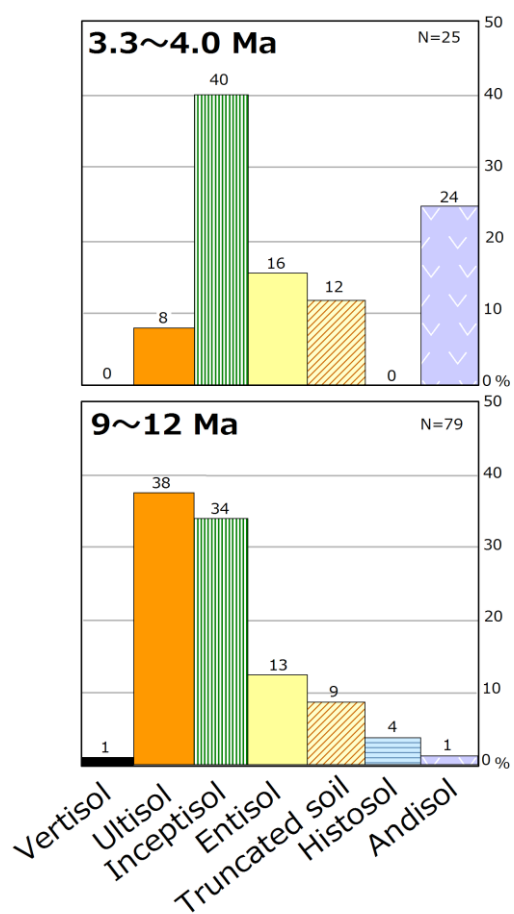


Fig. 3-43; Bar charts showing the soil classifications of paleosols in the Porcelain Clay Formation (9–12 Ma) and the Iga Clay Member (3.3–4 Ma).

3-6-a 現生土壤分類との対比

土壤区は気候区と対応している (Soil Survey Staff, 2010). 現生の ultisol や vertisol, inceptisol の分布地域は、古土壤相から古気候に関する知見を得る上で有用な情報となる (Retallack, 2001). Fig. 3-44 に、現生アジア土壤分布図 (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010)を示す. なお、F.A.O. (1977b, 1978)の土壤区と気候区との比較では、気温条件のほかに、湿度条件、夏と冬の気候のタイプ (栽培可能な作物の種類から区分)の基準から細かく気候区を設定した Papadakis (1961, 1966)が基準とされている. この気候区分は、日本列島の古植物学的研究で主に定義されている気候帯とは大きく異なる. そこで本論では、日本列島の古植物学的研究で基準とされている吉良 (1971)の生態気候区分図、および山中 (1979)の気候区分を基準とする. この気候区分は、温量指数と乾湿度の軸で気候区をわけたものであり、温量指数が 180 以上の西南日本の常緑広葉樹林が分布する地域を暖温帯とし、それより南西の亜熱帯林 (亜熱帯多雨林) が分布する地域を亜熱帯とする区分である.

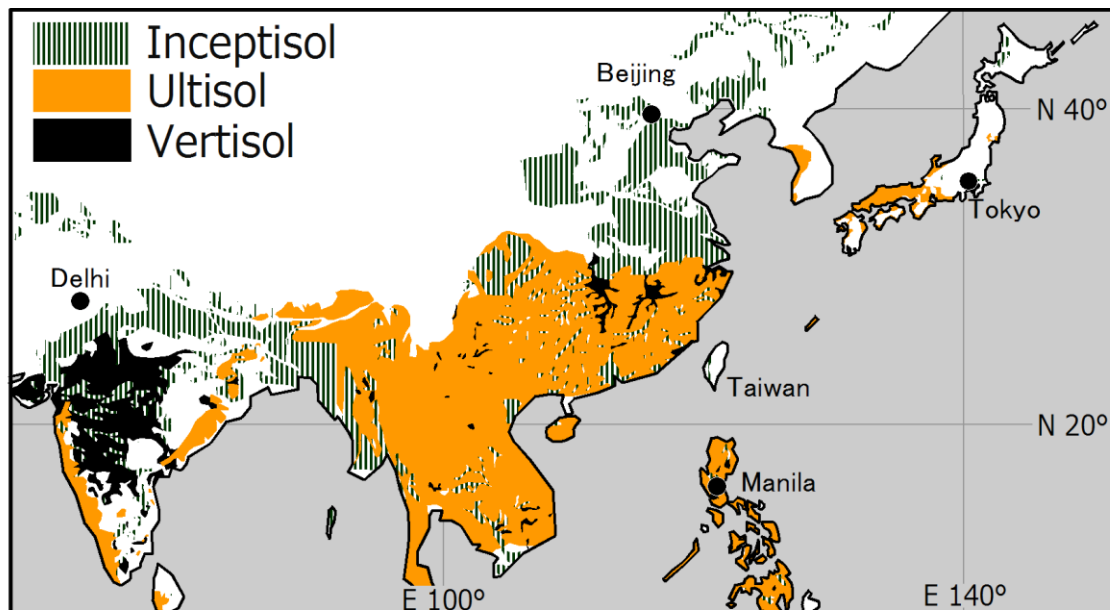


Fig. 3-44; Present soil map in the central and the east Asia (modified from Soil Survey Staff, 2010).

陶土層 (中期中新世)で最も卓越する古土壤相の ultisol は、一般に、降水量の少ない時期を伴う温帯かつ湿潤な気候条件下でその形成が促進される (Soil Survey Staff, 2010). また, ultisol は、現生のアジア地域において、中国南部、日本列島南西部の沿岸地帯、インドシナ半島の広範囲に分布している (Soil Survey Staff, 2010). これらの地域は、吉良 (1971)の暖温帯から熱帯および亜熱帯にあたる。愛知県豊田地域では、vertisol の特徴をもつ ultisol が認められた。一般に、vertisol は、膨縮性粘土鉱物に富む粘土質な母材 (多くは中性～塩基性岩やそれらを起源とする砕屑物)をもとに、乾湿変動に伴う粘土の膨縮によって土壤表層の体積が季節変動することで形成される土壤であり、明瞭な乾季をもつ気候条件下でその形成が促進される (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010; Retallack, 2001). なお、瀬戸層群下部でみられる vertisol に類似した古土壤①-u では、石灰質なコンクリーションなどの形成は認められず、乾燥気候の存在を推測するのは困難である。それでも、gilgai microrelief や mukara subsurface horizon に相当する土壤性の微地形や土壤層準が認められることから、降水量の季節的な差など、土壤表層の体積が大きく変化する条件が生じていた可能性は高い。

3-6-b 現生土壌分類との対比が示す過去の気候条件

現生のアジア地域において、vertisol は、インドのデカン高原や中国の長江中流域・下流域、および中国東南部の沿岸地帯に分布しており、日本列島には分布しない (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010). インドのデカン高原は、吉良 (1971)のサバナ・ステップ気候帯にあたり、白亜系～古第三系玄武岩やそれ由来の沖積層を母材として、vertisol が形成されている (F.A.O., 1977b). 中国の長江中・下流域、および中国東南部の沿岸地帯は、吉良 (1971)の暖温帯 (沿岸部の一部は熱帯および亜熱帯に相当)にあたる. このように、現生のアジア地域における土壌分布図をみても、vertisol は、降水の季節変動を伴う気候条件のもとでその形成が促進されていることがわかる.

しかし、現在、中国の長江中・下流域・沿岸地帯と同じ気候区にある日本列島には vertisol が発達していない. その要因として、両地域における地形や母材条件の違いが考えられる. Vertisol が分布している中国長江中・下流域の地形面は、大規模な谷地形を埋める厚い沖積層からなる広大な平野・低地であり (F.A.O., 1978), vertisol が形成されやすいとされる平坦～緩波状の地形条件 (Retallack, 2001)にある. また、地形条件だけでなく、長江の上流域には、石灰岩やマールが分布しており (F.A.O., 1978), 粘土質な母材が豊富に供給される地質条件であるのかもしれない. ただし、長江上流域に分布する主な地質帯は結晶片岩やコーツァイトなどからなる変成岩である (F.A.O., 1978). 気候条件でみると、日本列島と中国長江中・下流域は、東アジア・モンスーンの影響下にあり降水量の季節性が明瞭である. 中国のこの地域 (南昌・九江)における、降水量の夏と冬の差は、185～190 mm (6 月; 220～230 mm, 12; 月 30～45 mm)であり、日本 (岐阜・愛知)の降水量の季節差は、185～200 mm (6 月, ただし、名古屋では 9 月; 230～260 mm, 12 月; 45～60 mm)である [URL 5]. このことから、両地域における季節性にほとんど違いがないといえる. よって、中国の長江中・下流域は、降水の季節性をもつ暖温帯 (亜熱帯から熱帯も含む)の気候条件だけでなく、前述の地形・母岩条件などが vertisol の形成に最適な条件下にある一方で、日本列島のような変動帯では、急峻な山岳地帯が大部分を占め (F.A.O., 1978), 河床勾配が急であるため地表面が新規の堆積物によって高頻度で覆われやすく、安定して土壌が形成されにくいこと、土壌の母材となる後背地の地質帯が花崗岩質であるため膨潤性粘土鉱物に乏しいことから、vertisol が形成されうる堆積・地形・母材条件下にないといえる. それでも、中期中新世 (9 Ma)の日本列島陸上域において vertic な ultisol が形成されていたことは、現在よりも降水量の季節差が明瞭な気候条件下にあったことや、瀬戸陶土層の堆積速度が遅く、地表面の曝露時間が長く土壌が熟成しやすかった可能性、堆積物の粒度構成や局地的な丘状地形が vertisol の形成に適していた可能性などを示唆しているのかもしれない.

以上より、愛知県豊田市に分布する瀬戸層群下部に発達する vertic な ultisol の存在は、約 9Ma の当地域が、降水の季節変動を伴う暖温帯でかつ湿潤な気候条件下にあったことを示唆していると考えられる.

3-6-c 中期中新世における vertisol の発見の意義

これまでに報告されている日本列島の古土壌のうち、最も熟成した古土壌相は、白亜紀アルビアン～セノマニアンの御所浦層群に発達する calcic vertisol と白亜紀セノマニアン～チューロニアンの御船層群に発達する vertic な古土壌である (Lee et al., 2003). 白亜紀の vertisol の次に熟成した古土壌相は、北海道から北九州にかけて見つかった第四系更新統の”古赤色土”(大政ほか, 1955, 1957; 松井・加藤, 1962; 松井, 1979)である.”古赤色土”の多くは、第四紀更新世の最終間氷期に形成され (松井・加藤, 1962), Soil Survey Staff (2010)の ultisol に相当する. 前述のように, ultisol は、現在の西南日本の沿岸部にも分布している土壌である (Soil Survey Staff, 2010).

本論は、中部中新統の陶土層に vertisol が発達することを明らかにした. Vertisol の記載は、日本において白亜紀前期～後期の御所浦層群と御船層群の vertic な古土壌や calcic vertisol の報告 (Lee et al., 2003)に続いて 2 例目となる. 白亜紀前期～後期は、中期中新世 (9 Ma)と比べて温暖な時代であり、土壌も熟成しやすかったことが想定される. また、陶土層でみられる vertisol は、日本列島では最も新しい時代に発達していた vertisol といえる.

3-7 本章のまとめ

本章では，中部中新統 (9～12 Ma)の瀬戸層群下部の陶土層と鮮新統 (3.3～4 Ma)の古琵琶湖層群の上野層上部部層の伊賀粘土部層を対象に，古土壌相の解析を行った．その成果は以下に要約される．

1. 陶土層堆積時 (9～12 Ma)の古土壌相は，ultisol, inceptisol に代表される．また，約 9 Ma に堆積した陶土層中では，vertisol に相当する古土壌相が形成されていた．このことは，9～12 Ma の中部～西南日本が暖温帯，かつ湿潤な気候条件下にあったこと，特に約 9 Ma には，降水の明瞭な季節変動を伴う気候条件下にあったことを示唆する．
2. 陶土層中で認められた vertisol は，現在の日本列島には分布していない．よってこれは，日本列島において最も新しい時代に発達していた vertisol といえる．
3. 伊賀粘土層堆積時 (3.3～4 Ma)の古土壌相は，inceptisol, ultisol に代表される．

第4章 CIA 値の最適化: 母岩効果と粒度効果の抑制

はじめに

堆積岩や堆積物の化学・鉱物組成は、様々な要因によって規定され、それらの相互関係を記録している (Johnsson, 1993). それは例えば、母岩 (McLennan et al., 1993), 後背地での風化度 (Clift et al., 2008), 水理学的淘汰作用 (Ingersoll et al., 1993; Roser, 2000), 気候条件 (Nesbitt and Young, 1982; Roser and Korsch, 1988; White and Blum, 1995; Berner and Berner, 1997), 続成作用 (Fedo et al., 1995)などが挙げられる. そのため、母岩、粒度、続成作用の多様性は、化学風化の指標値を変動させるノイズとなる. この問題は、CIA 値 (Nesbitt and Young, 1982, 1984)を用いた検討でも指摘されている (Fedo et al., 1997).

本章では、中部～西南日本に分布する新第三系の陸成堆積物を対象に、CIA 値に対する粒度、母岩組成による影響を評価する. また、それら新第三系の陸成堆積物の粒度と母岩組成を評価するための方法論の構築を試みる.

4-1 研究対象・研究手法

4-1-a 研究対象

本論では、中部中新統の瀬戸層群と鮮新統の古琵琶湖層群を対象とする。瀬戸層群の下部層の陶土層からは 91 試料を採取した。また、古琵琶湖層群のうち、上野層から 46 試料、伊賀層から 14 試料、阿山層から 26 試料、甲賀層から 29 試料、蒲生層から 7 試料をそれぞれ採取した。また、瀬戸層群陶土層と古琵琶湖層群の母岩の候補のひとつとなる下部～中部中新統の阿波層群から 10 試料、瑞浪層群から 24 試料を採取し、鉱物・化学組成を検討した。各試料の詳細な採取地点を Appendix 1 に、試料採取層準を示す柱状図を Appendix 2 にそれぞれ示す。

瀬戸層群下部層の陶土層の試料は、岐阜県恵那市南部地域と岐阜県土岐～多治見地域の土岐口陶土層、および愛知県瀬戸地域と愛知県豊田地域の瀬戸陶土層から、それぞれ採取された。

古琵琶湖層群の上野層、伊賀層、阿山層は、下部部層と上部部層に区分される (川邊ほか, 1996)。また、上野層、伊賀層、阿山層の各部層と、甲賀層、蒲生層の名称は、分布する地域ごとに異なる (川邊ほか, 1996)。上野層下部部層の試料は三重県伊賀～大山田炊村の中村部層から、上野層上部部層の試料は三重県伊賀市島ヶ原の法華鉱山と三光鉱山の伊賀粘土部層、滋賀県甲賀市信楽町の中郷部層からそれぞれ採取された。伊賀層下部部層の試料は三重県伊賀市島ヶ原の三光鉱山の北又礫部層、および三重県伊賀～大山田湯舟谷川の炊村部層から、伊賀層上部部層の試料は三重県伊賀～大山田 愛田川の柘植部層から採取された。阿山層下部部層の試料は三重県伊賀市東湯舟と滋賀県甲賀市甲南町新治の和田部層から、阿山層上部部層の試料は三重県伊賀市新堂と滋賀県甲賀市甲南町上馬杉の甲南部層から、それぞれ採取された。甲賀層の試料は滋賀県甲賀市相模と同市水口の稗谷川下流の佐治川部層、滋賀県甲賀市水口の野洲川河床に分布する吉永部層、および滋賀県甲賀市信楽町長野の牧部層から採取された。蒲生層の試料は滋賀県甲賀市水口の布引山部層と迫粘土部層から採取された。

4-1-b 研究手法

定方位試料と全岩試料の粉末 X 線回折分析を行い，X 線回折プロファイルより，粘土鉱物・鉱物組み合わせを明らかにした．また，全岩での XRF 分析と ICP-MS 分析を行い，主要・微量・希土類元素 (REE)組成を検討した．なお，灼熱減量 (LOI; loss on ignition)が 15 %を越える試料は，検討から除外した．

試料の前処理方法，および分析手法の詳細は Appendix 5 に示す．また，化学組成の詳細な記載を Appendix 6 に，試料の詳細を Supplementary Table 1 に，XRD 分析による鉱物組成およびピーク強度を Supplementary Table 2 に，主要元素組成，Ba，V，Zr，LOI (灼熱減量)，CIA 値， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ，微量元素組成，希土類元素組成を Supplementary Table 3 にそれぞれ示す．また，元素ごとの相関行列を Supplementary Table 4 に示す．

化学風化指標

本論では，化学風化度を検出するために CIA 値 (Chemical Index of Alternation; Nesbitt and Young, 1982, 1984)を用いる．CIA 値は，以下の式から算出される．なお， CaO^* は，珪酸塩鉱物に含まれる CaO の総量を示す．炭酸塩鉱物と磷酸塩鉱物に含まれる CaO の除去に際しては，Fedo et al. (1995)による．

$$\text{CIA value} = \text{molar ratio } \{ \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^*) \times 100 \}$$

CIA 値は，可溶性元素 (CaO , Na_2O , K_2O)と難溶性元素 (Al_2O_3)の比率を用いた指標であり，火成岩に一般的に含まれる斜長石の風化をモデルとしている．弱く風化した火山岩の CIA 値はおおよそ 60 を示す (Nesbitt and Young, 1982)．主な造岩鉱物とその CIA 値を Table 4-1 に示す (McLennan et al., 1993)．CIA 値は， Al_2O_3 ，($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$)， K_2O の三角図 (A-CN-K 図)上であらわされる (Fig. 4-1)．一般に， Al_2O_3 -($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$)辺と平行に Al_2O_3 端成分に向かう化学風化トレンドを理想的な風化トレンド (Ideal Weathering Trend; IWT)と呼び，その出発点が母岩の組成を示す (Nesbitt and Young, 1984)．IWT が Al_2O_3 - K_2O 辺と交わる点から，その風化トレンドは， Al_2O_3 - K_2O 辺と平行に Al_2O_3 端成分へと向かう．また，IWT から外れて K_2O 端成分側に傾くトレンドを示すこともあり，これは，続成作用によるカリウムの付加の影響を被っていることを示唆する (Nesbitt and Young, 1984)．

Table 4-1; CIA value of each rock-forming mineral (McLennan et al., 1993).

Minerals	CIA value
feldspar	50
biotite	50
hornblende	10~30
pyroxene	0~10
Illite, smectite	70~85
kaolinite, chlorite, gibbsite	100

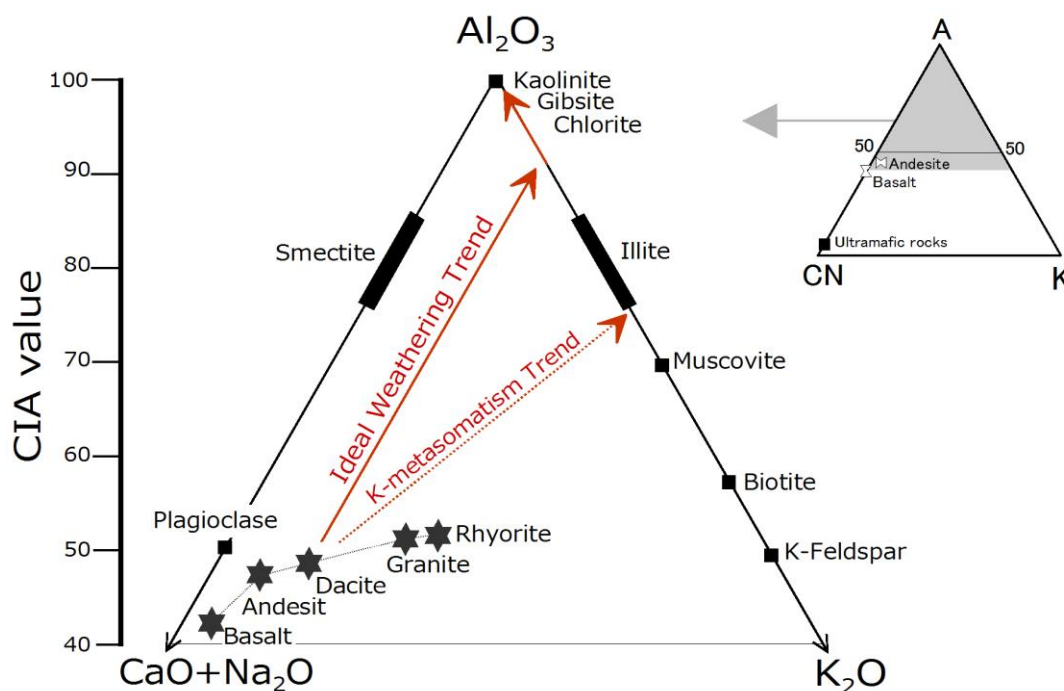


Fig. 4-1; Ternary A-CN-K diagram (Nesbitt and Young, 1984).

母岩指標

ここでは、母岩指標として、希土類元素 (REE; rare earth elements) に注目する。REE は、ランタノイド系列 (原子番号 57~71) に属する La から Lu までの元素の総称である。REE は、類似したイオン半径をもつ 3 価の陽イオンとして存在している。ただし、Ce および Eu は、還元状態で 2 価として安定することが知られている (Tyler, 2004)。そのため、Eu や Ce は、スパイダー図にプロットすると、なめらかな REE パターンから上方へ外れてプロットされる正異常や下方へ外れてプロットされる負異常を生じ、酸化還元度合いの指標や、火成岩の分化度合いの指標として利用されている。Eu 異常の大きさは、 $(Eu/Eu^*)_N$ で表される (Condie, 1993)。N はコンドライトの組成 (Taylor and McLennan, 1985) によって規格化した値であることを示す。その算出には、Condie (1993) による以下の式を用いる。

$$(Eu/Eu^*)_N = \frac{Eu}{\sqrt{Sm \times Gd}}$$

また、REE は、原子質量数が 153 以下の軽希土類元素 (LREE; light rare earth elements: La~Eu) と、原子質量数が 153 以上の重希土類元素 (HREE; heavy rare earth elements: Gd~Lu) に区分される。LREE と HREE は、マグマの結晶分化作用における適合度が異なり、前者は後者よりも適合度が高い。ただし、著しく分化した花崗岩 ($SiO_2 > 73\%$ 程度) では HREE が LREE よりも富

み、右肩あがりの REE パターンを示すことが知られている (Bao and Zhao, 2008). また、REE 自体が不適合元素であるため、分化した火成岩ほど REE は濃集する. そのため、REE の総量 (ΣREE), LREE の総量 (ΣLREE), HREE の総量 (ΣHREE), REE 全体の傾きを示す La/Yb, LREE の傾きを示す La/Sm, HREE の傾きを示す Gd/Yb などは、火成岩の分化程度の指標として利用されている.

REE は、堆積学的サイクルや続成作用による分別を被りにくい (McLennan, 1989). そのため、REE の組成は、堆積物の後背地を決定するために広く利用されている (e.g., Taylor and McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1993). しかし近年、REE は、風化・土壌化の過程でも挙動することが報告されており、古土壌・古風化の研究においては化学風化度や土壌環境の指標としても利用されている (Sheldon, 2006; Sheldon and Tabor, 2009).

REE は、マグマ結晶分化に伴いメルトに残留しやすく分化した岩石に濃集するが (周藤・小山内, 2002), 化学風化の進行によって粘土サイズの粒子にも濃集しやすい (Cullers et al., 1987). また、土壌中における REE は、HREE よりも LREE が高い濃度を示す (Sheldon and Tabor, 2009). 土壌化プロセスにおける REE の溶解度は、pH 条件によって支配されており、中性の pH 条件下において低いが、酸性であるほど高くなる (Tyler, 2004). そのため、特に Spodosol や Oxisol などのラテライト質の酸性土壌の形成が促進される湿潤な気候条件下において REE は溶脱しやすい (Tyler, 2004). その一方で、REE は、風化の進行に伴い堆積物に濃集することもしられている (Cullers et al., 1987; Zhang et al., 2007). また、Histosol のようなアルカリ性・低 Eh 条件下の土壌環境において、REE や微量元素は濃集しやすいとされている (Kahmann et al., 2008).

4-2 粒度効果の抑制

4-2-a 粒度指標としての $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の妥当性の検証

堆積物の化学組成は、粒度によって強くコントロールされる (e.g., Cullers et al., 1987; Nesbitt et al., 1996; Singh et al., 1999; Lupker et al., 2011). そのため、化学組成から砕屑物の母岩やそれらが被った化学風化の強度を把握するには、似通った粒度をもつ試料どうしを相互に比較する必要がある。本論では、粒度指標として $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に注目する。

一般に、物理的風化に対して耐性のある石英 (SiO_2) は、粗粒な粒子を構成しやすい。一方、物理的・化学的風化による生成物である粘土鉱物 (Al_2O_3) は細粒な粒子に多い (McLennan, et al., 1993; Garzanti et al., 2013). このことから、 SiO_2 と Al_2O_3 の比は、石英と粘土鉱物の比を表すことになり、粒度の指標として利用できる。ただし、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、斜長石/石英比として、母岩組成の指標としても用いられることがある (君波ほか, 1992; Roser, 1996). そこで、全岩での不定方位の粉末 X 線回折分析による全粘土鉱物の強度 (カウント) を合計した値と石英の強度との相関と長石の強度と石英の強度との相関に注目し、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の粒度指標としての妥当性を検証する。Fig. 4-2 は、X 軸に $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を、Y 軸に全粘土鉱物の強度を合計した値と石英の強度との比をとったグラフである。なお、ここで用いる粘土鉱物の強度は、カオリナイト、ハロイサイトを含む 7 Å 鉱物、スメクタイト、バーミキュライトを含む膨潤性粘土鉱物の 14~15 Å 鉱物、雲母粘土鉱物を示す 10 Å 鉱物のピーク強度の総和とする。また、石英の強度には 3.35 Å のピークを、長石強度には 3.24 Å のピークを用いる。

瀬戸層群陶土層の試料において、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と粘土鉱物/石英強度比は、強い～やや強い正の相関を示す (土岐～多治見地域: $R^2=0.57$, 瀬戸地域: $R^2=0.86$, 豊田地域: $R^2=0.44$). また、古琵琶湖層群の試料において、これらは伊賀粘土部層を除き、弱い正の相関を示す (伊賀粘土部層: $R^2=0.16$, 伊賀層: $R^2=0.70$, 阿山層: $R^2=0.13$, 甲賀層: $R^2=0.46$, 蒲生層: $R^2=0.49$). 伊賀粘土部層では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して粘土鉱物/石英比が高い試料 (Ho8, Ho9, Ho11, Ho12, 150622-3) の影響によって、本来の強い相関を示さず、弱い相関となっている。また、伊賀粘土部層以外の古琵琶湖層群 (伊賀層, 阿山層, 甲賀層, 蒲生層) のほとんどの試料は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.2\sim0.4$, 粘土鉱物/石英=0.0~0.1 の範囲にプロットされる。

一方、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と長石/石英強度比は、両層群ともに相関を示さない。

従って、本論で扱う瀬戸層群および古琵琶湖層群では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が粘土鉱物と石英の量比を示しているといえる。よって本論では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を粒度指標として用いることとする。

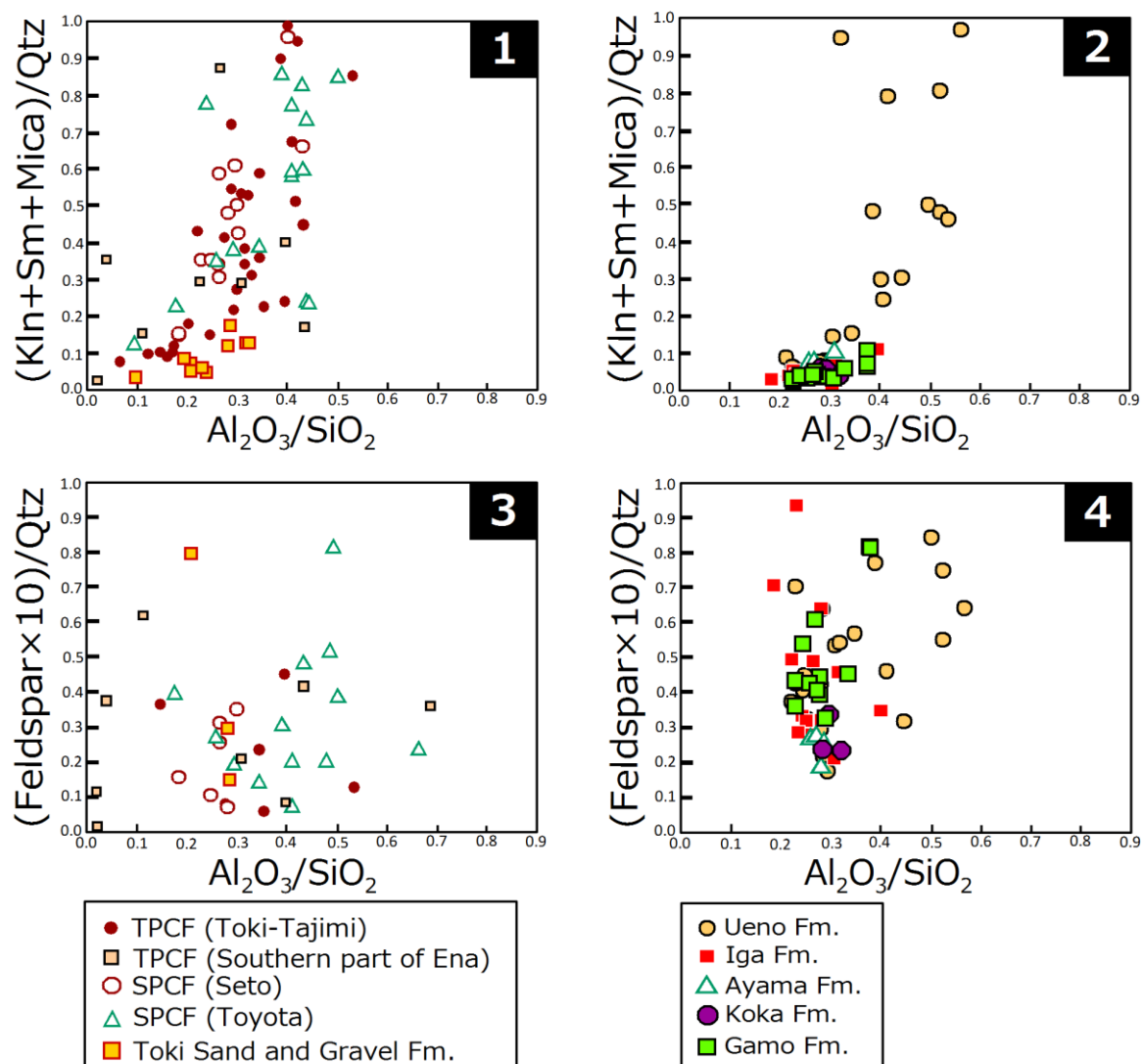


Fig. 4-2; (1) Bilateral plot of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -(Kaolinite+Smectite+Mica clay minerals)/Quartz of the Porcelain Clay Formation, (2) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -(Kaolinite+Smectite+Mica clay minerals)/Quartz of the Kobiwako Group, (3) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -(Feldspar $\times 10$)/Quartz of the Porcelain Clay Formation, (4) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -(Feldspar $\times 10$)/Quartz of the Kobiwako Group. Kln; kaolinite, Sm; smectite, Mica; mica clay minerals, Qtz; Quartz. The composition of minerals was calculated from the peak intensity of each mineral by XRD analysis for the bulk samples. Follow peak intensities were used; feldspar; 3.24 Å, quartz; 3.35 Å, mica clay minerals; 10 Å, kaolinite; 7.2 Å and smectite including vermiculite; 12–14 Å.

4-2-b 粒度効果による CIA 値への影響

頁岩や粘土、マールといった細粒な堆積物や堆積岩は、粘土鉱物を多く含む (Blatt et al., 1980). Al_2O_3 は、粘土鉱物を構成する主要な元素であり、それが算出式に組み込まれている CIA 値 (Nesbitt and Young, 1982, 1984)は、粒度の影響を受けやすい。そこで、粒度指標である $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値との相関をみることで、粒度効果による影響を検証した。

瑞浪層群の粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)のレンジは狭く、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.16\sim0.30$ の範囲に収まるのに対して、CIA 値は 66~79 の相対的に幅広いレンジを示す (Fig. 4-3-1). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値の相関はほとんどなく、CIA 値が粒度による影響をほとんど受けていないことを示す。

阿波層群の粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)のレンジは狭く、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.15\sim0.27$ の範囲に収まるのに対して、CIA 値は 63~74 の相対的に幅広いレンジを示す (Fig. 4-3-1). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値は弱い正相関を示し、CIA 値は粒度による影響を僅かに受けている。

瀬戸層群陶土層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が正相関を示す。瀬戸地域の瀬戸陶土層は、粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)に対して急増する CIA 値を示し、類似した $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を示す他 3 地域の試料と比べて、高い CIA 値をもつ (Fig. 4-3-2). 恵那市南部地域の土岐口陶土層の試料は、類似した $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を示す他 3 地域の試料と比べて、低い CIA 値を示す。また、CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドはいくつかあり、異なる出発物質に由来する風化傾向を示す。

古琵琶湖層群上野層の伊賀粘土部層は、粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)のレンジに対して一様に高い CIA 値 (90 以上)を示す (Fig. 4-3-3). 法華鉱山に分布する伊賀粘土部層の CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、弱く正相関する ($R^2=0.47$). ただし、三光鉱山に分布する伊賀粘土部層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が強く正相関する ($R^2=0.79$). 中郷部層では、伊賀粘土部層よりも $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が高い傾向を示す。

伊賀層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が強く正相関する ($R^2=0.69$). CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドが示す傾斜は、伊賀粘土部層、阿山層、蒲生層のそれと類似する。

阿山層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ がやや正相関する ($R^2=0.50$). CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドが示す傾斜は、伊賀粘土部層、伊賀層、蒲生層のそれと類似する。

甲賀層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が弱く正相関する ($R^2=0.48$). また、異なる切片をもつ 2 つのトレンドが認められ、母岩組成の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が多様であることが示唆される。

蒲生層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が強く正相関する ($R^2=0.74$). CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドがなす傾斜は、伊賀粘土部層、伊賀層、阿山層のそれと類似する。

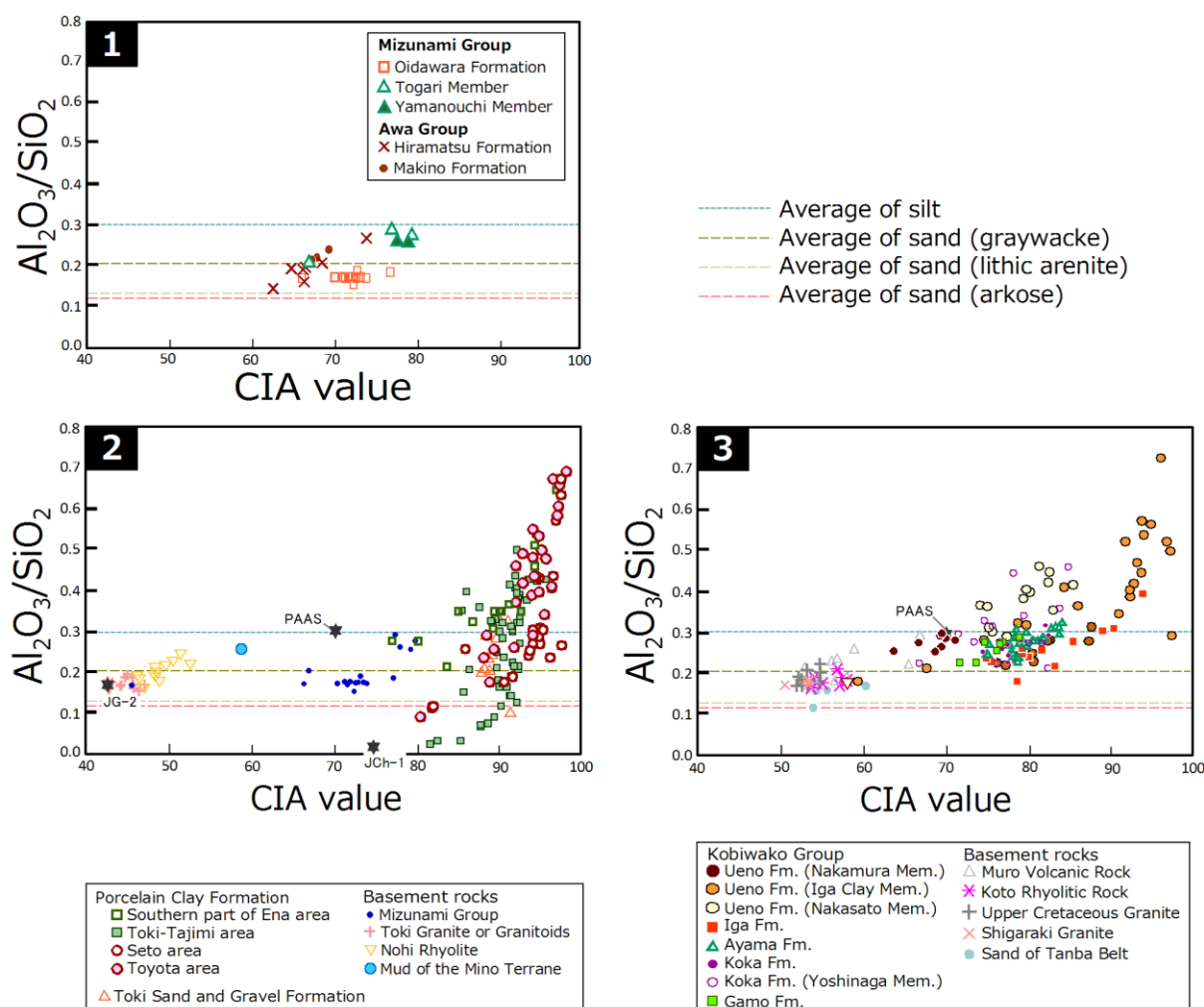


Fig. 4-3; (1) CIA-value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ for the Mizunami and the Awa Groups. (2) CIA-value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ for the Seto Group and their basement rocks. (3) CIA-value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ for the Kobiwako Group and their basement rocks. Chemical compositions of the Nakamura Member are quoted from Mori (2013MS). CIA value = molar ratio $\{ \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \} \times 100$, CaO^* : silicate only (Nesbitt and Young, 1982). References of chemical compositions; Toki Granite or granitoids; Yuguchi et al. (2010), Nohi Rhyolite; Sonehara and Harayama (2007), Mud of Mino Terrane; Ono (1976), PAAS (Post Archean Australian Shale); Taylor and McLennan (1985), JG-2 (Naegi Granite) and JCh-1 (Chart); Imai et al. (1995), Muro volcanic rock; Collaborated Research Group in the Muro area and Yao (2008), Koto rhyolitic rock; Mimura et al. (1976), Upper Cretaceous Granite; Kutsukake et al. (1991), Shigaraki Granite; Ishihara and Murakami (2006), Sand of Tanba belt; Musashino (1992), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio of average of silt; Pettijohn (1975), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio of average of sand (graywacke, lithic arenite and arkose); Pettijohn (1963).

以上のように、瑞浪層群、阿波層群、瀬戸層群、古琵琶湖層群の砕屑物の CIA 値は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ との正相関を示し、粒度効果を受けているが、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対する CIA 値の傾斜には、層準や時代ごとに多様性がある。特に、瀬戸層群下部層の陶土層と古琵琶湖層群上野層上部部層の伊賀粘土部層では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して急傾する CIA 値を示す。

CIA 値と粒度指標 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) の 2 成分ダイアグラム上において、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が 0.4 を越える

試料のほとんどは、CIA 値が 90 以上を示す。

瑞浪層群や阿波層群の試料のいくつかは、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が 0.1~0.2 の間にあり、アルコース質砂と類似した $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0.11)を示す。古琵琶湖層群の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、0.2 より大きな比を示す。この $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.2$ は、グレイワッケ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.20$)のそれと類似する。一方、瀬戸層群陶土層の試料のいくつかは、オーソコーツァイト ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.01$)やチャート($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.01$)、アルコース質砂と類似した著しく低い $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を示す。一方、本層の母岩の候補である美濃帯堆積岩類や濃飛流紋岩類、土岐花崗岩・花崗閃緑岩類、瑞浪層群の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、アルコース質砂とシルト岩の間にあり、それより低い値をとらない。このことから、瀬戸層群陶土層のいくつかの試料は、石英やチャート岩片などの水理学的淘汰作用による SiO_2 に富む鉱物・岩片の濃集を反映している可能性が示唆される。

以上より、本論では、瑞浪層群、阿波層群、瀬戸層群、古琵琶湖層群の CIA 値を相互に比較するために、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の範囲を 0.2~0.4 と限定し、その条件を満たす、限られた粒度をもつ試料を対象として、各時代の化学風化度を比較する。

4-3 母岩効果の抑制

一般に、母岩組成は、砕屑物の化学組成を規制する大きな要因である (McLennan et al., 1993). 本節では、まず、瀬戸層群の陶土層と、古琵琶湖層群の母岩となる岩体がもつ化学組成の多様性を既存研究による化学組成から明らかにする。そして、各層の砕屑物の化学組成から、それらの母岩組成を検証する。

4-3-a 母岩指標

母岩指標として、REE (希土類元素) に注目する。一般に、REE は、他の元素と比較して堆積学的サイクルや続成作用による分別を被りにくく (McLennan, 1989), 堆積物の後背地を決定するために広く利用されている (e.g., Taylor and McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1993). 本論では、Eu 異常の大きさを示す $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$, 希土類元素全体の傾きを示す $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$, 軽希土類元素の傾きを示す $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$, 重希土類元素の傾きを示す $(\text{Gd}/\text{Lu})\text{N}$, 希土類元素の総量を示す ΣREE に注目する。

REE 組成の 2 成分ダイアグラム (Figs. 4-9, 4-17) において、特に、 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ は、広い組成幅を示し、瀬戸層群陶土層で 0.37~0.75 を、古琵琶湖層群で 0.33~0.84 を示す。この組成幅は、母岩と考えられる岩体間での組成差を反映している可能性が高い。古琵琶湖層群の伊賀粘土部層の試料のいくつかは、Eu 負異常が著しく浅く、大きな $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ を示す。この $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ は、安山岩 (AIST 岩石標準試料; 以下 AIST-GRS と略記: JA-1, JA-2 and JA-3) や玄武岩 (AIST-GRS; JB-1, JB-1a, JB-2 and JB-3) の $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ に相当する。一般に 2 価の Eu は、Ca と同じ挙動をし、斜長石 (An 成分) に分配されやすい。しかし、堆積物中の Eu 異常は、斜長石の物理破壊による濃集によっても正異常をきたし (Chappell, 1968; Nance and Taylor, 1977; Hassan et al., 1999), 水理分別によって泥よりも砂で大きな Eu 正異常を呈する (McLennan et al., 1990)。そこで、Eu 異常の大きさと長石類の濃集による影響を検討するために、 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ と不定方位 XRD 分析結果による長石類 (3.24 \AA) とカオリナイト (7 \AA) ピークの比との関係に注目する (Fig. 4-4)。長石類の含有量と Eu 異常の大きさにはほとんど関係性が認められない。従って、 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ が 0.6 以上の浅い Eu 負異常を示す試料は、長石類の濃集によるものではないといえる。

$(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$, $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$, $(\text{Gd}/\text{Lu})\text{N}$, ΣREE は、 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ でみられるような広い組成差を示さない。さらに、REE 全体の傾き、軽希土類元素の傾き、重希土類元素の傾き、REE の総量は、土壌化による溶脱や細粒砕屑物への濃集 (Cullers et al., 1987; Tyler, 2004; Zhang et al., 2007; Kahmann et al., 2008; Sheldon and Tabor, 2009) によっても変化している可能性が考えられる。従って、これらの値は、砕屑物の母岩を区別する指標として不適切と判断する。

以上より、本論では、砕屑物の母岩組成の指標として、Eu 異常の大きさが妥当であると考えられる。

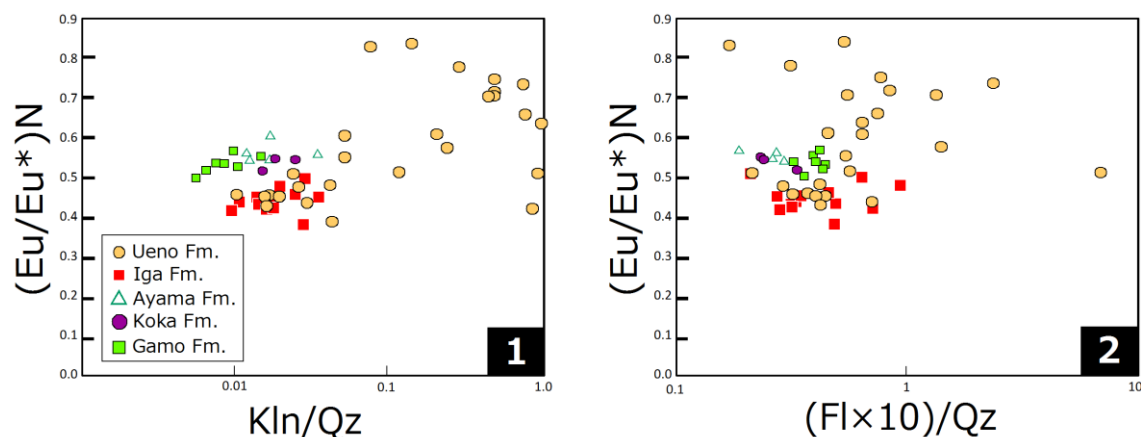


Fig. 4-4; (1) Kaolinite/Quartz-(Eu/Eu*)N plot for the Kobiwako Group. (2) (Feldspar × 10)/Quartz plot for the Kobiwako Group. Kaolinite/Quartz and (Feldspar × 10)/Quartz are calculated from XRD analysis for bulk samples. Follow peak intensities were used; kaolinite peak; 7 Å, quartz peak; 3.35 Å, feldspar peak; 3.24 Å. Eu anomaly = {Eu/(Sm × Gd)^{1/2}}N; Condie (1993). N means normalized. Qz; quartz, Kln; kaolinite, Fl; feldspar.

4-3-b 母岩の検証

4-3-b i 瀬戸層群の例

基盤岩類の組成

研究地域を含む岐阜県恵那市から愛知県豊田市には、下位から、ジュラ系的美濃帯堆積岩類、上部白亜系の濃飛流紋岩類、これと同時期に貫入した花崗岩類、下部中新統の瑞浪層群が分布する (中山・陶土団体研究グループ, 1987). これらは、瀬戸層群の母岩の候補といえる. よって、その化学組成の多様性を明らかにするために、A-CN-K 図上での特徴を記載する (Fig. 4-5). なお、豊田地域の花崗岩の化学組成は、本論で検討したものである.

美濃帯堆積岩類： 美濃帯の泥岩の化学組成は、小野 (1976)によって合計 66 試料の平均値が報告されている. CIA 値は 59 を示す. A-CN-K 図の IWT を想定すると、その母岩組成は流紋岩～安山岩の組成を示す.

濃飛流紋岩類： 濃飛流紋岩の化学組成は、Sonehara et al. (2005), Sonehara and Harayama (2006) などによって報告されている. CIA 値は 47～52 を示す. A-CN-K 図では一般的な花崗岩～流紋岩までの幅広い領域にプロットされる,

花崗岩類： 領家花崗岩と苗木花崗岩の化学組成は、Ishihara (2002), 湯口ほか (2010), Ishihara and Chappell (2007)による報告が、土岐花崗岩の化学組成は、湯口ほか (2010)による報告がある. これらの CIA 値は 39～62 を示す. これらは、A-CN-K 図において、一般的な花崗岩～流紋岩よりも Al₂O₃ に乏しい. 本論で得られた豊田地域に分布する花崗岩の組成は、K₂O に富み、

CIA 値 54 を示す。また、同地域で採取された真砂化した花崗岩類の CIA 値は、83～85 を示し、 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ 辺上にプロットされる。

瑞浪層群： 瑞浪層群土岐夾炭層，明世層月吉部層，戸狩部層の化学組成は，Sasao (2013)による報告がある。CIA 値は 45～73 を示す。A-CN-K 図の IWT を想定すると，その母岩組成は，おおよそ安山岩～デイサイトの組成を示すが，土岐夾炭層の 1 試料だけ，その他の試料よりも K_2O に富む。

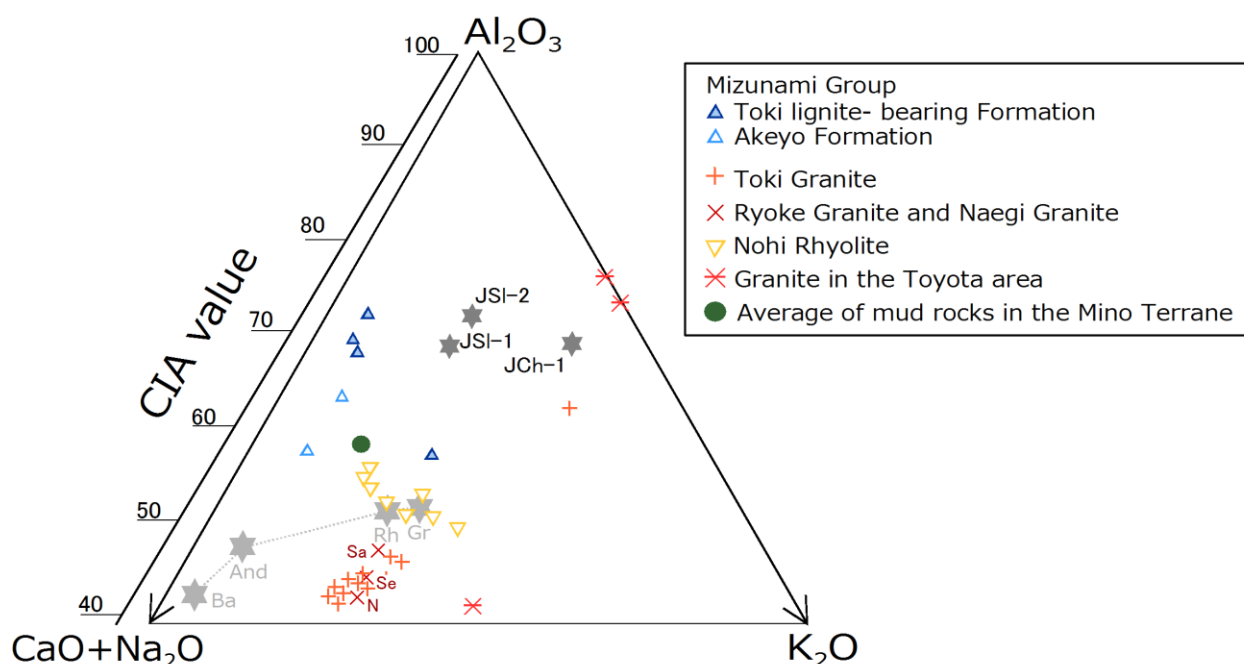


Fig. 4-5; Ternary A-CN-K diagram of the Porcelain Clay Formation and their parent rocks. CIA value= molar ratio $\{ \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \} \times 100$, CaO^* : silicate only (Nesbitt and Young, 1982). References of the chemical compositions: the Toki Lignite-bearing Formation and the Akeyo Formation in the Mizunami Group; Sasao (2013), Toki Granite; Yuguchi et al. (2010), Ryoke Granite and Naegi Granite; Ishihara and Chappell (2007); Sa; Sanagesan, Se; Seto, N; average of Naegi Granite estimated from Ishihara (2002), $n=5$, Nohi Rhyolite; Sonehara et al. (2005) and Ishihara and Wu (2001), average of mud rocks of the Mino Terrane; Ono (1976), granite distributed in the Toyota area (original data of this study), JSI-1, JSI-2 and JCh-1 (AIST-GRS); Imai et al. (1995). Ba; basalt, And; andesite, Rh; rhyolite, Gr; granite.

母岩の検証

A-CN-K 図，不動元素 (MgO , TiO_2 , Fe_2O_3)の 2 成分ダイアグラム，希土類元素， Zr/Sc-Th/Sc 図から，陶土層の母岩を考察する。

A-CN-K 図： $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(CaO+Na}_2\text{O)}$ 辺と平行に Al_2O_3 端成分に向かう理想的な化学風化トレンド (IWT; Ideal Weatherin Trend; Nesbitt and Young, 1984)は，碎屑物の母岩組成を検証する上で有用である。しかし，陶土層の碎屑物は， $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ 辺に沿ってプロットされ，IWT を読み取るこ

とができない (Fig. 4-6). ただし, 恵那市南部地域に分布する本層においてのみ, 流紋岩～安山岩を母岩組成とする IWT が認識できる. また, この地域の陶土層は, 瑞浪層群生俵層が示す, 流紋岩～安山岩を母岩組成とする IWT の延長線上にプロットされる. この IWT は, 瀬戸層群の基盤岩である美濃帯泥岩の平均組成 (小野, 1976)や, 土岐花崗岩・花崗閃緑岩類の組成 (湯口ほか, 2010), 苗木花崗岩 (AIST-GRS: JG-2)の組成 (Imai et al., 1995)を出発点とする.

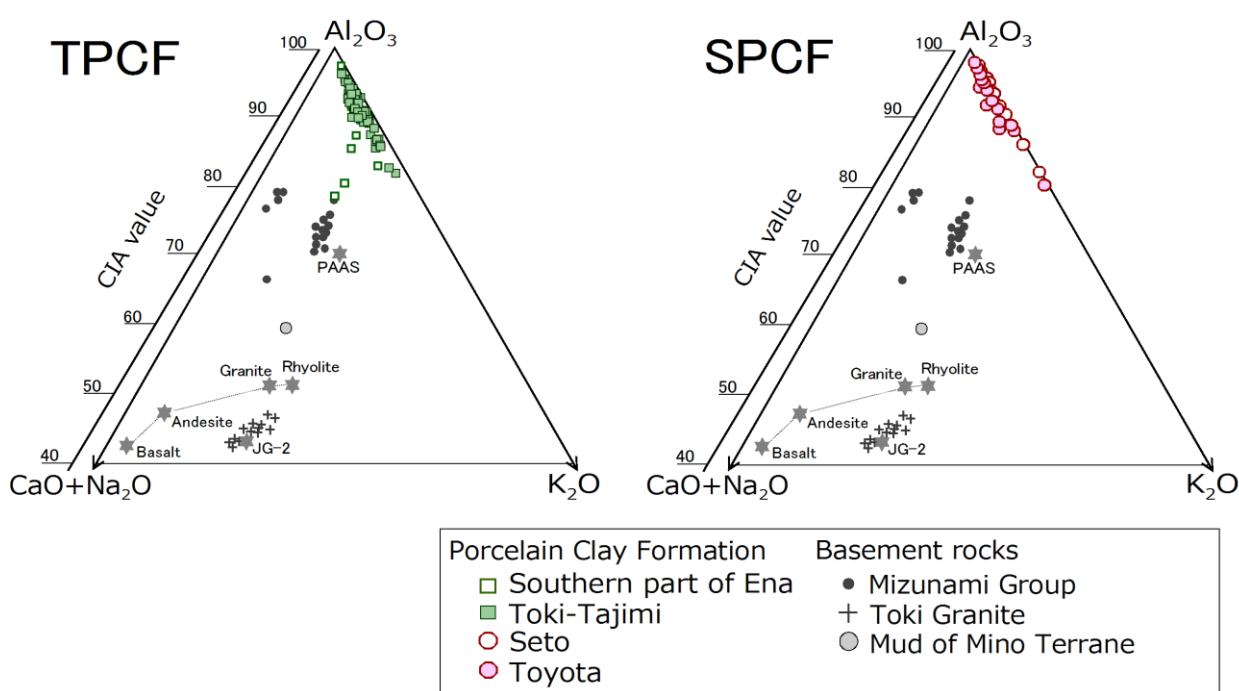


Fig. 4-6; Ternary A-CN-K diagram of the Porcelain Clay Formation and their parent rocks. CIA value= molar ratio $\{Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)\} \times 100$, CaO^* ; silicate only (Nesbitt and Young, 1982). References; the Mizunami Group (the Oidawara Formation and the Yamanouchi and the Togari Members in the Akeyo Formation); original data of this study, Toki Granite; Yuguchi et al. (2010), Mud of Mino Terrane (average); Ono (1976), PAAS (Post Archean Australian Shale); Taylor and McLennan (1985), JG-2 (Naegi Granite; AIST-GRS); Imai et al. (1995). TPCF; Tokiguthi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

TiO₂-MgO 図 (Fig. 4-7): 一般に, 不動元素による 2 成分ダイアグラムにおいて, 母岩が同じ砕屑物は, 母岩の組成に向かって直線状のトレンドを示す (Fralick and Kronberg, 1997).

陶土層の TiO₂/MgO は, その母岩の候補である美濃帯堆積岩類や濃飛流紋岩類, 花崗岩類, 瑞浪層群のそれと比べて高く, 著しく TiO₂ が濃集していることを示す. また, 陶土層では, 検討地域ごとにこれらのトレンドが大きく異なる. 恵那南部地域の陶土層と瀬戸地域の陶土層は, MgO 濃度が低く MgO に対して TiO₂ が著しく増加するトレンドを示す. 土岐～多治見地域の陶土層では, MgO 濃度が低く MgO に対して TiO₂ が急増するトレンドと, TiO₂ に対して MgO が増加するトレンドという異なる 2 つのトレンドがみられる. 前者のトレンドは, 恵那市南部

地域や瀬戸地域の陶土層と類似したトレンドを示す。豊田地域に分布する陶土層は、恵那市南部地域、瀬戸地域の陶土層と、土岐～多治見地域の陶土層との中間的なトレンドを示す。

この $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ のトレンドの違いの要因として、母岩組成の違いと物理的風化による TiO_2 の濃集、化学的風化による MgO の枯渇による影響が考えられる。陶土層の碎屑物の母岩として挙げられる美濃帯堆積岩類や濃飛流紋岩類、花崗岩類、瑞浪層群は、陶土層のトレンドよりも MgO が増加するトレンドを示す (Fig. 4-7)。美濃帯堆積岩類と瑞浪層群の TiO_2 濃度と MgO 濃度が高いことを除いて、 $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ の傾きに岩体間での大きな違いは見出せない。化学風化指標である CIA 値と TiO_2 濃度、 MgO 濃度との相関をみると、CIA 値と TiO_2 濃度は、恵那市南部地域を除いて、強い正相関を示す (Fig. 4-8)。その相関係数 (R^2) は、恵那南部地域で 0.19、土岐～多治見地域で 0.71、瀬戸地域で 0.76、豊田地域で 0.82 である。一方、 MgO 濃度と CIA 値は明瞭な相関関係を示さない。その相関係数 (R^2) は、恵那南部地域で 0.59、土岐～多治見地域で 0.18、瀬戸地域で 0.55、豊田地域で -0.02 である。これより、陶土層の MgO/TiO_2 は、風化の進行に伴い初生的な母岩組成を保持していない可能性が高い。なお、陶土層の MgO に対して TiO_2 が増加するトレンドは、後述の古琵琶湖層群の上野層下部部層 (伊賀粘土部層) のトレンドと類似する。

$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ 図： 豊田地域の陶土層は、 MgO に対して Fe_2O_3 が急増するトレンドを示す。ただし、 Fe_2O_3 が高い試料のいくつかは、シデライトノジュールを多産する。そのため、豊田地域の陶土層の $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ は、母岩組成を支持しているわけでない。土岐～多治見地域の陶土層は、 Fe_2O_3 に対して MgO が急増するトレンドを示す。この $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ は、美濃帯の泥岩組成のそれと類似する。恵那市南部地域と瀬戸地域の陶土層の $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ は、豊田地域の陶土層と土岐～多治見地域の陶土層との中間的な $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ をもつように見える。この $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ は、花崗岩類や瑞浪層群のそれと類似する。

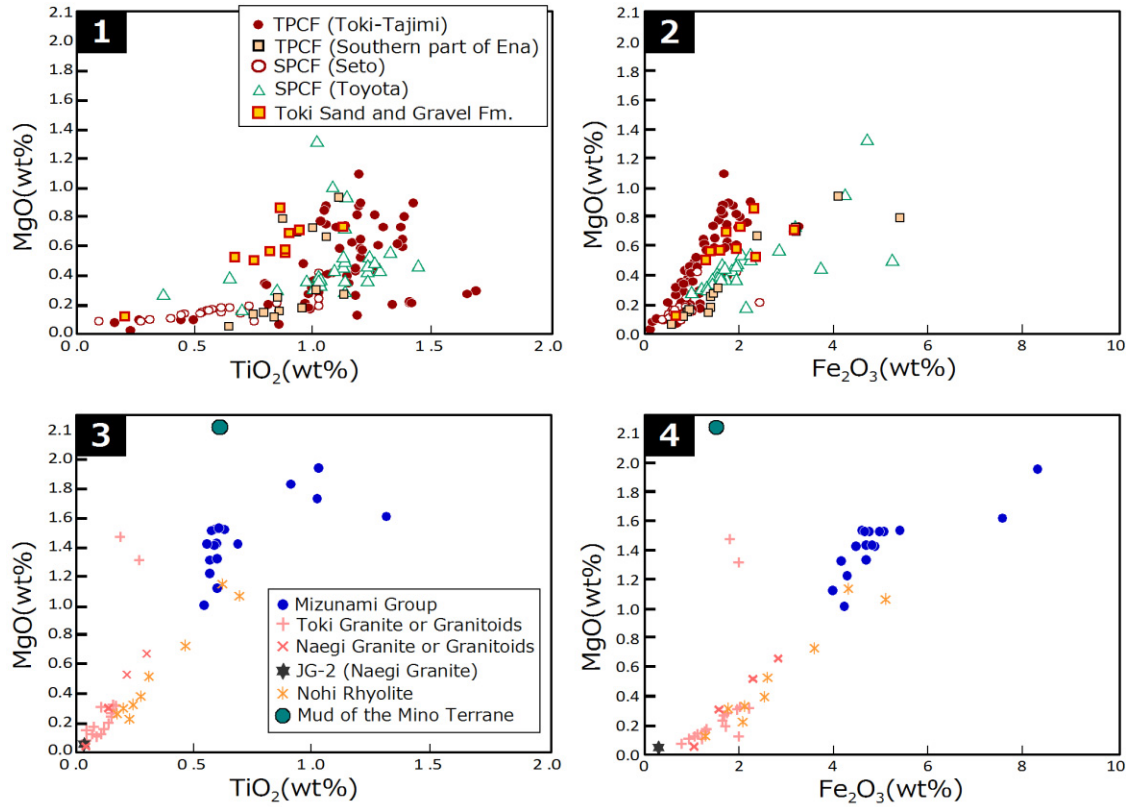


Fig. 4-7; (1) TiO_2 -MgO plot for the Seto Group. (2) Fe_2O_3 -MgO plot for the Seto Group. (3) TiO_2 -MgO plot for the basement rocks of the Seto Group. (4) Fe_2O_3 -MgO plot for the basement rocks of the Seto Group. References of the chemical compositions: average of mud rocks in the Mino terrane; Ono (1976), Nohi Rhyolite; Sonehara et al. (2005), Sonehara and Harayama (2006), Naegi Granite or Granitoids; Ishihara and Chappel (2007), Toki Granite or Granitoids; Yuguchi et al. (2010), the Mizunami Group; original data of this study, JG-2 (Naegi Granite; AIST-GRS); Imai et al. (1995).

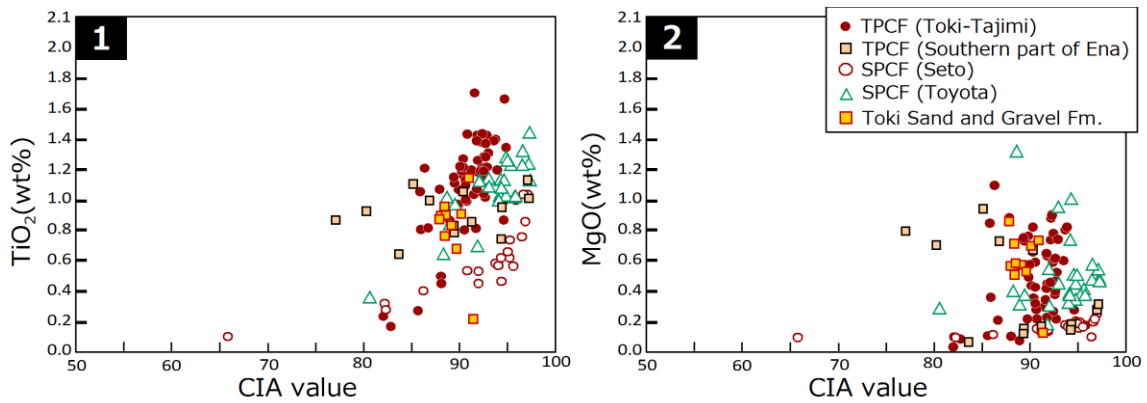


Fig. 4-8; (1) CIA value- TiO_2 plot for the Seto Group. (2) CIA value-MgO plot for the Seto Group.

コンドライト規格化 REE パターン： 陶土層では、全体として Eu 負異常が明瞭であり、REE 全体が左肩上がりの分化した REE パターンを示す (Fig. A6-11). (Eu/Eu*)N-(La/Yb)N, (La/Sm)N-(Gd/Lu)N の 2 成分ダイアグラム (Figs. 4-9-1, 4-9-2)において、陶土層の組成はクラスターをつくり、試料間や地域間で明瞭な組成差を示さない。また、陶土層の(Eu/Eu*)N は、濃飛流紋岩や土岐花崗岩のそれと類似する。しかし、(La/Yb)N は、基盤岩類の濃飛流紋岩類や花崗岩類と比べても高い値を示し、軽希土類元素への濃集を示す。しかし、希土類元素の総量 (Σ REE)は、幅広いレンジを示す (Fig. 4-9-3)。特に、豊田地域と土岐～多治見地域に分布する陶土層のいくつかの試料が、著しく高い Σ REE (>250)を示す。この Σ REE は、基盤岩類の濃飛流紋岩類や花崗岩類と比べても著しく高い。陶土層の Σ REE と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、弱い正相関を示す (Fig. 4-9-4)。従って、 Σ REE は、母岩のマグマの結晶分化程度というよりも、むしろ細粒碎屑物への濃集程度に起因している可能性が高い。

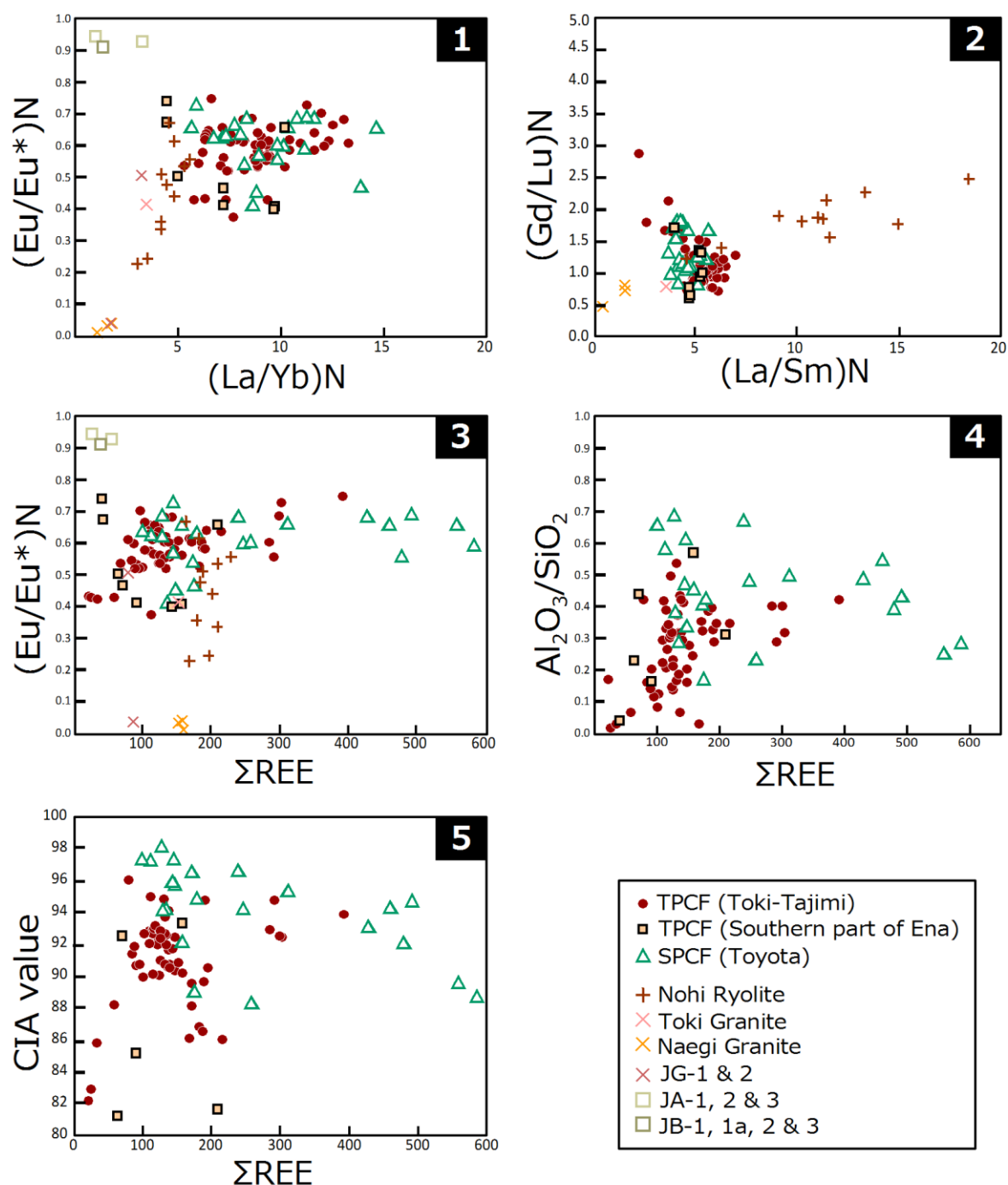


Fig. 4-9; **(1)** (La/Yb)_N-(Eu/Eu*)_N plot. **(2)** (La/Sm)_N-(Gd/Lu)_N plot. **(3)** ΣREE-(Eu/Eu*)_N plot. **(4)** ΣREE-Al₂O₃/SiO₂ plot. **(5)** ΣREE-CIA value plot. (Eu/Eu*)_N; Eu anomaly={Eu/(Sm×Gd)^{1/2}}; Condie (1993). N means normalized. References of the chemical compositions: Naegi Granite; Ishihara and Murakami (2006) and Sonehara and Harayama (2007), Toki Granite; Ishihara and Wu (2001), Nohi Ryolite; Sonehara et al. (2005) and Sonehara and Harayama (2006), JG-1 and 2, JA-1 and JA-2, JB-3 (AIST-GRS); Imai et al. (1995). TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation; SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

Zr/Sc–Th/Sc 図 (Fig. 4-10) : Zr/Sc–Th/Sc 図 (McLennan et al., 1993)をリサイクルの指標として用いる。不適合元素である Th と適合元素である Sc の比は、マグマ結晶分化程度の指標となる。一方、不適合元素である Zr と適合元素である Sc の比は、Th/Sc と同様にマグマ結晶分化程度の指標となるが、風化への耐性が強いジルコン (ZrSiO_4)の濃集による影響を受ける。そのため、Th/Sc と Zr/Sc は、再堆積によってジルコンが付加されることで相関を失い、急傾斜を呈する (Taylor and McLennan, 1985)。

土岐～多治見地域の陶土層は、理想的なマグマ結晶分化トレンド (PCT; primary compositional trend; Roser and Korsch, 1999)よりも Zr/Sc が急傾斜を示し、リサイクルによるジルコンの濃集の影響が示唆される。このことは、当地域の陶土層が、美濃帯堆積岩や瑞浪層群などの堆積岩類からの碎屑物供給をうけていた可能性を示唆する。豊田地域と瀬戸地域に分布する陶土層は、Zr 付加の傾向を示さない。豊田地域において、Zr/Sc が小さい値をもつ試料もある。これらの試料の鏡下観察では、シデライト (FeCO_3)ノジュールが認められる。よって、低い Zr/Sc を示す試料は、シデライトノジュールに起因する高い Sc 濃度によって低い Zr/Sc 側へ移動している (Appendix 7 参照)。

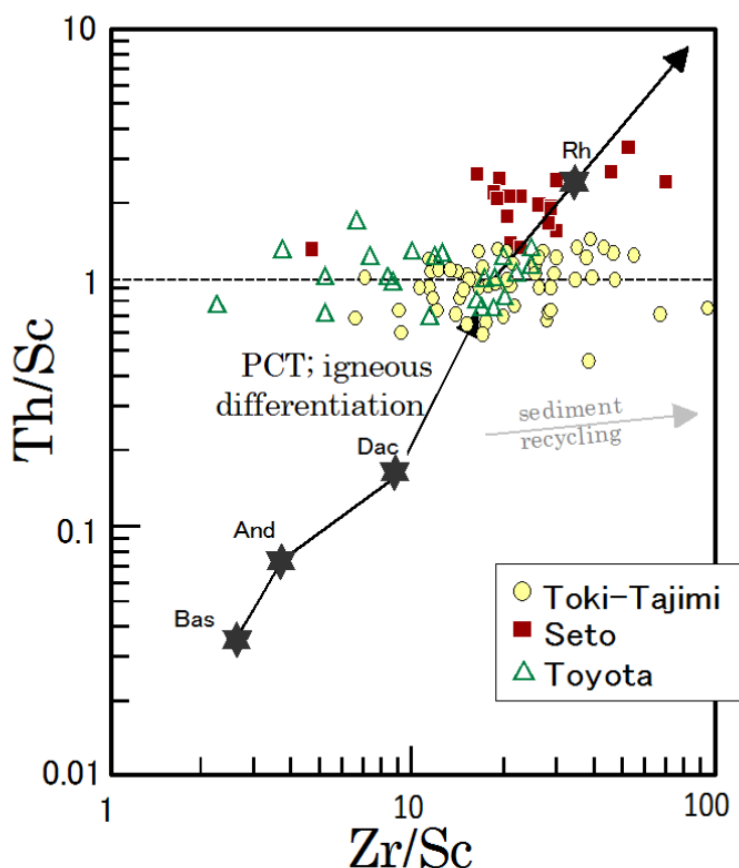


Fig. 4-10; Zr/Sc vs Th/Sc diagram (McLennan et al., 1993) of the Tokiguchi and the Seto Porcelain Clay Formation. Stars (Bas; basalt, And; andesite, Dac; dacite, Rh; rhyolite) are average of igneous rock compositions (as plotted by Roser and Korsch, 1999). PCT; Primary Compositional Trend.

母岩の考察

陶土層は、明瞭な Eu 負異常や左肩上がりで軽希土類元素に富む REE パターンを示し (Fig. A6-11), その主たる母岩は花崗岩や流紋岩などの分化した岩石であると考えられる。ただし, REE 組成や不動元素の 2 成分ダイアグラム, A-CN-K 図の IWT より, 4 地域に分布する陶土層の母岩組成には僅かな違いがあったと考えられる。

恵那市南部地域に分布する陶土層では, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ のトレンドが花崗岩類や濃飛流紋岩類のそれと類似することや, A-CN-K 図の IWT より, 流紋岩質な母岩組成をもっていたと考えられる。これは, 恵那市南部地域の周辺に分布する土岐・領家花崗岩類, 濃飛流紋岩類からの碎屑物供給が卓越していたこと示している。

土岐～多治見地域に分布する陶土層では, チャート (AIST-GRS: JCh-1)やオーソコーツァイトに匹敵するほどの高い SiO_2 濃度をもつこと, MgO に対して TiO_2 が著しく増加すること, $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ 図においてリサイクルに伴うジルコン付加のトレンドを示すことから, 堆積岩類からの碎屑物供給を受けていた可能性がある。これは, 土岐～多治見地域に分布する美濃帯堆積岩類からの碎屑物供給を示しているのかもしれない。ただし, 水理的淘汰作用によるジルコニウムの濃集による影響を排除できない。

瀬戸地域に分布する陶土層では, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ のトレンドが花崗岩類や濃飛流紋岩類のそれと類似することや, $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ 図においてリサイクルに伴うジルコン付加のトレンドを示さないことから, 主たる母岩が花崗岩類であったと考えられる。これは, 瀬戸地域の検討地域周辺に分布する領家花崗岩類からの碎屑物供給が卓越していたことを示しているのかもしれない。

豊田地域に分布する陶土層では, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ のトレンドがシデライトの寄与を示していることや, A-CN-K 図上での IWT を認定できないことから, その母岩組成を識別することが困難である。ただし, コンドライト規格化 REE パターンにおいて, 明瞭な Eu 負異常を示すこと, $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ 図においてリサイクルに伴うジルコン付加のトレンドを示さないことから, 分化した珪長質岩体からの碎屑物供給を受けていた可能性が高い。ただし, $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ 図では, 水理的淘汰作用によるジルコニウムの枯渇・濃集による影響を排除できない。

4-3-b ii 古琵琶湖層群の例

研究地域を含む上野盆地から琵琶湖周辺の湖東～湖西にかけての地質図を Fig. 4-11 に示す。この地域には、下位より古生界～中生界の付加コンプレックス (丹波帯)、古生界を母岩とする下部～上部白亜系の変成岩類や花崗岩類、上部白亜系の珪長質火山岩類、下部中新統の海成層 (阿波層群)、中部中新統の火山岩類 (室生火山岩類)、鮮新～更新統の陸成層 (古琵琶湖層群)、沖積層が分布する (Kawabe, 1989)。これらは、古琵琶湖層群の母岩の候補である。

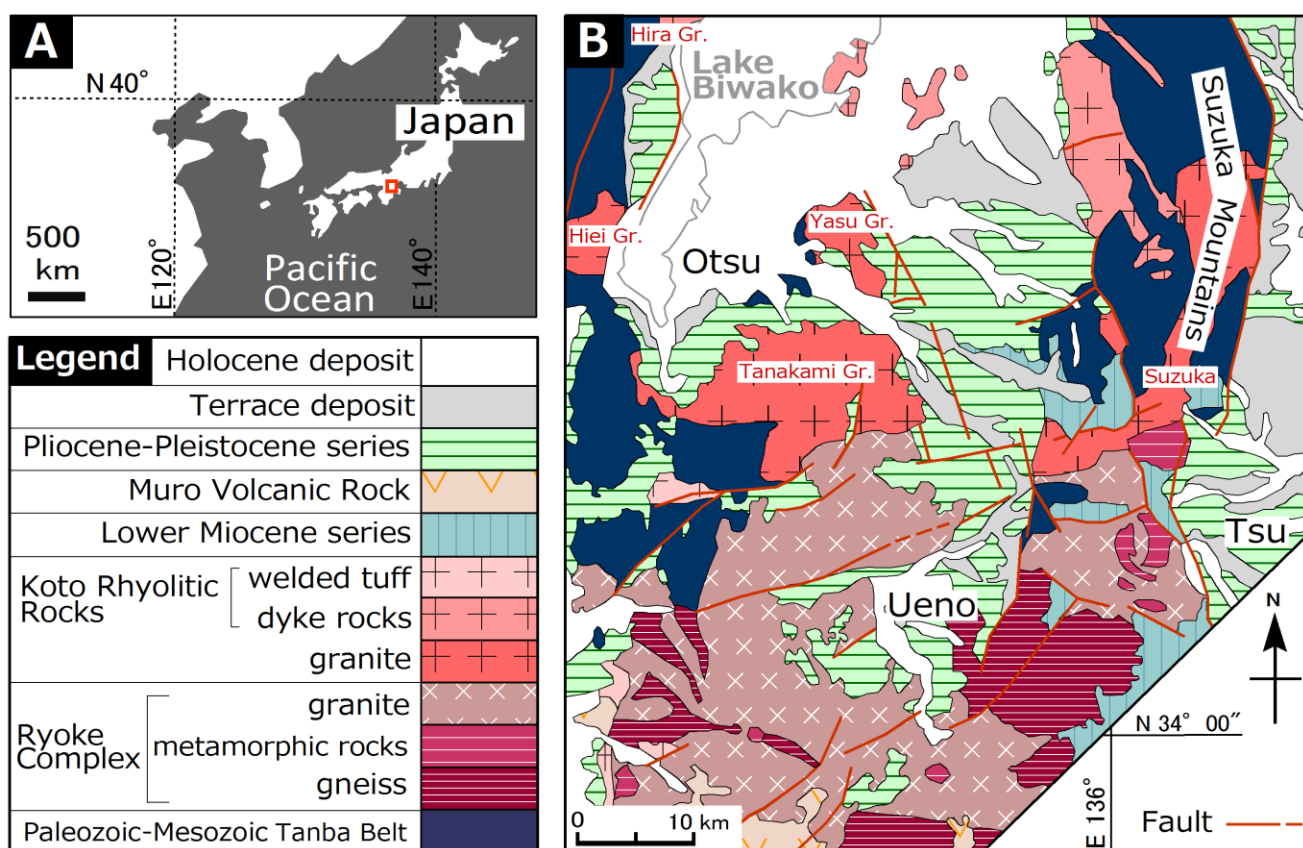


Fig. 4-11; (A) Index map and the location of Fig. 4-11-B. (B) Geological map around Lake Biwako and Ueno City. (modified from Kawabe, 1989). The red characters show the late Cretaceous granitic rocks, Hira Granite, Hiei Granite, Tanakami Granite and Suzuka Granite. Gr means granite.

基盤岩類の組成

川邊 (1990)は、古琵琶湖層群の上野層と伊賀層の礫種構成を検討し、その供給源に丹波帯起源の砂岩、頁岩、ないしホルンフェルス、湖東流紋岩類、花崗岩類、領家変成岩類、下部中新統の砂岩、室生火山岩が含まれるとした (Fig. 4-12). それらの化学組成のバ多様性を把握するために、A-CN-K 図における特徴を記載する (Fig. 4-13). なお、阿波層群の化学組成は、本論による.

丹波帯： 丹波帯の堆積岩類の化学組成は、武蔵野 (1992)によって報告されている. CIA 値は 54～60 を示す. A-CN-K 図上における IWT を想定すると花崗岩～安山岩質な母岩組成を示す. 丹波帯が集水域に分布する京都府北桑田郡美山町の棚野川の現生河床堆積物の組成 [URL 4]は、チャート (AIST-GRS: JCh-1)と類似した組成を示し、CIA 値は 67 を示す. この試料採取地点の河川の集水域に分布する丹波帯は、主にチャートから構成される.

信楽花崗岩： 西南日本の花崗岩類の化学組成は、石原・村上 (2006)によって報告されている. 信楽花崗岩の CIA 値は 51～56 を示し、A-CN-K 図上において一般的な花崗岩～流紋岩の組成をもつ.

上部白亜系花崗岩類・湖東流紋岩類： 鈴鹿山脈西麓、近江盆地、比叡山東部、琵琶湖に分布する上部白亜系の花崗岩体の化学組成は、沓掛ほか (1991)と周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2008)によって報告されている. それらの CIA 値は 54～58 を示す. A-CN-K 図上において、鈴鹿花崗岩体、比良花崗岩体、田上花崗岩体、比叡花崗岩体の順に K_2O に富む. 特に、鈴鹿花崗岩体と比良花崗岩体では、一般的な花崗岩よりも K_2O に富む. 田上花崗岩体は、一般的な花崗岩と類似した組成を示す. 比叡花崗岩帯は、花崗岩～流紋岩までの幅広い組成を示す. 上部白亜系の溶結凝灰岩類は湖東流紋岩と呼ばれ、珪長質凝灰岩、石英斑岩、花崗斑岩から構成される (三村・河田, 1970). 湖東流紋岩の化学組成は、三村ほか (1976)によって報告されている. CIA 値は 54～58 を示す. これらは、A-CN-K 図上において、一般的な流紋岩類と類似した組成を示す.

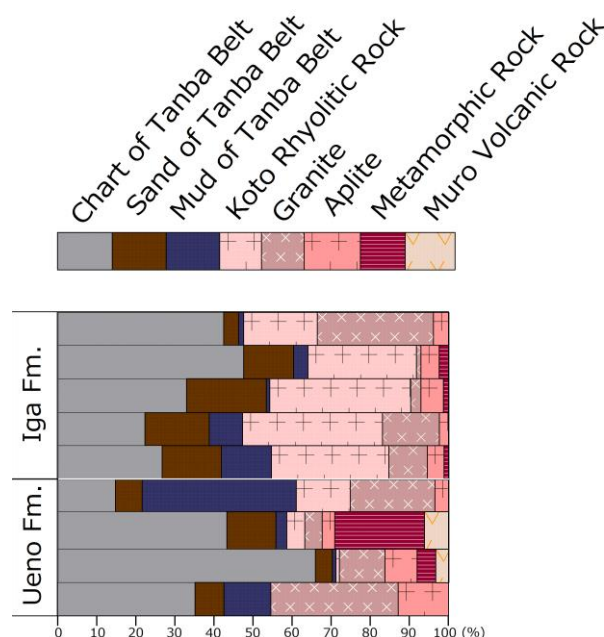


Fig. 4-12; Rock composition of gravels in the Ueno and the Iga Formations distributed in the Ueno area (edited by Kawabe, 1990).

室生火山岩類： 中部中新統の火山岩類である室生火山岩類の化学組成は、室生団体研究グループ・八尾 (2008)によって報告されている。全体の CIA 値は 53～67 を示す。それらを A-CN-K 図に示すと、一般的な花崗岩類よりも Al_2O_3 に富む領域にある。中には CIA 値が 67 になるものもある。また、集水域の広範囲に室生火山岩類が露出している奈良県宇陀郡曽爾村の青蓮寺川の現生河床堆積物の組成 [URL 4]は、CIA 値 52 を示し、流紋岩と類似した組成をもつ。

阿波層群： 下部中新統の海成層である阿波層群 (平松層、槇野層)は、CIA 値 63～74 を示す。A-CN-K 図では、花崗岩を母岩組成とする IWT をもつようにみえる試料と流紋岩と安山岩の中間的領域の岩石を母岩組成とする試料が認められる。

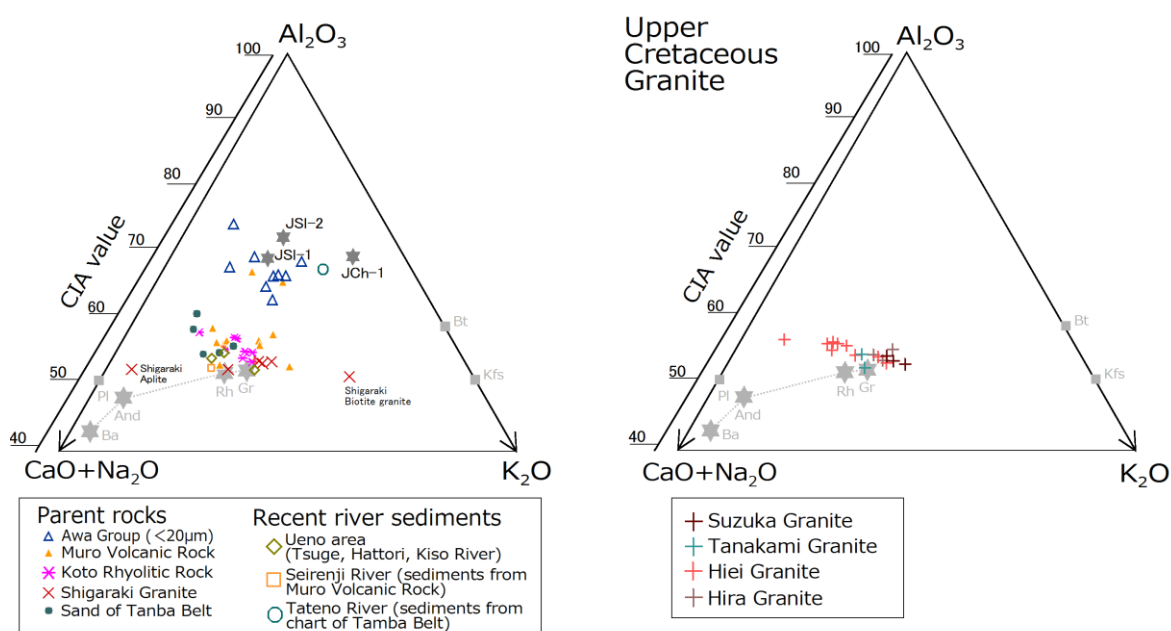


Fig. 4-13; Ternary A-CN-K diagram of the Ueno Formation, their parent rocks and the recent river sediments. References of the chemical compositions: the Awa Group; original data of this study, Muro Volcanic Rock; Collaborated Research Group in the Muro area and Yao (2008), Koto Rhyolitic Rock; Mimura et al. (1976), Upper Cretaceous Granite; Kutsukake et al. (1991) and Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa (2008), Shigaraki Granite; Ishihara and Murakami (2006), sand of Tanba belt; Musashino (1992), recent river sediments; AIST [URL 4], JSl-1, JSl-2 and JCh-1 (AIST-GRS); Imai et al. (1995). For the sampling location see Table 4-2. Ba; basalt, And; andesite, Rh; rhyolite, Gr; granite, Pl; plagioclase, Bt; biotite, Kfs; k-feldspar.

Table 4-2; Sample details of the recent river sediments [URL 4].

Sample name	Longitude	Latitude	Sampling point	River
33050	135.5583	35.275	Kyoto Prefecture, Kita Kuwata County, Miyama	Tateno River
26024	136.1359	34.51796	Nara Prefecture, Uda county, Soni Village	Seirenji River
34003	136.1145	34.76961	Mie Prefecture, Ueno City	Kidsu River
34004	136.1344	34.77492	Mie Prefecture, Ueno City	Hattori River
34005	136.1445	34.79006	Mie Prefecture, Ueno City	Tsuge River

母岩の検証

A-CN-K 図： 古琵琶湖層群の各層の A-CN-K 図を Fig. 4-14 に示す。上野層上部部層 (伊賀粘土部層)は、A-CN-K 図上において広範囲にプロットされる。このうちの 4 試料は、火山灰層準から得られた試料である。それ以外は、流紋岩～花崗岩を母岩とする IWT と、流紋岩と安山岩の中間的領域の岩石を母岩とする IWT の 2 つの IWT が認められる。また、 Al_2O_3 成分 90%以上でクラスターをつくる。

上野層下部部層 (中村部層)、上野層上部部層 (中郷部層)は流紋岩質な組成を母岩組成とする IWT を示す。

伊賀層、阿山層は 流紋岩～花崗岩質な組成を母岩組成とする IWT を示す。

甲賀層佐治川部層と吉永互層、蒲生層は花崗岩質な組成を母岩組成とする IWT を示し、相対的に分化した母岩組成といえる。特に、甲賀層佐治川部層と吉永互層の一部の試料は、検討した古琵琶湖層群の中でも、最も分化した母岩組成を示す。信楽花崗岩や湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩体や比良花崗岩体の組成が、甲賀層佐治川部層と吉永互層の IWT から想定される分化した母岩組成と類似する。

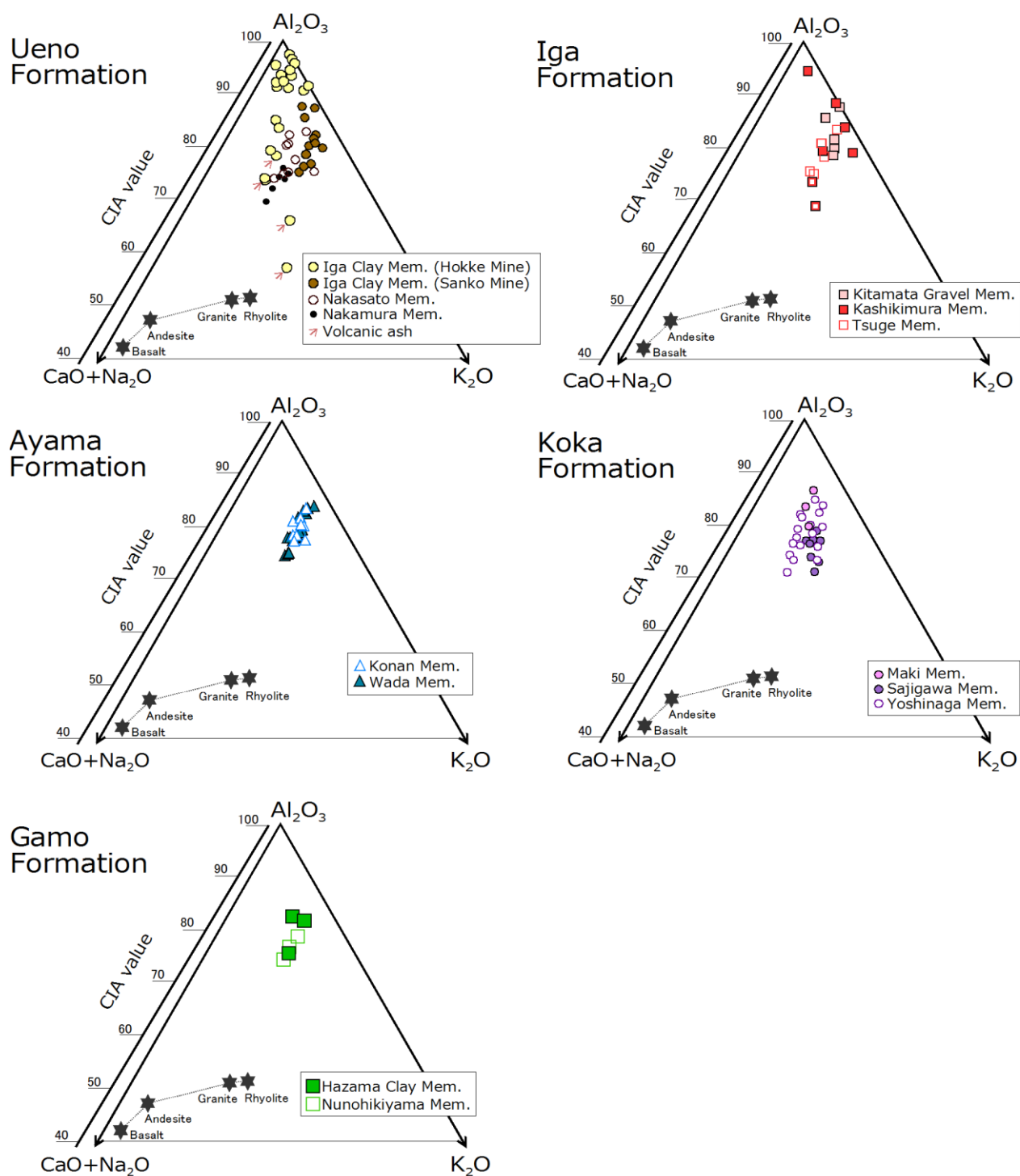


Fig. 4-14; Ternary A-CN-K diagrams of the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations in the Kobiwako Group. Chemical compositions of the Nakamura Member are quoted from Mori (2013MS).

TiO₂-MgO 図 (Figs. 4-15-1, 4-15-3): 上野層下部部層 (中村部層), 上野層上部部層 (中郷部層), 伊賀層, 甲賀層, 蒲生層が, 類似したトレンドを示す. このトレンドは, 丹波帯堆積岩類, 下部～上部白亜系の花崗岩類, 湖東流紋岩類, 阿波層群のそれと類似する.

上野層上部部層 (伊賀粘土部層)では, MgO に対して TiO₂ が急増するトレンドや, 逆に TiO₂ に対して MgO が急増するトレンドをもつものがある. 前者は室生火山岩類のそれと類似する. 本部層のトレンドの多様性の要因については後述する.

阿山層では, TiO₂, MgO とともに高い範囲でばらついており, 明瞭なトレンドが見い出せないものの, 上野層下部部層 (中村部層), 上野層上部部層 (中郷部層), 伊賀層, 甲賀層, 蒲生層と類似したトレンドを示すようにもみえる.

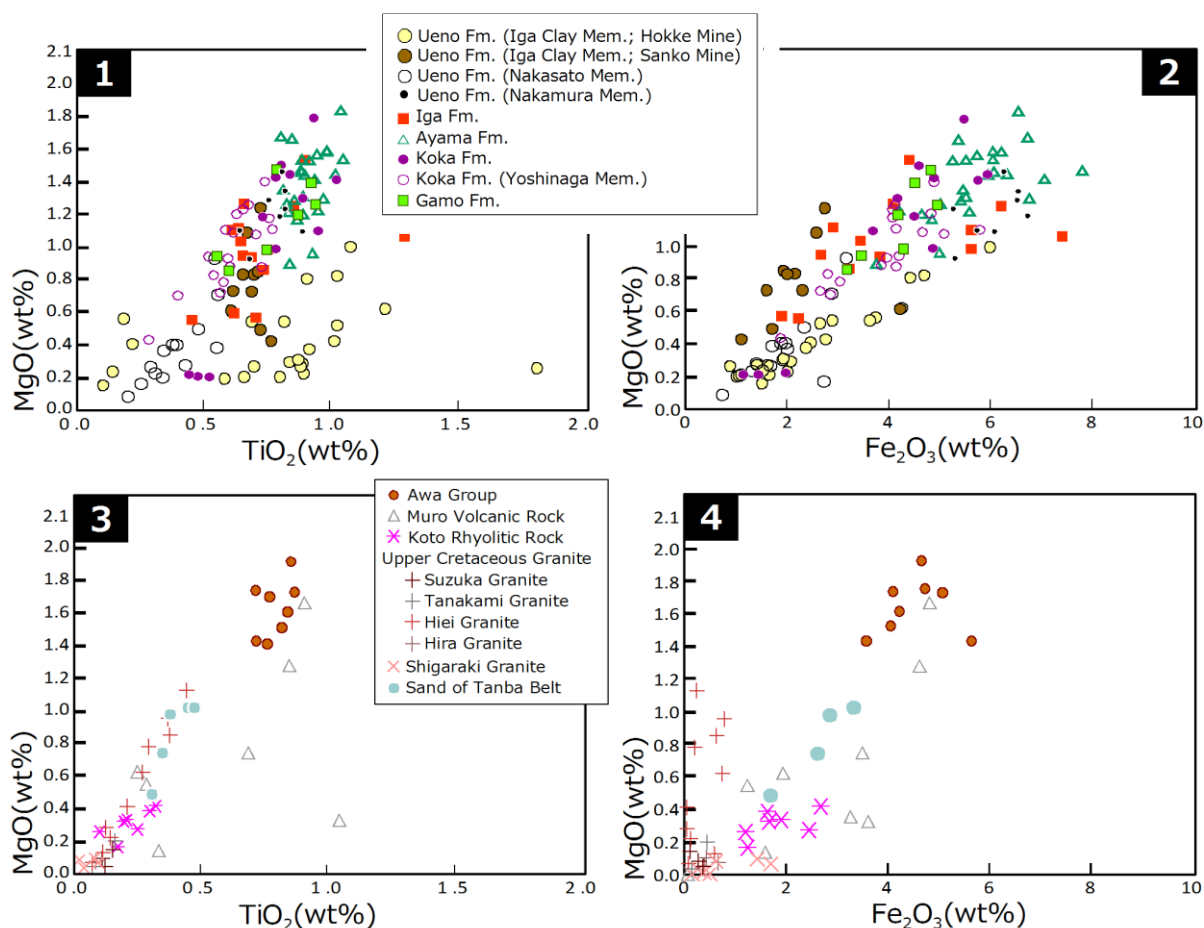


Fig. 4-15; (1) TiO₂-MgO plot for the Kobiwako Group. (2) Fe₂O₃-MgO plot for the Kobiwako Group. (3) TiO₂-MgO plot for the basement rocks of the Kobiwako Group. (4) Fe₂O₃-MgO plot for the basement rocks of the Kobiwako Group. The data of the chemical compositions of the Nakamura Member are quoted from Mori (2013MS). References of the chemical compositions: Muro Volcanic Rock; Collaborated research group in the Murou area and Yao (2008), Koto Rhyolitic Rock; Mimura et al. (1976) and Kutsukake et al. (1991), Upper Cretaceous Granite; Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa (2008), Shigaraki Granite; Ishihara and Murakami (2006), sand of Tanba Belt; Musashino (1992).

Fe₂O₃-MgO 図 (Figs. 4-15-2, 4-15-4) : 三光鉾山に分布する上野層上部部層 (伊賀粘土部層)では, Fe₂O₃ に対して MgO が急増するトレンドを示す. 上野層下部部層 (中村部層)と法華鉾山に分布する上野層上部部層 (伊賀粘土部層)では, MgO に対して Fe₂O₃ が急増するトレンドを示す. このトレンドは, 湖東流紋岩類, 信楽花崗岩, また室生火山岩の一部のそれと類似する. ただし, 中村部層中には, シデライト (FeCO₃)ノジュールが多産する (森, 2013MS). そのため, 本部層における Fe₂O₃ 濃度は, シデライトによる寄与を示している可能性もある.

上野層上部部層 (中郷部層), 甲賀層, 蒲生層では, 上野層上部部層 (伊賀粘土部層)がなすトレンドと上野層下部部層 (中村部層), 法華鉾山に分布する上野層上部部層 (伊賀粘土部層)がなすトレンドとの中間的な傾きを示す. 特に伊賀層では, Fe₂O₃ に対して MgO がやや増加するトレンドを示す. これらのトレンドは, 丹波帯堆積岩, 室生火山岩の一部, 阿波層群のそれと類似する. 阿山層では, TiO₂ と同様に Fe₂O₃ も高く, Fe₂O₃-MgO 図上でばらつきく. そのため, そのトレンドの解釈は TiO₂-MgO 図と変わらない.

上野層の中村部層, 伊賀粘土部層, 中郷部層, 蒲生層では, それぞれ, Fe₂O₃ と MgO の相関が強いのにに対し, 伊賀層, 阿山層, 甲賀層では, Fe₂O₃ と MgO の相関がやや弱く, ばらついたプロットを示す. これより, 上野層や蒲生層の堆積盆地において, 砕屑物の母岩組成が一元的であったと考えられる. 一方, 伊賀層, 阿山層, 甲賀層の母岩組成は, 多元的であった, ないし砕屑物の水理分別が十分になされたものが混入していると考えられる. 上野層上部部層 (伊賀粘土部層)では, 法華鉾山と三光鉾山とで Fe₂O₃ と MgO のなすトレンドが大きく異なる. これより, 各鉾山に分布する伊賀粘土部層が全く異なる母岩組成をもっていた可能性もある.

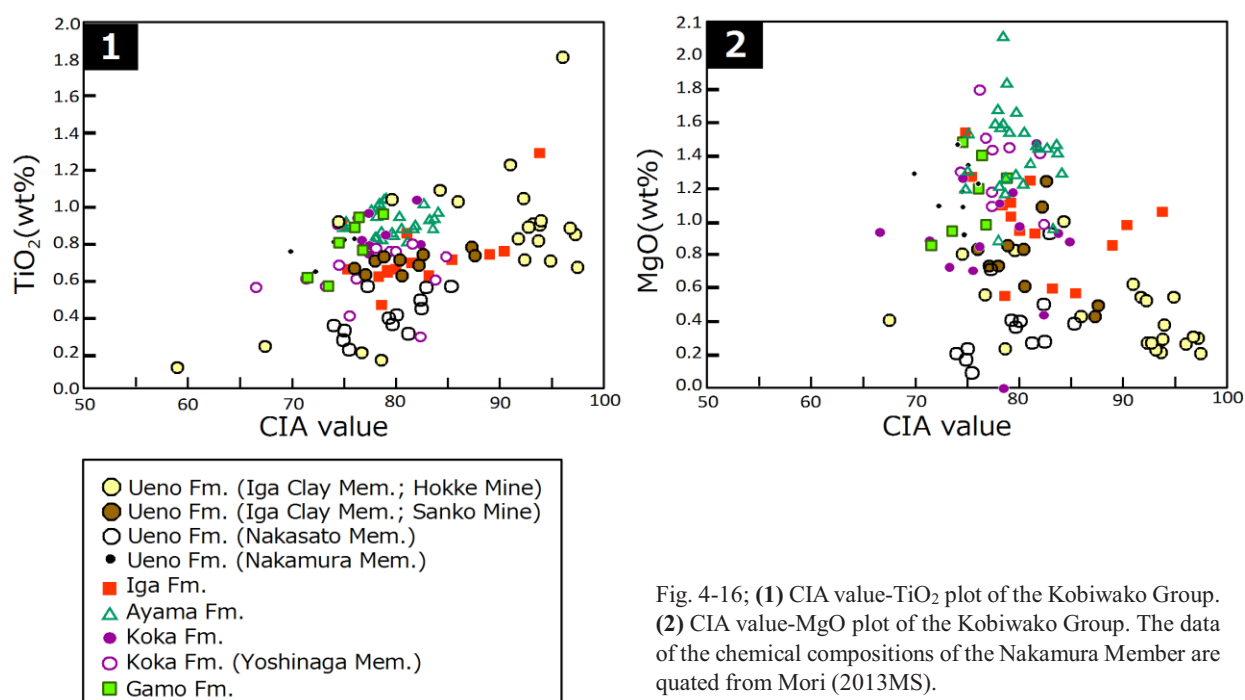


Fig. 4-16; (1) CIA value-TiO₂ plot of the Kobiwako Group. (2) CIA value-MgO plot of the Kobiwako Group. The data of the chemical compositions of the Nakamura Member are quoted from Mori (2013MS).

コンドライト規格化 REE パターン： 上野層下部部層 (伊賀粘土部層)は、著しく多様性に富む (Fig. A6-12). $(Eu/Eu^*)N$, $(La/Sm)N$, $(La/Yb)N$, $(Gd/Lu)N$ も幅広い領域にプロットされる (Fig. 4-17). 伊賀粘土部層の REE 組成の多様性の要因については後述する.

伊賀層では、他層と比べて、Eu の負異常が著しく、重希土類元素の傾きもやや急に傾斜しており、分化した母岩組成を支持する. 阿山層と蒲生層では、伊賀層と比べて Eu の負異常が小さく、相対的に未分化な母岩組成を示す.

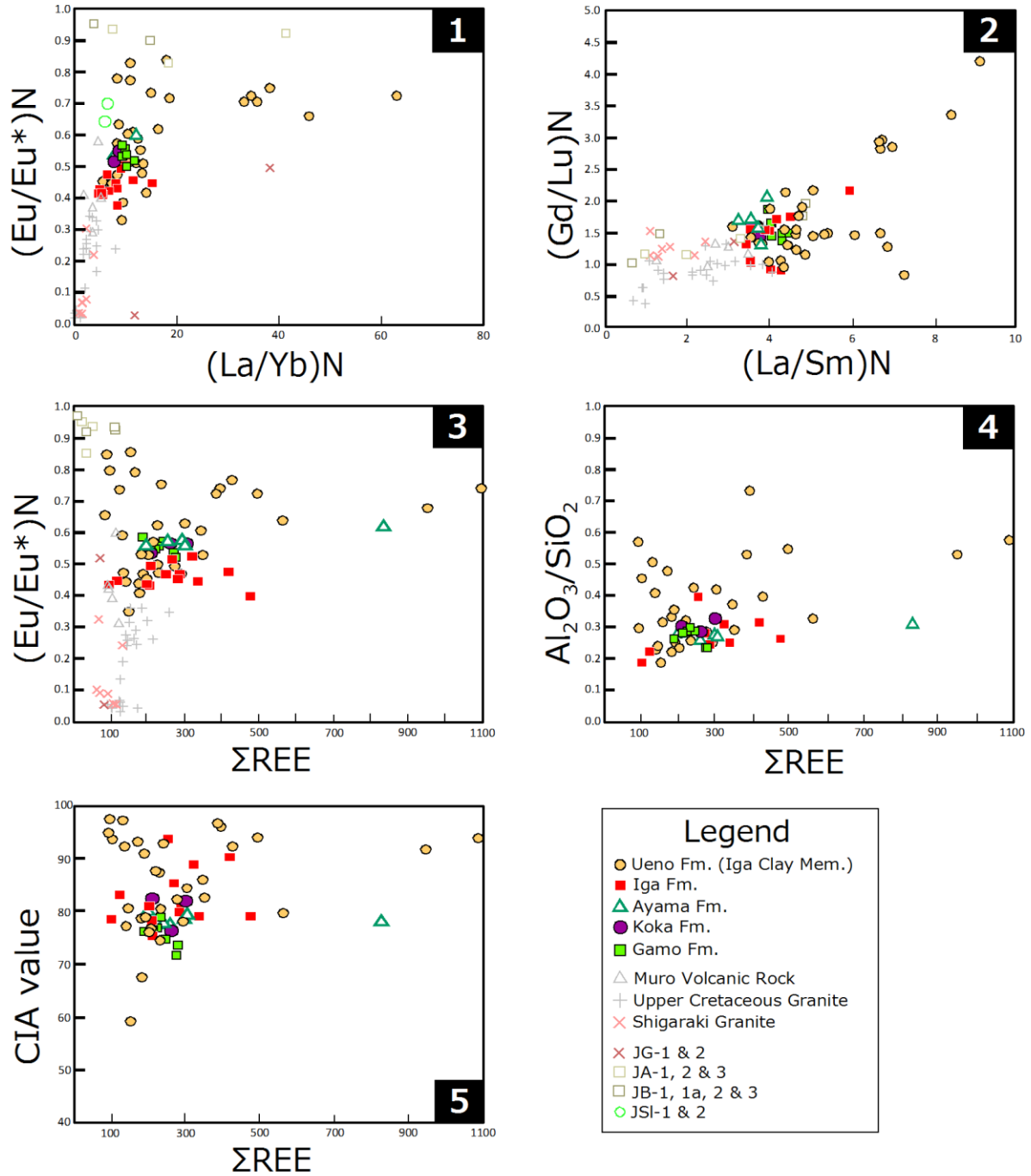


Fig. 4-17; Bilateral plots of REEs for the Kobiwao Group and their parent rocks. **(1)** (La/Yb)_N-(Eu/Eu*)_N plot. **(2)** (La/Sm)_N-(Gd/Lu)_N plot. **(3)** ΣREE-(Eu/Eu*)_N plot. **(4)** ΣREE-Al₂O₃/SiO₂ plot. **(5)** ΣREE-CIA value plot. (Eu/Eu*)_N; Eu anomaly={Eu/(Sm×Gd)^{1/2}}_N; Condie (1993). N means normalized. CIA value= molar ratio {Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO*+Na₂O+K₂O)}*100, CaO*; silicate only (Nesbitt and Young, 1982). Reference of the chemical compositions: Muro Volcanic Rock; , Shinjo et al (2002), Upper Cretaceous Granite (Tanakami Granite); Nakano et al. (2013) and Ishihara et al. (2005), Shigaraki Granite; Ishihara and Murakami (2006), JG-1 and 2, JA-1, 2 and 3, JB-1, 1a, 2 and 3; Imai et al. (1995).

古琵琶湖層群の母岩組成

古琵琶湖層群では、全層共通して、明瞭な Eu 負異常と左肩上がりの REE パターンを示し (Fig. A6-12), その主たる母岩が花崗岩や流紋岩などの分化した岩石であるといえる。しかし、古琵琶湖層群の各層の化学組成からわかる母岩組成には、以下に示す層準間での違いがある。

上野層下部部層の中村部層は、A-CN-K 図の IWT より、流紋岩質な分化した母岩組成を示す。

上野層上部部層の伊賀粘土部層の化学組成には多様性があり、その母岩組成、粒度、化学風化度との関連については後述する。同じく上野層上部部層の中郷部層は、A-CN-K 図の IWT より、安山岩と流紋岩の中間的領域の岩石からの碎屑物供給が卓越していたと考えられる。

伊賀層 (北又礫部層、炊村部層、柘植部層) は、A-CN-K 図の IWT, Eu 異常の大きさより、花崗岩質な母岩組成を示す。これは、検討対象の古琵琶湖層群の中でも最も分化した母岩組成である。

阿山層 (和田部層、甲南部層) は、A-CN-K 図の IWT, Eu 異常の大きさより、流紋岩～花崗岩質で、かつ伊賀層よりも未分化な母岩組成を示す。

甲賀層 (佐治川部層) は、A-CN-K 図の IWT, Eu 異常の大きさより、流紋岩～花崗岩質な母岩組成を示す。甲賀層 (吉永互層) のほとんどの試料は、佐治川部層よりも未分化な流紋岩質な母岩組成を示すが、いくつかの試料では、佐治川部層と類似した組成を示す。甲賀層全体としてみると、その組成は、阿山層の組成とほぼ同じであり、母岩組成も阿山層と類似していたと考えられる。

蒲生層 (布引山互層、迫粘土部層) は、A-CN-K 図の IWT, Eu 異常の大きさより、流紋岩～花崗岩質な母岩組成を示す。これは、蒲生層の母岩組成が、阿山層や甲賀層の母岩組成とほとんど変わらないことを示す。

伊賀粘土部層における母岩の多様性と化学風化度

古琵琶湖層群上野層上部部層である伊賀粘土部層では、主要元素、微量元素、REE 組成において多様性がみられる。ここでは、伊賀粘土部層の化学組成の多様性が示す母岩組成、粒度、化学風化強度について議論する。

不動元素 (MgO , TiO_2 , Fe_2O_3) の 2 成分ダイアグラムにおいて、法華鉾山に分布する伊賀粘土部層は、古琵琶湖層群の他層と異なるトレンドを示し、 MgO に対して TiO_2 濃度が急増するトレンドを示すものがみられる (Fig. 4-15)。このトレンドの要因として、母岩の違いの他に、物理的風化による TiO_2 の濃集、化学的風化による MgO の枯渇による影響が関与している可能性がある。そこで、化学風化指標である CIA 値と TiO_2 , MgO の相関をみると、CIA 値 90 以上の高い化学風化度を示す試料では、 TiO_2 濃度が相対的に高く、 MgO が乏しい傾向を示す (Fig. 4-16)。伊賀粘土部層における MgO の枯渇は、古琵琶湖層群の他層準と比べても著しい。これより、伊賀粘土部層の MgO に対して TiO_2 濃度が急増するトレンドは、大きな風化強度 (特に化学風化) に起因する可能性が高い。なお、伊賀粘土部層の TiO_2 - MgO のトレンドは、中部中新統の土岐口陶土層や瀬戸陶土層のトレンドと類似する。伊賀粘土部層の火山灰質な 4 試料で

は、 TiO_2 に対して MgO が急増するトレンドを示し、その母岩組成の違いを反映している。

コンドライトによって規格化した REE パターンでも、本部層では、Eu 異常の大きさ (Eu/Eu^*)、REE 全体の傾き (La/Yb)、軽希土類元素の傾き (La/Sm)、重希土類元素の傾き (Gd/Lu)、REE の総量 (ΣREE) にかなりの多様性がみられる (Fig. 4-17)。特に Eu 異常の大きさに注目すると、本部層の試料のいくつかは、古琵琶湖層群の中でも極めて Eu 負異常が浅く、大きな (Eu/Eu^*)_N を示す。この (Eu/Eu^*)_N は、安山岩 (AIST-GRS: JA-1, JA-2 and JA-3) や玄武岩 (AIST-GRS: JB-1, JB-1a, JB-2 and JB-3) の (Eu/Eu^*)_N に相当する。

法華鉾山に分布する伊賀粘土層の化学組成の垂直変化を Fig. 4-18 に示す。ユニット I は、湖沼の細粒堆積物、泥流による堆積物から構成され、泥流が滞水域に直接流入する堆積環境を示す。ユニット II は、湖沼の細粒堆積物、降下火山灰から構成され、静穏な滞水域からなる堆積環境を示す。ユニット III は、クレバスチャネル堆積物や氾濫原堆積物から構成され、プロキシマルな氾濫原の堆積環境を示す。ユニット IV は、3 層のチャネル堆積物、氾濫原堆積物、湖沼の細粒堆積物から構成され、チャネル～氾濫原の堆積環境を示す。ユニット区分の詳細は、3 章で述べたとおりである。

粒度指標である $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、ユニット区分が示す堆積環境の変化とも調和的である。湖沼堆積物から構成されるユニット I とユニット II では、 Al_2O_3 に富む細粒な粒度を、氾濫原やチャネル堆積物から構成されるユニット IV では、 SiO_2 に富む粗粒な粒度をそれぞれ支持する。

ユニット I とユニット II では、大きな Eu 負異常を示し、Zr 濃度が高い。一方で CaO , Na_2O , K_2O , Ba, Sr, Rb の濃度は、相対的に低く、 SiO_2 と負の相関を示す、もしくは相関を示さない (Fig. 4-18)。このことは、これら可溶性のアルカリ・アルカリ土類元素、LIL 元素が、細粒な粒子に含まれていることを示唆する。ユニット I の下部のデブリフロウ堆積物やユニット II 上部の火山灰層準の試料における低い $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、粗粒砕屑物の混入によると考えられる。また、火山灰層準の試料では、それより下位の層準の試料よりも Eu 負異常が明瞭となる。このことは、堆積場への珪長質火山灰の供給を示す。ユニット I, ユニット II では、粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) の多様性に関わらず、一様に高い CIA 値 (>90) を示し (Fig. 4-19)、カオリナイトに富む粘土鉱物組成を示す。また、これらユニットでは、希土類元素が著しく濃集した ($\Sigma\text{REE}=947\sim1087$) 試料もみられる (Ho6, Ho12)。これら 2 試料では、(Eu/Eu^*)_N が相対的に未分化な母岩組成を示す。試料 Ho12 は、高い灼熱減量を示すため ($\text{LOI}=13.06\text{ wt\%}$)、有機物含量が高いことが示唆される。そのため、試料 Ho12 では、高い ΣREE が、有機物への吸着と関与している可能性がある。一方、試料 Ho6 の灼熱減量は低く ($\text{LOI}=5.42\text{ wt\%}$)、その ΣREE が有機物への吸着によるとは考えにくい。そのため、試料 Ho6 の高い ΣREE は、強烈な化学風化の進行に起因している可能性が高い。また、A-CN-K 図において、これらユニットの試料は CIA 値 90 以上を示す (Fig. 4-18)。さらに、その化学風化トレンド (IWT) から、母岩を読み取る

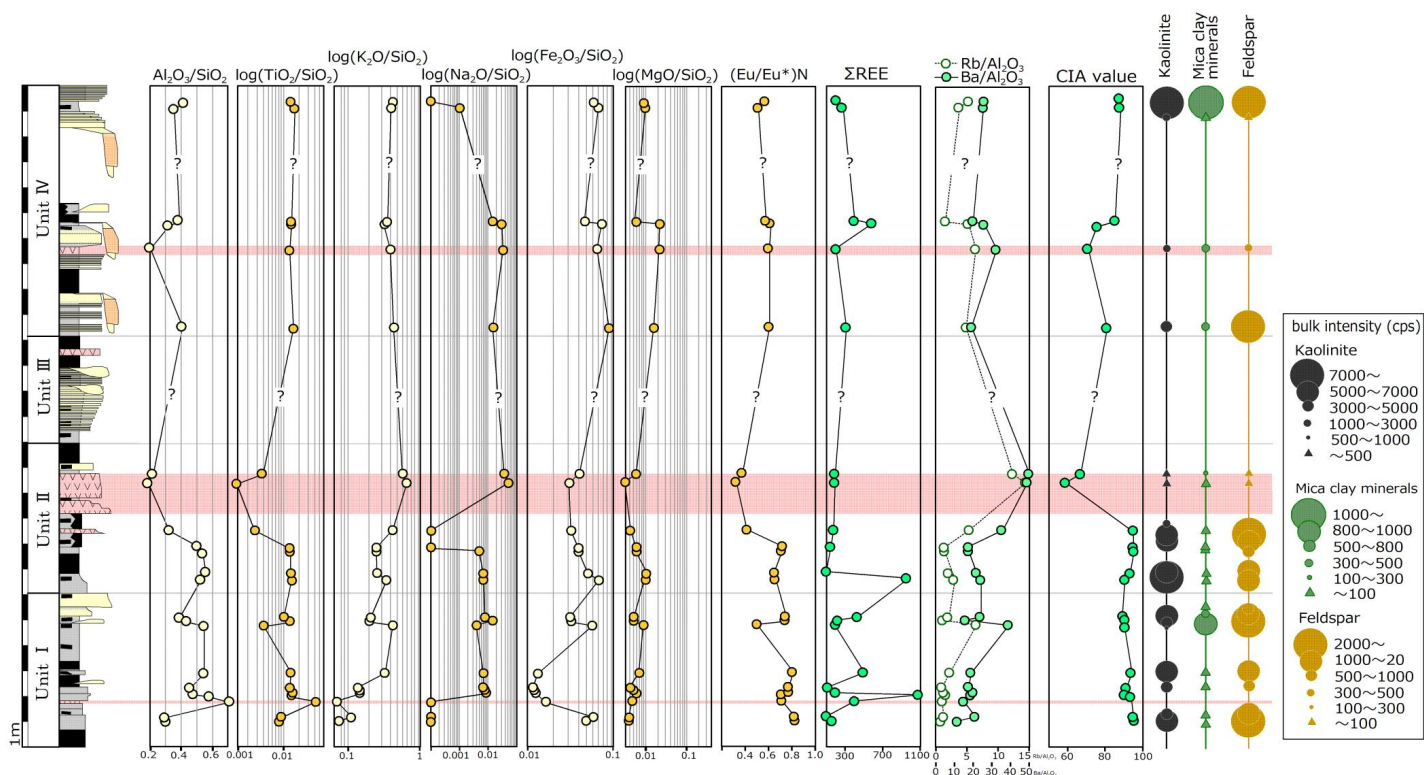


Fig. 4-18; Vertical variations of selected chemical parameters ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, MgO/SiO_2 , $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$, $\text{Rb}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Ba}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CIA value and ΣREE) and X-ray diffraction data showing the intensity of each minerals including kaolinite, mica clay minerals and feldspar for the Iga Clay Member distributed in the Hokke Mine. Unit I ; Stagnant water deposits with debris-flow deposits, Unit II ; Stagnant water deposits, Unit III; Proximal floodplain deposits, Unit IV; Channel and floodplain deposits. Pink background shows volcanic ash layer.

ことが難しい。ユニットⅡの中部～上部に挟まれる火山灰層の A-CN-K 図上での IWT は、分化した母岩組成を示している。また、この火山灰層は、Eu 負異常が明瞭であり、(Eu/Eu*)N が 0.33～0.39 であることから、珪長質な組成をもつことが示唆される。

以上より、ユニットⅠ、ユニットⅡでは、相対的に未分化な母岩からの碎屑物供給が卓越していたと考えられる。そのため、これらユニットでは、花崗岩類のほかに、丹波帯の堆積岩類、下部中新統海成層、室生火山岩類からの碎屑物供給を受けていた可能性がある。ユニットⅠ、ユニットⅡの碎屑物は、アルカリ・アルカリ土類元素、LIL 元素が乏しく、希土類元素の細粒堆積物への著しい濃集がなされるほどに、強い化学風化を被っていたといえる。また、粒度の違いに関わらず CIA 値が高いことから、深部まで風化を受けた後背地岩体からの碎屑物供給がなされていたと考えられる。また、ユニットⅡの中部～上部において、珪長質火山灰の堆積が示唆される。

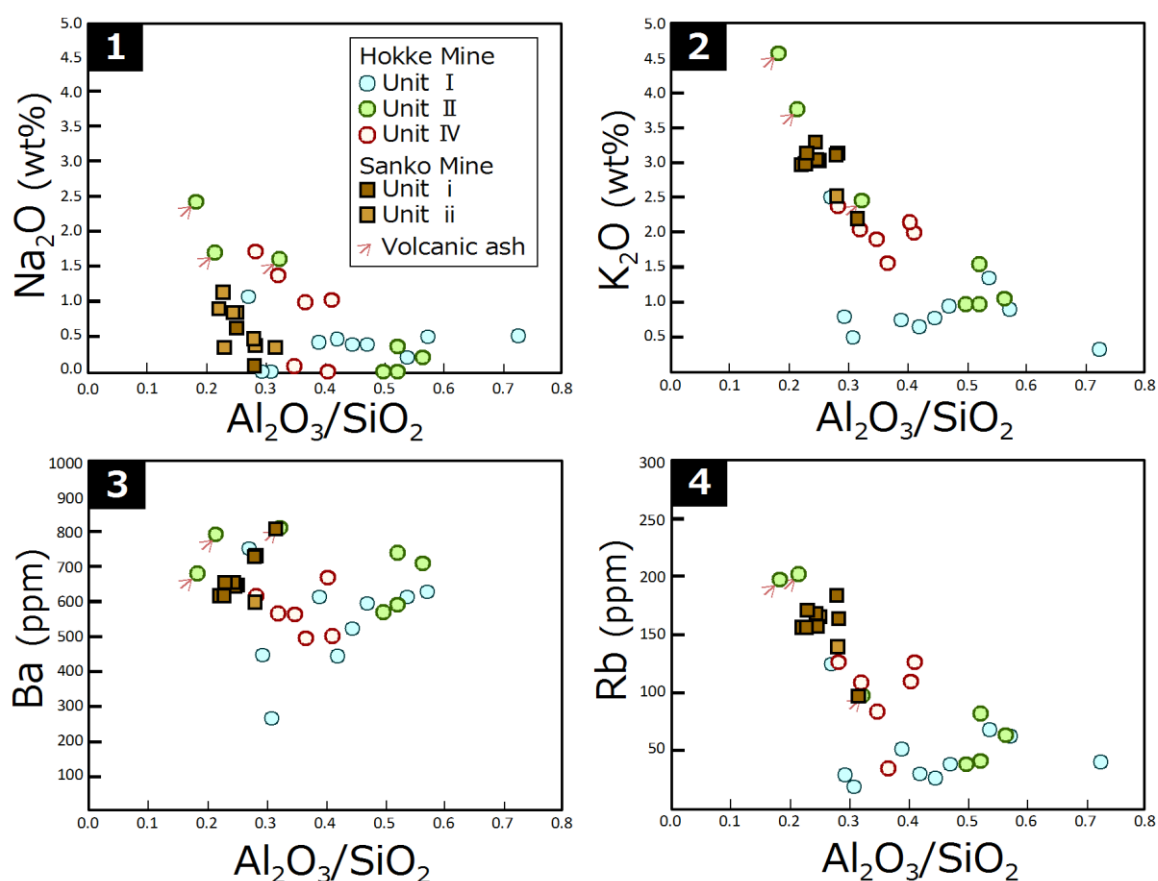


Fig. 4-19; Bilateral prots of sediments in the Iga Clay Member of the upper part of the Ueno Formation. These samples are plotted by each sedimentary unit. See detailed sedimentary environments of each unit for chapter 3. (1) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - Na_2O plot. (2) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - K_2O plot. (3) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Ba plot. (4) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Rb plot.

ユニットIVでは、Zr 濃度が低く、CaO, Na₂O, K₂O, Ba, Sr, Rb の濃度が相対的に高い。また、本ユニットでは、CaO, Na₂O, K₂O, Ba, Sr, Rb と SiO₂ が正の相関を示す (Fig. 4-19)。このことは、可溶性元素であるアルカリ・アルカリ土類元素や LIL 元素が、細粒な粒子ではなく粗粒な粒子に含まれていることを意味し、長石類が風化せずに残存していることが示唆される。コンドライトによって規格化した REE パターンにおいても (Fig. 4-18), ユニットIVは、大きな Eu 負異常を示し、相対的に分化した母岩組成を支持する。A-CN-K 図においても、本ユニットは、安山岩と流紋岩の中間的領域の岩石を起源とする IWT を示す (Fig. 4-20)。なお、ユニットIVでは、Fe₂O₃ が相対的に高い。この層準では、3 章でも述べたように、シデライト (FeCO₃) ノジュールを多産するため、高い Fe₂O₃ 濃度がシデライトに由来する可能性がある。ユニットIVでは、ユニット I やユニット II と比べて、CIA 値が低い。また、本ユニットの碎屑物は、ユニット I やユニット II の強風化碎屑物とユニット II の中部～上部に挟まれる火山灰層との中間的な Ba/Al₂O₃ 比, Rb/Al₂O₃ 比を示し、著しい LIL 元素の枯渇を示さない。また、希土類元素の著しい濃集も認められない。ユニットIVに挟まれる火山灰層の主要元素や微量元素の組成は、ユニット II に挟まれる火山灰層の組成と大きく異なり、A-CN-K 図上で K₂O 成分が少なく、Eu 異常がやや小さい。

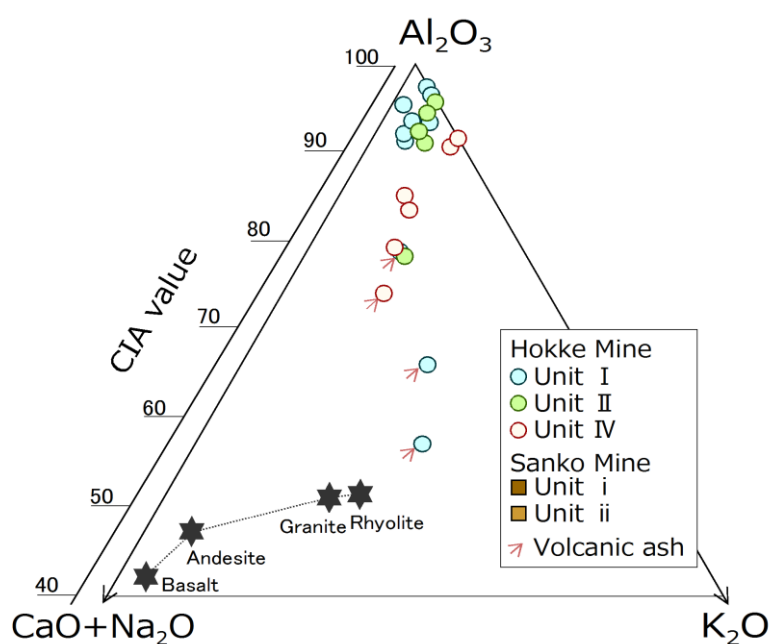


Fig. 4-20; Ternary A-CN-K diagram of the upper part of the Ueno Formation (the Iga Clay Member) in the Kobiwako Group. These samples are plotted by each sedimentary unit. See detailed sedimentary environments of each unit for chapter 3.

以上より、ユニットIVでは、相対的に分化した母岩からの碎屑物供給が卓越しており、碎屑物のリサイクルの影響をほとんど受けていなかったと考えられる。本ユニットは、花崗岩類からの碎屑物供給が卓越していたと考えられる。さらに、分化した母岩由来の碎屑物は、砂礫などの粗粒碎屑物を構成しており、その化学風化度も低かったといえる。

三光鉾山に分布する伊賀粘土部層の化学組成は、法華鉾山に分布する本部層のそれと異なる。TiO₂/MgO と Fe₂O₃/MgO は小さく、上部白亜系花崗岩類 (比叡花崗岩体) と類似したトレンドを示す (Fig. 4-15)。また、REE 組成は、法華鉾山のユニットⅣのそれと類似し (Fig. 4-17)、分化した母岩組成を示す。A-CN-K 図において、三光鉾山に分布する本部層は、花崗岩を出発点とする IWT を示し、伊賀粘土部層の中では最も分化した母岩組成を支持する (Fig. 4-20)。また、三光鉾山に分布する本部層の母岩組成は、堆積ユニットとの関連性を示さず、一様に分化した母岩組成を示し、その母岩が一元的であったことを示す。

以上に述べたように、伊賀粘土部層の化学組成の垂直・水平変化は、堆積環境や岩相の変化と対応している。法華鉾山のユニットⅠやユニットⅡでは、湖沼環境の卓越した堆積場において、深部まで風化した珪長質～未分化な母岩 (e.g., 花崗岩類, 丹波帯の堆積岩類, 下部中新統海成層, 室生火山岩類) をもつ細粒碎屑物が堆積盆地に供給されていた。これらユニットの可溶性元素 (アルカリ・アルカリ土類元素, LIL 元素) は、SiO₂ との強い負の相関を示し、深部まで風化した岩石を後背地にもつ細粒碎屑物の堆積が卓越していたと考えられる。しかし、ユニットⅡの中部～上部では、降下火山灰の堆積によって珪長質火山灰が堆積盆地に供給されるようになる。ユニットⅢのプロキシマルな氾濫原相を経て、ユニットⅣになると、チャンネル堆積物を 3 層準に挟み、堆積速度が早く侵食力の高い堆積環境へと大きく変化した。これにより、水理分別が十分になされていない粗粒碎屑物が供給されるようになる。このことは、ユニットⅣの碎屑物の CaO, Na₂O, K₂O などのアルカリ・アルカリ土類元素や Ba, Rb, Sr などの LIL 元素が SiO₂ と正相関をもつことから支持される。この層準のアルカリ・アルカリ土類元素, LIL 元素と Al₂O₃/SiO₂ との正相関は、砂礫といった粗粒な粒度の鉾物・母岩組成を強く反映していると考えられ、安山岩と流紋岩の中間的領域の岩石を起源とする粗粒碎屑物が、蛇行河川によって堆積場に供給されていたと考えられる。また、ユニットⅡの中部～上部でみられる厚い珪長質火山灰の供給による碎屑物の化学組成への影響も無視できない。この珪長質火山灰層がユニットⅠやユニットⅡに卓越する未分化な母岩をもつ碎屑物を希釈し、この火山灰層より上位のユニットⅣの碎屑物の化学組成を、分化した母岩を示す化学組成へとシフトさせている可能性もある。また、ユニットⅣの CIA 値は、蛇行河川相による粗粒碎屑物の供給、堆積環境の変動に伴う堆積速度の変化、それによる珪長質な岩体からの新鮮な碎屑物の流入による影響を受け、見かけ上、低い化学風化度を示しているのかもしれない。ユニットⅣの上部を構成する泥層では、高い CIA 値や、カオリナイトに富む粘土鉾物組成を示し、堆積環境や母岩組成の寄与を受けずに、本来の後背地の平均的な化学風化条件を示唆していると考えられる。

三光鉾山と法華鉾山は、約 1.5 km 離れた場所に位置している (Fig. 3-31)。法華鉾山に分布する伊賀粘土部層の母岩組成に多様性があるのに対し、三光鉾山に分布する本部層の化学組成は一元的である。それが支持する母岩組成は、花崗岩のように分化した岩石を示す。3 章で述べたように、法華鉾山では湖沼の細粒堆積物から蛇行河川による粗粒な堆積物まで

の変化に富んだ堆積環境を示すが、三光鉾山では、礫質な河川堆積物と湖沼の細粒な堆積物から構成され、その堆積環境が2地点間で大きく異なることを示す。これより、化学組成から推定される母岩組成の相違は、後背地岩体の違いのみならず、堆積盆地内部での水系の変動に起因している可能性が高い。法華鉾山の伊賀粘土部層の堆積場では、供給水系が頻繁に変化していたが、三光鉾山の本部層の堆積場は、母岩があまり変化しない安定した水系をもっていたと考えられる。

以上のように、CIA 値の変動だけをみると、法華鉾山では、ユニット I とユニット II で化学風化度が大きく、ユニット IV において化学風化度が小さいようにみえる。また、三光鉾山では、法華鉾山とは異なり花崗岩質な最も分化した母岩組成を示し、その CIA 値も、法華鉾山のものよりも小さい。この CIA 値の層準内変動は、母岩組成、堆積条件、粒度の変遷に伴うと考えられる。このことは、供給水系の安定しない陸域において、化学風化度を検証する際、母岩や堆積環境、水系の変化を併せて検証することの重要性を示す。

4-4 現地性土壌化による影響の評価

陶土層と上野層上部部層では、前述のように、ultisol や vertisol 相当の熟成した古土壌が発達しており、後背地での化学風化度の情報が現地性土壌化によってオーバープリントされている可能性がある。つまり、著しい土壌化を被った古土壌層から採取された試料の CIA 値は、局地的な土壌化プロセス（排水条件や植生、土壌化に伴う溶脱・集積作用など）の違いを表している可能性が考えられる。そこで、古土壌層準ごと（O～A 層，B 層，C 層，未土壌化層準），古土壌分類（vertisol, ultisol, andisol, inceptisol, entisol, histosol, gleysol）ごとに CIA 値の違いを比較した（Fig. 4-21）。古土壌層準と CIA 値には明瞭な関係性がみられず、未土壌化層準でも高い CIA 値を有する試料や、集積層である B 層でも低い CIA 値を有する試料もある（Figs. 4-21-1, 4-21-2）。ただし、陶土層の C 層、および未土壌化試料は、CIA 値が 90 以下の低い風化度を示す傾向にある。一方、古土壌分類ごとに CIA 値を比較すると、特に陶土層において、vertisol 相当の古土壌の CIA 値が $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して高く、inceptisol 相当の古土壌の CIA 値が $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して低い傾向にある（Figs. 4-21-3, 4-21-4）。ただし、伊賀粘土部層においては、古土壌分類と CIA 値の関連性は認められない。

以上より、vertisol 相当の古土壌の O 層, A 層, B 層の試料が示す CIA 値は、現地性土壌化の影響を少なからず被っていると考えられる。そこで本論では、現地性土壌化を受けていない未土壌化試料と vertisol 相当の古土壌以外の C 層の試料を比較に用いる。

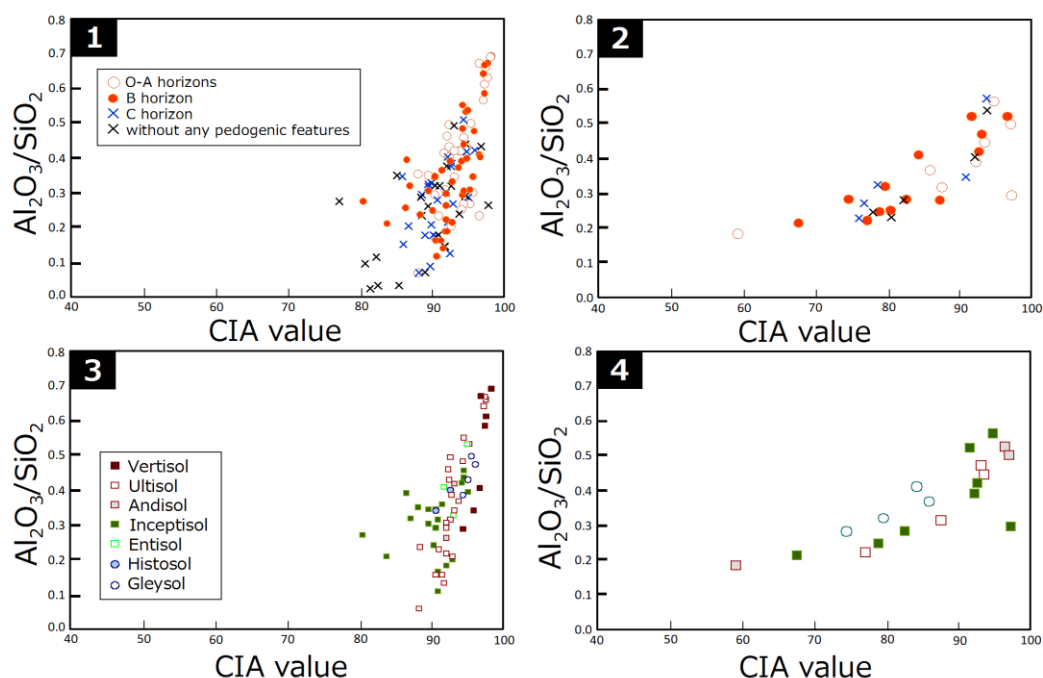


Fig. 4-21; (1) CIA value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plotted by each paleosol horizon of the Porcelain Clay Formation. (2) CIA value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plotted by each paleosol horizon of the Iga Clay Member. (3) CIA value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plotted by each paleosol classification of the Iga Clay Member. (4) CIA value vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plotted by each paleosol classification of the Iga Clay Member.

4-5 本章のまとめ

本章では、日本列島に分布する新第三系の陸成堆積物を対象に、化学風化強度 (CIA 値) に対する粒度、母岩組成による影響を評価した。また、それら新第三系の陸成堆積物の粒度と母岩組成を評価する上で有用な指標の絞込みを行った。これらの成果は以下に要約される。

1. 瀬戸層群および古琵琶湖層群の碎屑物の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、不定方位の粉末 X 線回折分析による長石/石英強度比との相関を示さず、全粘土鉱物/石英強度と強い～やや強い正の相関を示す。従って、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は、粘土鉱物と石英の比を表しているといえる。よって、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を粒度指標とすることは妥当である。
2. 瑞浪層群、阿波層群、瀬戸層群、古琵琶湖層群の碎屑物の化学風化強度 (CIA 値) は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ との正相関を示し、粒度効果を受けている。それでも、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対する CIA 値の傾斜には、層準や時代ごとに多様性があり、粒度を限定することにより、CIA 値を用いた化学風化強度の評価が可能である。本論では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の範囲を 0.2～0.4 と限定し、その条件を満たす、限られた粒度をもつ試料を対象として、各時代の化学風化度を比較する。
3. 陶土層の主たる母岩は、花崗岩や流紋岩などの分化した岩石である。ただし、地域によって、その母岩組成に僅かな違いがある。恵那市南部地域に分布する陶土層は、流紋岩質な母岩組成を示す。土岐～多治見地域に分布する陶土層は、リサイクル作用を受けた碎屑物の供給を受けていたことを示す。瀬戸地域と豊田地域に分布する陶土層は、主に花崗岩などの珪長質な母岩組成を示す。
4. 古琵琶湖層群の主たる母岩は、花崗岩や流紋岩などの分化した岩石である。ただし、層準間での母岩組成には違いがある。上野層下部部層は、流紋岩質な分化した母岩組成を示す。上野層上部部層は、安山岩から流紋岩までの幅広い母岩組成を示す。伊賀層は、花崗岩質な母岩組成を示し、検討対象の古琵琶湖層群の中でも最も分化した組成を示す。阿山層、甲賀層、蒲生層は、流紋岩～花崗岩質で、伊賀層より未分化な母岩組成を示す。
5. 古琵琶湖層群上野層上部部層が示す母岩組成は幅広く、これは同部層内の堆積環境、供給水系、降下火山灰の流入と対応して垂直・水平方向に大きく異なる。さらに、同部層における化学風化強度 (CIA 値) の垂直・水平変化は、母岩組成、堆積条件、粒度の変遷によって、層準や地域ごとに異なる。このことは、供給水系の安定しない陸域において、

化学風化強度を検証する際、母岩や堆積環境の変化を併せて検証することの重要性を示す。

6. Eu 負異常の大きさを示す $(Eu/Eu^*)_N$ のレンジは、長石の濃集によるものではなく、瀬戸層群や古琵琶湖層群の母岩となる岩体間での組成差を反映している。本論では、碎屑物の母岩組成の指標として、Eu 異常の大きさが妥当であるとした。
7. 化学風化強度 (CIA 値)は、vertisol 相当の古土壌において現地性土壌化の影響を受けている。本論では、現地性土壌化を受けていない未土壌化試料と vertisol 相当の古土壌以外の C 層の試料を比較に用いる。

第5章 鮮新世における化学風化度の追跡

はじめに

泥質碎屑物は、砂礫といった粗粒碎屑物と比べて運搬距離が長く、集水域の広域に及ぶ地質情報を記録する (McLennan et al., 1993). そのため、泥質碎屑物の化学組成は、後背地に分布する古土壌層の平均的な化学風化度と対応する (Retallack, 1996).

本章では、陸域における鮮新世の化学風化強度の変遷を追跡することをめざす. そのため、西南日本の内陸に分布する古琵琶湖層群の上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層、蒲生層を構成する泥質碎屑物を対象とする.

5-1 研究手法

古琵琶湖層群は、鮮新世から更新世の陸成堆積物から構成され、堆積盆地の北方への移動に伴い、堆積環境や地形、碎屑物の母岩も変遷してきたとされる (笠間・藤田, 1957; Takaya, 1963; 近藤, 1968; Yokoyama, 1969; 藤田ほか, 1979; 桑原, 1985; Kawabe, 1989; 川邊, 1990).

過去の風化程度の代表値を検出するためには、地域的な堆積システム、地形、母岩の影響を極力排除する必要がある。そこで、本論では、局地的な後背地の母岩組成や特定の水系からの碎屑物流入による影響を抑制するために、古琵琶湖層群の各層の複数地点でサンプル採取を行った。

サンプル採取地点を Fig. 2-5 に示す。各試料の詳細な採取地点を Appendix 1 に、試料採取地点を示す柱状図を Appendix 2 にそれぞれ示す。

本検討では、鮮新統の古琵琶湖層群上野層 46 試料、伊賀層 14 試料、阿山層 26 試料、甲賀層 29 試料、蒲生層 7 試料を対象とする。また、阿波層群 10 試料、瑞浪層群 19 試料、瀬戸層群下部層である陶土層 91 試料も対象とし、前期中新世と中期中新世の化学風化度のリファレンスデータを取得する。これらと、鮮新統の化学風化強度との比較を行う。なお、この検討で用いる試料は、4 章で用いた試料と同じものである。阿波層群と瑞浪層群の試料は、径 20 μm 以下の細粒な粒子に対して化学分析を行う。

本論では、化学風化度を検出するために CIA 値 (Chemical Index of Alteration; Nesbitt and Young, 1982, 1984; 4 章参照) と粘土鉱物組み合わせを用いる。粘土鉱物組み合わせは、4 μm 以下の粒子を対象とした粉末 X 線回折分析の X 線プロファイルから読み取った。粘土鉱物の同定方法の詳細も併せて、化学・鉱物分析の手法を Appendix 5 に示す。

4 章では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が粒度指標として、Eu 負異常の大きさを示す $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}$ が母岩組成の指標として妥当であることを示した。本論では、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.2\sim0.4$ と $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}=0.4\sim0.6$ を満たす試料に限定して、CIA 値の時代・地層間比較を行う。また、中期中新世 (9~12 Ma) の陶土層と、鮮新世 (3.3~4 Ma) の上野層上部部層の伊賀粘土部層では、熟成した古土壌が見いだされ (3 章参照)、4 章では、現地性土壌化が後背地の化学風化情報をオーバープリントしている可能性が示唆された。そこで、この 2 層においては、現地性土壌化を受けていない未土壌化試料と C 層の試料を比較に用いることとする。

5-2 新第三紀の風化強度の変遷

化学風化強度、粘土鉱物組成をもとに、古琵琶湖層群が記録した鮮新世の古風化条件の変遷を追跡した。前述のように、母岩指標である Eu/Eu^* $N=0.4\sim0.6$ と粒度指標である $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.2\sim0.4$ を満たす試料に限定して化学風化強度を比較する。また、中部中新統の陸成層（土岐口陶土層、瀬戸陶土層）についても同様に化学風化強度を検討した。下部中新統の海成層（瑞浪層群、阿波層群）については、 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)N$ を用いた母岩組成の抑制を行っていない。

Fig. 5-1 に、CIA 値と粘土鉱物組成の時代変遷を示す。母岩条件と粒度条件を満たす各層の試料が示す CIA 値、 TiO_2/MgO 、 ΣREE を以下に記す。

陶土層（9～12 Ma）は、CIA 値が 81～97（恵那市南部地域: 86～95，土岐～多治見地域: 81～92，豊田地域: 89～96）を， TiO_2/MgO が 0.8～7.6（恵那市南部地域: 7.6，土岐～多治見地域: 1.1～5.3，瀬戸地域: 3.6，豊田地域: 0.8～2.6）を， ΣREE が 65～585（恵那市南部地域: 65，土岐～多治見地域: 111～293，瀬戸地域: 87，豊田地域: 135～585）を示す。

上野層下部部層（中村部層; 4～5 Ma）は、CIA 値が 72～76 を， TiO_2/MgO が 0.6～0.7 を， ΣREE が 257～286（平均 271）を示す。

上野層上部部層（伊賀粘土部層; 3.3～4.0 Ma）は、CIA 値が 76～92 を， TiO_2/MgO が 0.3～2.4 を， ΣREE が 141～353（平均 230）を示す。

伊賀層（北又礫部層，炊村部層，柘植部層; 3.1～4.0 Ma）は、CIA 値が 75～94 を， TiO_2/MgO が 0.5～1.2 を， ΣREE が 122～417（平均 264）を示す。

阿山層（和田部層，甲南部層; 3.0～3.1 Ma）は、CIA 値が 78～80 を， TiO_2/MgO が 0.5～0.8 を， ΣREE が 199～303（平均 264）を示す。

甲賀層（佐治川部層，吉永互層; 2.6～3.0 Ma）は、CIA 値が 76～82 を， TiO_2/MgO が 0.5～0.8 を， ΣREE が 212～302（平均 259）を示す。

蒲生層（布引山互層，迫粘土層; 2.3～2.6 Ma）は、CIA 値が 72～79 を， TiO_2/MgO が 0.5～0.8 を， ΣREE が 190～280（平均 234）を示す。

阿波層群（平松層，槇野層; 15.6～18.8 Ma）は、CIA 値 65～74 を，瑞浪層群（明世層; 約 18 Ma）は CIA 値 67～79 をそれぞれ示す。なお、瑞浪層群の生俵層は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が 0.16～0.19 と粗粒であり、粒度条件を満たしていないため議論しない。

陶土層（9～12 Ma）と上野層上部部層（伊賀粘土部層 3.3～4 Ma）では、カオリナイトに富む粘土鉱物組成を示す。なお、上野層上部部層の粘土鉱物組成と CIA 値のヒストグラムは、バイモーダルとなり（Fig. 5-1），低い CIA 値をもつ試料では、4 章でも述べたように、チャネル近傍の氾濫原相での早く粗粒な堆積環境や、母岩組成の違いを反映していると考えられる。一方で、陶土層の試料は一律にカオリナイトに富み、CIA 値も 90 以上と一様に高い。このことは、本層の堆積時に、深部まで強く風化した母岩からの碎屑物供給が卓越していたことを示す。4 章でも述べたように、陶土層と上野層上部部層（伊賀粘土部層）では、

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して一様に高い (急傾斜な) CIA 値を示し、粒度に関係なく著しく強い化学風化を被っていたことが示唆される (Fig. 4-3). また、伊賀層のいくつかの試料でも、同じように粒度に対して急傾斜な CIA 値の増加が認められる. 陶土層と上野層上部部層 (伊賀粘土部層) では、希土類元素の総量 (ΣREE) が高く、風化による希土類元素の細粒碎屑物への濃集がなされていた可能性も示唆される.

以上より、陶土層 (9~12 Ma) および上野層上部部層 (伊賀粘土部層; 3.3~4 Ma)、伊賀層 (北又礫部層、炊村部層、柘植部層; 3.1~4 Ma) の堆積時は、強い化学風化条件下にあり、特に、陶土層では著しく高い化学風化強度が示唆される. 陶土層、上野層上部部層、伊賀層における MgO に対する TiO_2 の著しい濃集は、強い風化条件、特に物理風化に起因している可能性がある. また、3.1~4 Ma の化学風化強度のピーク以降、2.3~2.6 Ma の蒲生層に向かって、CIA 値は減少する.

中期中新世 (9~12 Ma) と鮮新世 (3.1~4.0 Ma) の化学風化強度は、中期中新世の最温暖期 (MMCO; Middle Miocene Climatic Optimum; 15~17 Ma; Flower and Kennett, 1994) に相当する下部中新統の瑞浪層群生俵層 (15.7~15.8 Ma) の泥岩の化学風化強度 (CIA 値=66~77)、阿波層群 (15.6~18.8 Ma) の泥岩の化学風化強度 (65~74)、森清 (2015) 分析値をもとに算出した富草層群新木田層 (17.6~18 Ma; 伊藤ほか, 1999; 山田ほか, 2001) の泥岩の化学風化強度 (CIA 値=58~68) と比較しても著しく高い. ただし、下部中新統瑞浪層群は凝灰質であることや生物遺骸を多く含む海成堆積物から構成されること (Appendix 2) などが、陸成層である瀬戸層群や古琵琶湖層群の CIA 値との直接の比較を困難にしている可能性もあるが、9~12 Ma や 3.0~4.0 Ma には、中期中新世の最温暖期 (MMCO) のような温暖な気候とは全く異なる要因で、陸上風化が強化される条件下にあったことが示唆される.

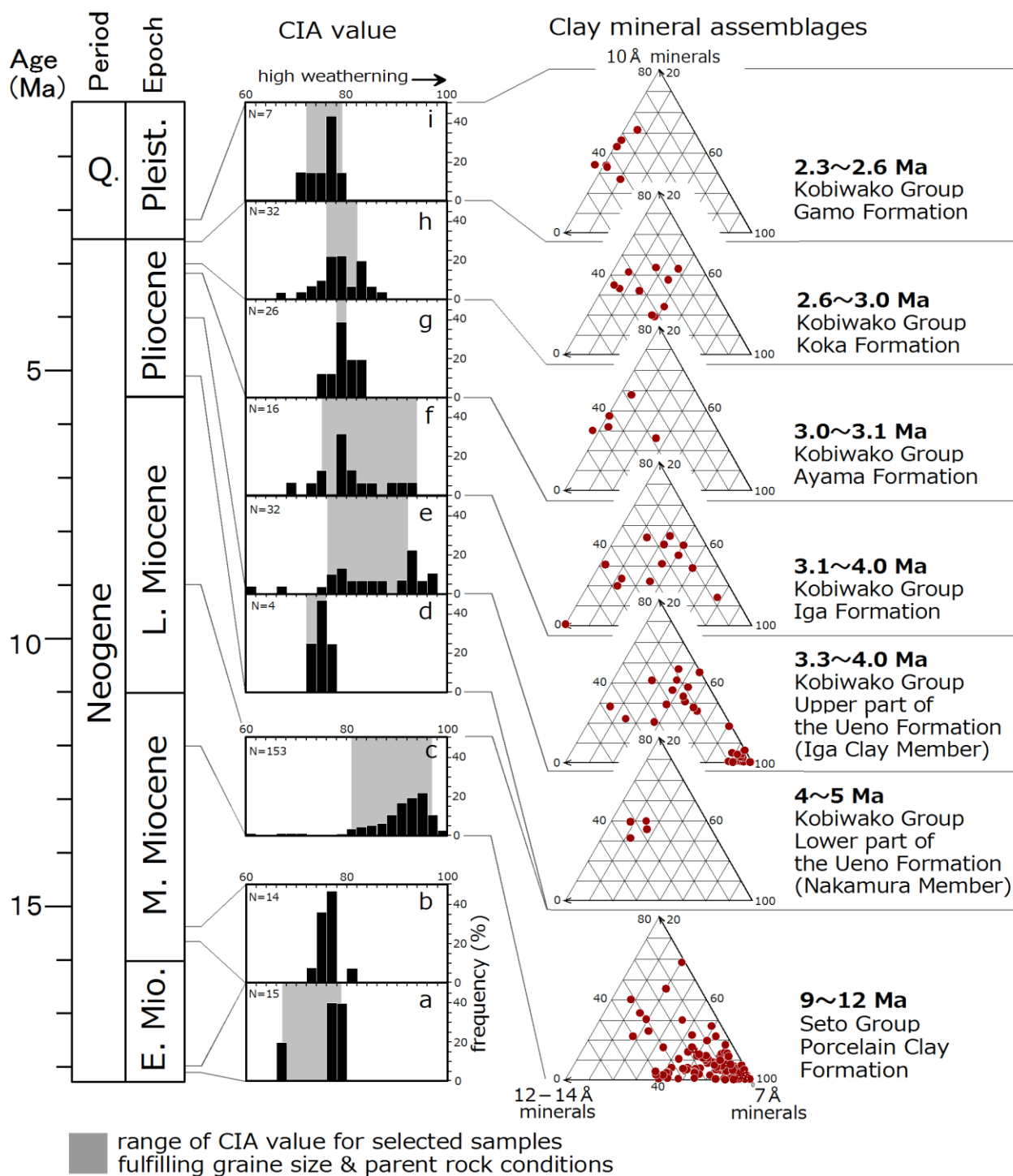


Fig. 5-1; Historical change of chemical weathering degree (CIA value) and clay mineral assemblages for the fluvial and marine sediments in the central to the southwestern Japan. CIA value= molar ratio $\{Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)\} \times 100$, CaO^* : silicate only (Nesbitt and Young, 1982, 1984). a; the Akeyo Formation in the Mizunami Group (approximately 18 Ma) and the Awa Group (15.6–18.8 Ma), b; the Oidawara Formation (15.7–15.8 Ma) in the Mizunami Group and the Awa Group, c; the lower part of the Seto Group (the Porcelain Clay Formation). d–i show the Pliocene–Pleistocene Kobiwako Group. d; the lower part of the Ueno Formation (the Nakamura Member), e; the upper part of the Ueno Formation (the Iga Clay Member), f; the Iga Formation, g; the Ayama Formation, h; the Koka Formation, i; the Gamo Formation. The gray background shows range of CIA value for samples satisfy grain size condition ($Al_2O_3/SiO_2=0.2-0.4$) and/or parent rock composition $\{(Eu/Eu)N=0.4-0.6\}$. Q.; Quaternary, Pleist.; Pleistocene, E. Mio.; Early Miocene, M.; Middle, L.; Late.

5-3 日本列島陸域の気候条件と化学風化強度との関連

古琵琶湖層群の堆積時の気候条件については、古植物学的検討や動植物化石の種類別構成比などから報告されている。

化学風化強度のピークにあたる 3.3~4 Ma の上野層上部部層の堆積時期は、花粉化石の報告から、年間を通じて温暖な気候条件にあったとされる (島倉, 1966; 那須, 1972)。また、上野層の貝類化石は、熱帯~亜熱帯要素を含む伊賀非海成動物群に代表される (松岡, 1985)。さらに、同層からは、奥山 (1984)、松岡・安井 (2003)によって、熱帯域のスポン化石の産出が報告されている。山川 (2011)は、3 Ma より前に堆積した上野層、伊賀層、阿山層下部部層からクスノキ科やアカガシ亜属といった常緑広葉樹、ヌマミズキなどの落葉樹からなる植物群が産出することから、当時が亜熱帯~暖温帯の気候条件下にあったことを述べた。一方で、2.5 Ma 以降では、チョウセンゴヨウやヒメバラモミ、ミツガシワなどの寒冷気候に生育する植物群が産出することが報告されている (山川, 2011)。

以上のように、既存の動植物化石からは、3~4 Ma に温暖な気候条件が、2.5 Ma 以降には寒冷な気候条件が卓越していたとされている。このことは、上野層上部部層・伊賀層の堆積時 (3.1~4 Ma)に高い CIA 値を示し、それ以降の蒲生層の堆積時 (2.3~2.6 Ma)に向かって徐々に CIA 値が減少することと調和的である。

5-4 本章のまとめ

本章では、古琵琶湖層群の上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層、蒲生層を構成する泥質碎屑物を対象に、中部～西南日本の陸域の鮮新世における化学風化強度の変遷史を明らかにした。また、下部中新統の瑞浪層群と阿波層群、中部中新統の陶土層の泥質碎屑物からも、同様に化学風化強度を検討した。これらの成果は以下に要約される。

1. 母岩条件を示す $(Eu/Eu^*)_N$ が0.4～0.6を満たし、かつ粒度条件を示す Al_2O_3/SiO_2 が0.2～0.4を満たす試料に限定してCIA値を比較した。その結果、9～12 Maと3.1～4 Maに高い化学風化強度が認められた。これら時代の化学風化強度は、下部中新統の瑞浪層群や阿波層群のそれよりも高い。特に、9～12 Maは、カオリナイト端成分に富み、一様にCIA値も高いことから、強烈な化学風化条件下にあったことが示唆される。
化学風化強度は、3.1～4 Maのピーク以降、2.3 Maに向かって減少する。
2. 3～4 Maをピークとして2.3 Maに向かって化学風化強度が弱くなることは、既存の動植物化石が示す、3～4 Maの温暖～熱帯の気候条件から2.5 Ma以降の寒冷な気候条件への変遷とも調和的である。

第6章 日本列島陸上の風化条件と広域的な気候条件との関連性

新第三紀中新世から第四紀の東アジア地域では、東アジア・モンスーンの出現と変動によって、陸域での風化・気候条件が大きく変動してきた (An et al., 2001).

アジア内陸部では、中国黄土高原のレス古土壌堆積物の帯磁率変動 (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004)やチベット高原北東部の古土壌性団塊・哺乳類化石の炭素・酸素同位体比変動 (Zhanfang et al., 2014), 花粉化石 (Miao et al., 2003), 北西太平洋・日本海における大陸内陸部起源の風成塵の堆積速度 (Rea et al., 1998; Irino and Tada, 2002)など、数多くの報告から、冬季・夏季モンスーンの変動史に関する報告が蓄積されてきている。一方で、東アジア沿岸域における夏季モンスーン変動の報告例は少なく、南シナ海沖合堆積物の粘土鉱物・化学組成 (Wang et al., 2003; Wei et al., 2006; Clift et al., 2008, 2014)や花粉化石 (Miao et al., 2003), 長江デルタの花粉化石 (Zhang et al., 2013)の報告に限られる。このような海成堆積物の記録は、陸域での碎屑物の生産から運搬プロセスを経て海域での堆積までにかかる時代差や、供給源地域の母岩や標高の変動によって、気候・風化条件の情報が希釈されてやすいという問題が挙げられる (Clift et al., 2008)。そのため、東アジア沿岸域において、中新世～鮮新世の気候変動と東アジア・モンスーンや黒潮流入との関連性は未だに明らかにされていない。そこで本論では、東アジア沿岸域の極東に位置する日本列島の特に関中部～西南日本の陸上風化環境に注目し、古土壌相と化学風化強度を指標値として、中期中新世～鮮新世にかけての気候条件に関して議論してきた。

3 章では、新第三紀中期中新世の陶土層 (9～12 Ma)と鮮新世の伊賀粘土部層 (3.3～4.0 Ma)の古土壌相を明らかにした。その結果、9～12 Ma は、ultisol が卓越する土壌環境にあり、特に約 9 Ma には、現在の日本列島では発達していない vertisol に相当する土壌も形成されていたことを示した。これは、当時、降水の明瞭な季節性を伴う亜熱帯～温暖気候下にあったことを支持している。3.3～4 Ma には、ultisol や inceptisol に相当する古土壌層が卓越しており、中期中新世よりも土壌の熟成度は弱かったと考えられる。

5 章では、新第三紀の中部～西南日本の陸域における化学風化強度の変遷を明らかにした。その結果、9～12 Ma と 3～4 Ma に、強い化学風化のピークがあることが明らかとなった。特に、9～12 Ma の中部～西南日本の陸域は、強烈な化学風化条件下にあったと考えられる。

本章では、中部～西南日本の陸域の古土壌相・化学風化強度と、東アジア他地域の気候条件との関連性を議論する。

6-1 日本列島陸域の古気温と古風化条件との関連

中部～西南日本の陸域における植物相の全縁葉率と古気温の関係 (棚井, 1991)によると, 9～12 Ma は 12～13℃, 3 Ma は 11～12℃の古年平均気温が推定されている (Fig. 6-1). これらは MMCO (15～17 Ma: Flower and Kennett, 1994)の 14～17℃よりも低い気温を示している. そのため, 9～12 Ma, 3.1～4 Ma の強い化学風化条件の要因として, 気温とは別の条件を考える必要がある.

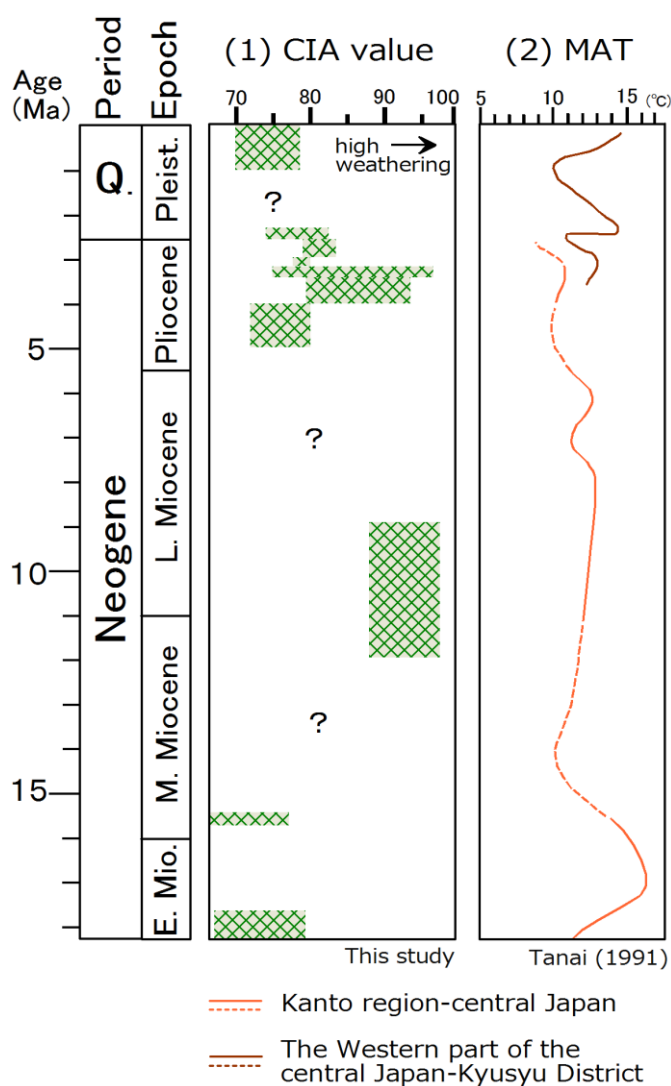


Fig. 6-1; Relationship between the chemical weathering degree (1; CIA value in this study) and MAT estimated from percentages of species with entire-margined leaves (2; Tanai, 1991) from the early Miocene to the Quaternary periods. The MAT curves from the early Miocene to the late Pliocene (3–18 Ma) was estimated by the leaf fossils in the Kanto region–central Japan. That from the Early Pliocene to the Quaternary (4 Ma–) was estimated by the leaf fossils in the Western part of the central Japan–Kyusyu district. The weathering degree (CIA value) of the Quaternary sediments was calculated from the chemical composition of present Lake Biwako sediments quoted from Omori (1968). Q; Quaternary, Pleist.; Pleistocene, L.; late, M.; middle, E. Mio.; early Miocene, MAT; mean annual temperature.

6-2 日本列島陸域の風化強度変遷史と東アジア・モンスーンと黒潮変動史との関連

土壌の形成・化学風化は、気温だけでなく降水量によっても促進する (White and Blum, 1995). 現在, アジア低気圧に向かって南東から吹く夏季モンスーン風は, 6 月~7 月に梅雨前線を生み出すことで, 日本列島の, 特に西南日本に大量の降水をもたらしている (水越, 1962; 多田, 2005). 日本列島の南東沿岸, 太平洋沖への暖流 (黒潮) の流入や夏季モンスーンの強化は, 瀬戸内地域に多量の降水をもたらすことで, 陸域での強風化条件を生み出す要因となることが想定される.

中部~西南日本の陸域の化学風化強度 (CIA 値) と東アジア他地域の気候・風化条件変遷史, 暖温水塊の流入史との比較を Fig. 6-2 に示す.

6-2-a 化学風化度強化の気候要因

中部~西南日本の陸域における 9~12 Ma の強風化時期は, 浅海性軟体動物化石群集の地理的分布の時代変遷から想定されている暖流 (黒潮) 流入の時期 (小澤ほか, 1995b) と一致する. この時代には, 茎永動物群 (井上, 1992) と相良層群産の軟体動物化石群集 (小澤ほか, 1995a) の分布より, 熱帯および亜熱帯要素の軟体動物が現在の紀伊半島にまで生息していたとされている (小澤ほか, 1995b). また, 北西太平洋のアルケノン古水温より推定される海洋表層水温の変化 (LaRiviere et al., 2012) からは, おおよそ 10 Ma 前後に高い古水温であったことが読み取れる. ただし, この時代の熱帯および亜熱帯要素の軟体動物化石群の産出の北限は, 中期中新世の最温暖期 (MMCO; Flower and Kennett, 1994) と比べて, はるか南にある (小澤ほか, 1995b). 9~12 Ma には, 暖かい水塊が日本列島の沖合に流入していたことが示唆されるものの, MMCO よりも表層水温は低かったことが想定される. よって, 海洋の表層水温だけをもって, 中部~西南日本の 9~12 Ma における強烈的な化学風化条件の要因を説明できない.

そこで, アジア・モンスーンの変動史と比較する. 9~12 Ma は, ベンガル湾 (ODP サイト 718) の深海堆積物の化学風化強度が高い時期 (約 10 Ma: Clift et al., 2008) や, 南シナ海 (ODP サイト 1148) の沖合堆積物の鉱物風化強度 { C_{RAT} ; 緑泥石/(緑泥石+ヘマタイト+ゲーサイト)} や CIA 値が高い時期 (Wei et al., 2006; Clift et al., 2008) に相当する. ODP サイト 1148 の堆積物は, 新第三紀をとおして中国南部の珠江から供給されており, チベット高原の隆起による影響を受けていない (Li et al., 2003). よって, このサイトが示す新第三紀の鉱物風化強度は, 珠江の流域である南中国の広範囲の陸上風化条件を反映しており (Clift et al., 2008), 南~東アジア・夏季モンスーンの変動史を記録している. ODP サイト 718 の堆積物は, 主にブラマプトラ川とガンジス川から供給され, ヒマラヤ山脈南・北斜面およびガンジス平原流域の広範囲の陸上風化条件を反映しており, 10 Ma からのモンスーン強化が報告されている (Clift et al., 2008). しかし, 東アジア地域において, 中期中新世~鮮新世の気候・風化の

データは少なく、中国黄土高原において古土壌の磁化強度が得られているだけである (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004). 中国黄土高原において、9~12 Ma は古土壌の磁化強度が低い時期に相当しており (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004), 本研究の結果とは不調和である.

列島陸域における鮮新世の強風化時期 (3.1~4 Ma)には、熱帯および亜熱帯要素の浅海性軟体動物化石群集が現在の四国沖に、暖温帯要素のそれが現在の東濃地方と同じ北緯 37°付近にまで分布していたとされる (小澤ほか, 1995b). また、北西太平洋の ODP サイト 1208 のアルケノン古水温計からは、約 3 Ma まで約 22°Cであった表層海水温が、この時代を境に第四紀に向かって徐々に低下するとされている (LaRiviere et al., 2012).

3.1~4 Ma は、南シナ海の鉱物風化の強化時期 (Clift et al., 2008)には相当しない. しかし、南シナ海の海洋堆積物の浮遊性有孔虫化石 (Zheng et al., 2004)や北西太平洋沖の深海堆積物に記録された風成塵の堆積速度 (Rea et al., 1998)からは、3.6 Ma から冬季モンスーンが強化し、第四紀に向かって乾燥化が強まったことが指摘されている. さらに、3.1~4 Ma には、中国黄土高原のレスー古土壌堆積物の磁化強度とカルクリートの量から、夏季の降水が増大したとされており、夏季モンスーンが強化したことが示唆されている (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004; Sun et al., 2010). ただし、中部~西南日本の陸域における化学風化強度は、後期鮮新世の 3.1~4 Ma のピークより後に、高い化学風化強度へ転じることなく、約 2.3 Ma に向かって弱体化するため、南シナ海の浮遊性有孔虫化石や北西太平洋沖の風成塵の堆積速度と完全には一致していない.

以上より、9~12 Ma は、中国南部地域における南アジア・夏季モンスーンと東アジア・夏季モンスーンの強化時期、暖温水塊流入の時期に相当する. 3.1~4 Ma は、中国黄土高原での東アジア・夏季モンスーンの強化時期とアジア内陸域での東アジア・冬季モンスーンの強化時期、暖温水塊流入の時期に相当する. このことから、9~12 Ma と 3.1~4 Ma の中部~西南日本の陸域での化学風化の強化は、東アジア・夏季モンスーン強化に伴う夏季の降水の増大と、暖温水塊の高緯度域への流入による海洋性気候の相乗効果によって促進された可能性が考えられる.

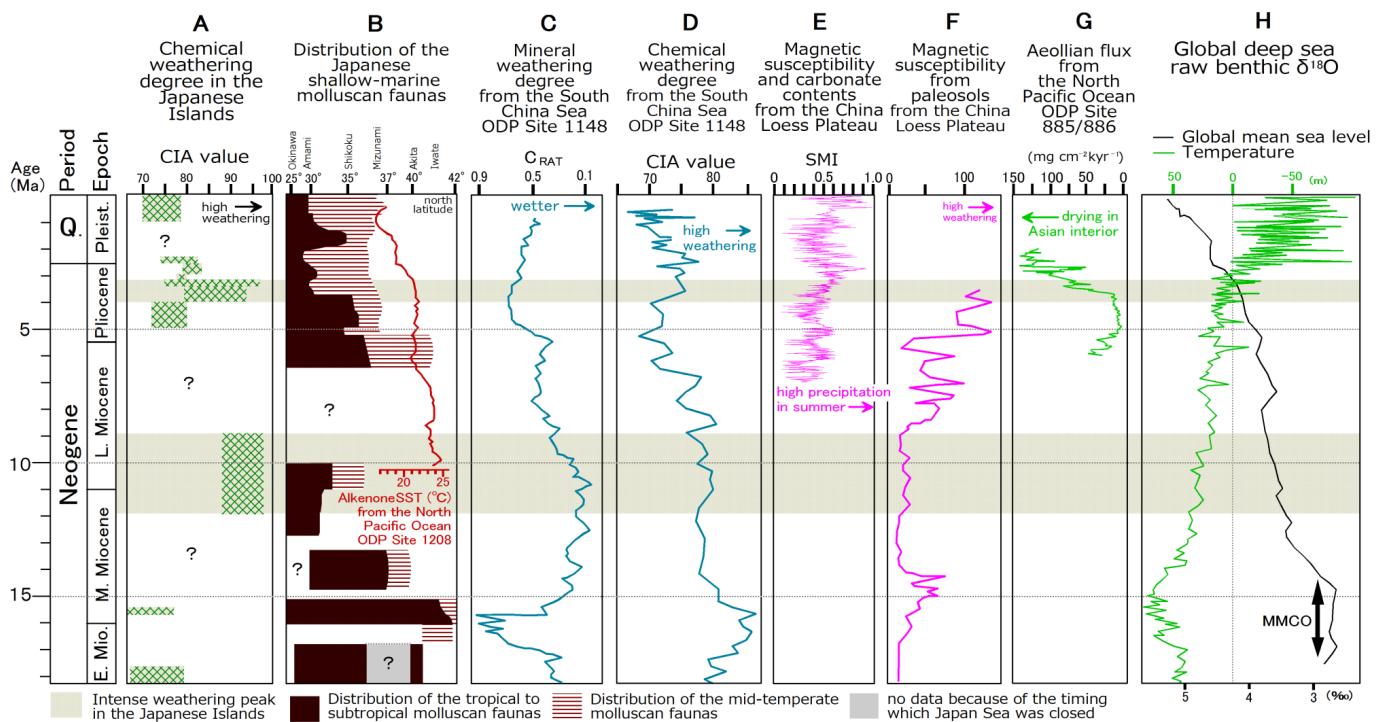


Fig. 6-2; Correlation of the paleoweathering degree (CIA value) of the fluvial and marine sediments in the central to the southwestern Japan with the historical change of the tropical sea water invasion (Kuroshio), the Asian Monsoon intensity and global deep sea $\delta^{18}\text{O}$ records. (A) CIA value of the fluvial and marine sediments in the central to the southwestern Japan (this study). (B) Distribution of the shallow-marine molluscan faunas in the Japanese Islands (Ozawa et al., 1995b) and alkenone SST data from ODP Site 1208 in the Pacific Ocean (LaRiviere et al., 2012). (C) Mineral weathering degree $\{C_{\text{RAT}} = \text{chlorite}/(\text{hematite} + \text{goesite})\}$ from ODP Site 1148 in the South China Sea (Clift et al., 2008). (D) CIA value from the ODP Site 1148 in the South China Sea (Wei et al., 2006). (E) Summer Monsoon Index (SMI) from the loess-paleosol and Red Clay deposits on the southern Loess Plateau (Sun et al., 2010). SMI is calculated from magnetic susceptibility and carbonate content. (F) Magnetic susceptibility from paleosols in the loess-paleosol sequences on the southern Loess Plateau (Guo et al., 2002; Hao and Guo, 2004). (G) Aeolian flux from ODP Site 885/886 in the North Pacific Ocean (An et al., 2001). (H) Global deep sea raw benthic $\delta^{18}\text{O}$ records (Zachos et al., 2001). MMCO; middle Miocene climatic optimum (Flower and Kennett, 1994), MPWP; middle Pliocene warm period (Wara et al., 2005), Q; Quaternary, Pleist.; Pleistocene, L.; late, M.; middle, E. Mio.; early Miocene.

6-2-b 中期中新世 (9~12 Ma)と鮮新世 (3.3~4 Ma)の土壤環境と気候条件

中部～西南日本の陸成層において、9~12 Ma と 3.3~4 Ma に共通する古土壤相は、ultisol である。Ultisol は、アルカリ・アルカリ土類元素の溶脱・集積によって形成され、降水量の少ない時期を伴う温暖かつ湿潤な気候条件下で発達する土壤相である (Retallack, 2001; Soil Survey Staff, 2010)。3 章で述べたように、ultisol は、現在のアジア地域において、中国南部、日本列島南西部の沿岸地帯、インドシナ半島の広範囲に分布しており (Soil Survey Staff, 2010)、主に東・東南アジア沿岸域における海洋性気候下にみられる土壤相である。前項の議論により、9~12 Ma と 3~4 Ma は、暖温水塊が日本列島の南側の太平洋沖へ流入した時代でもある。そのため、9~12 Ma と 3.3~4 Ma の ultisol 相当の土壤の形成は、当時の中部～西南日本が暖温水塊の高緯度域への流入によって、海洋性気候下にあったことを支持する。

愛知県豊田市に分布する約 9 Ma に堆積した陶土層中には、vertisol に相当する古土壤が認められた。Vertisol の発達は、土壤水分量の強烈な季節変動を必要とし、一般に降水の季節性が明瞭な気候条件下で促進される (Retallack, 2001)。そのため、vertisol 形成の気候要因として、夏季モンスーンがもたらす季節性をもつ気候条件が考えられる。前項でも述べたように、9 Ma は中国南部地域でモンスーンの強度が強まった時代でもある (Clift et al., 2008, 2014)。陶土層中に発達する vertisol 相当の古土壤は、9 Ma の東アジア・モンスーンが存在・強化を支持している可能性が高い。中国南部地域において、10 Ma 前後に東アジア・夏季モンスーンが強化していたことが報告されているが (Clift et al., 2008, 2014)、それよりも東に位置する中国内陸部や海成層のデータから、中期中新世の東アジア・夏季モンスーンの使用は報告されていない。本研究による中部～西南日本における中期中新統の vertisol の発見は、東アジア沿岸域においてこの時代の東アジア・モンスーンを証拠づける最も極東のデータといえる。

ただし、陶土層に発達する vertisol は、石灰質な層準 (Bk 層)を伴わず、カオリナイトに富む粘土鉱物組成を示し、Ca, Na, K といったアルカリ・アルカリ土類元素が著しく溶脱している。本古土壤は、膨潤性粘土鉱物に富み石灰質な層準を含むような典型的な vertisol の特徴とは異なる。その要因として、古土壤の母材物質が関連している可能性がある。陶土層に発達する vertisol 相当の古土壤は、それらの母材である泥質砕屑物の REE パターンが左肩上がりで大きな Eu 負異常を示すことからわかるように、分化した珪長質岩を起源とする細粒堆積物を母材として発達している。しかし、一般に vertisol は、膨潤性粘土鉱物に富む塩基性の母材に形成されやすく (Retallack, 2001)、アジア地域では、玄武岩質台地からなるインドのデカン高原に広く分布している (F.A.O., 1977b, 1978; Soil Survey Staff, 2010)。花崗岩質な母材において vertisol が発達する例として、赤道域の中央アフリカ カメルーン北部の vertisol が挙げられる (Nguetnkam et al., 2007)。この地域は、ケッペンの気候区分における AW (熱帯のサバナ気候)の気候帯にあり、短い雨季 (2~4 ヶ月)と長期間の乾季 (8~10 ヶ月)を伴う熱帯 (MAT; 26~31°C)の気候条件に特徴づけられる (F.A.O., 1977a)。すなわち花崗岩

質な母材において、石灰質な層準を伴う典型的な *vertisol* が発達するには、このような半乾燥熱帯気候における長期の乾季を伴う明瞭な季節性が必要なかもしれない。陶土層に発達する *vertisol* は、季節性を伴う気候条件を示すものの、熱帯モンスーン気候を特徴づける長期間の乾季の存在を支持しているわけではない。陶土層に卓越する古土壌相が *ultisol* であるため、中期中新世の主要な土壌形成プロセスは、土壌養分の溶脱を促進させるレシバージュ作用であり、乾季に促進される石灰集積作用の働きはなかったものと考えられる。日本列島のように、海洋性気候の影響を受けやすいアジア沿岸域においては、基本的に年間を通じて温暖かつ湿潤な気候条件下にあるため、東アジア・モンスーンに伴う季節性気候の証拠が古土壌の特徴として保存されにくいのかかもしれない。

今後の課題として、陶土層の地域ごとの層序対比や堆積年代を確立させ、より細かな時間スケールでの古土壌相の変化を追跡することができれば、高解像度で気候変動史との比較が可能となろう。また、本研究では、中部～西南日本において、9～12 Ma と 3～4 Ma は基本的に海洋性気候卓越型の気候下にあったが、約 9 Ma には東アジア・夏季モンスーンが一時的に強化していた可能性を示した。その要因として、フィリピン諸島周辺の相対的海水準変動に伴うインドネシア海路の消長が挙げられる。東アジア沿岸域における海洋性気候の要因となる黒潮海流は、北赤道海流がフィリピン諸島の東縁で高緯度方面に流れを変えることで生じる海流であり (Gallagher et al., 2015), 太平洋西縁とインド洋を結ぶインドネシア海路の閉鎖によって 17 Ma 以降に出現し (Ogasawara et al., 2009), その後のフィリピン諸島周辺の相対的海水準変動に伴って消長してきた (Kennett et al., 1985)。汎世界的にも温暖であった中期中新世 (9 Ma; Fig. 6-2; Zachos et al., 2001) は、鮮新世 (3～4 Ma) と比べて北赤道海流が黒潮海流として高緯度域に流入しにくく、暖温な水塊がインドネシア海路を通してインド洋に抜けていた可能性が考えられる。今後は、中部～西南日本だけでなく、東北日本、フィリピン諸島や台湾島といった緯度の異なる東アジア沿岸域の複数の陸上セクションにて、古土壌相および化学風化度のデータを蓄積し相互に比較することで、これまで報告例のないアジア沿岸域の陸上風化条件と東アジア・モンスーン、暖流流入史との相互関連を明らかにできるだろう。

結論

本論では、古土壌相、化学風化強度、粘土鉱物組成をもとに、中部～西南日本の陸上における中新世、および鮮新世の風化条件の変遷史を追跡した。この成果は以下に要約される。

1. 瀬戸層群陶土層 (9～12 Ma)と古琵琶湖層群上野層上部部層の伊賀粘土部層 (3.3～4 Ma)の古土壌相の識別を試みた。その結果、陶土層の堆積時には、ultisol, inceptisol, 特に ultisol に相当する土壌形成が卓越していた。また、約 9 Ma に堆積した陶土層中には、vertisol が認められる。伊賀粘土部層の堆積時には、ultisol と inceptisol, 特に inceptisol に相当する土壌形成が卓越していた。
2. 陶土層 (9～12 Ma)と伊賀粘土部層 (3.3～4 Ma)の主要な土壌形成プロセスは、土壌養分の溶脱を示すレシバージュ作用であった。ただし、約 9 Ma には、vertisol が形成されるほど、土壌水分量の季節変動が生じていた。
3. 中期中新世と鮮新世の泥質碎屑物を対象に CIA 値と粘土鉱物組成を算出した。なお、粒度と母岩組成の違いによる影響を抑制するために、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.2\sim0.4$ を満たす試料、かつ Eu 負異常の大きさ $\{(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}=0.4\sim0.6\}$ を満たす試料に限定して、各層の化学風化度を相互に比較した。その結果、中期中新世 (9～12 Ma)と後期鮮新世 (3～4 Ma)に強い化学・鉱物風化の時期があったことがわかった。この強風化期は、中期中新世の最温暖期 (MMCO)に堆積した瑞浪層群や阿波層群の化学・鉱物風化度と比較しても著しく高い。特に、9～12 Ma は、カオリナイトに富む粘土鉱物組成をもち、一様に CIA 値も高いため、強烈な化学風化条件下にあった。また、化学風化強度は、3～4 Ma のピーク以降、2.3 Ma に向かって小さくなる。
4. 中部～西南日本の中期中新世の強風化期に相当する 9～12 Ma は、中国南部地域における南アジア・夏季モンスーンと東アジア・夏季モンスーンの強化時期、暖温水塊の高緯度域への流入の時期に相当する。一方、鮮新世の強風化期に相当する 3～4 Ma は、中国黄土高原での東アジア・夏季モンスーンの強化時期とアジア内陸域での東アジア・冬季モンスーンの強化時期、暖温水塊の高緯度域への流入の時期に相当する。
5. 9～12 Ma と 3～4 Ma の中部～西南日本は、暖温水塊 (黒潮)の影響により海洋性気候が卓越しており、年間を通じて温暖かつ湿潤な気候下において ultisol の形成が促進されていた。約 9 Ma には、降水の季節性が特に明瞭であり、vertisol 相当の土壌が形成されて

いた。このことは、この時期に東アジア・夏季モンスーンが強化していたことを支持する。この結果は、中期中新世に夏季モンスーンが存在し強化していたことを証拠づける東アジア沿岸域において最も極東のデータといえる。

6. 中部中新統の *vertisol* 相当の古土壌は、石灰質な層準 (Bk 層) を伴わず、赤道域や苦鉄質な母材に発達するような典型的な *vertisol* とは異なる。その要因として、これら古土壌が花崗岩質な母材に発達していることや、海洋性気候による影響が挙げられる。アジア沿岸域においては、基本的に海洋性気候の影響を受けやすく、年間を通じて温暖・湿潤であるために、東アジア・モンスーンによる降水の季節性の証拠が古土壌の特徴として記録されにくいのかかもしれない。

謝辞

本論の作成にあたり、指導教官である信州大学の吉田孝紀教授には、終始変わらぬ親身な御指導をいただいた。同大学の保柳康一教授、常盤哲也博士、山田 桂博士、ならびに日本原子力研究開発機構 (独)の笹尾英嗣博士には、副査として御助言をいただくとともに、本論文の細部にわたり御指導をいただいた。また、笹尾英嗣博士には、研究地域選定や瀬戸層群の地史、火山灰層の分布に関して貴重な御助言をいただき、それらに関する数多くの有益な文献を紹介していただいた。信州大学地層構造解析談話会の大塚 勉教授、角野由夫特任教授には、常日頃から貴重な御助言・御教示をいただいた。愛知県県有林事務所、愛知県珪砂鉱業協同組合陶土鉱山部、愛知県陶磁器鉱業協同組合、山甚大学鉱山 (株)、豊徳鑛山 (株)、(有) 伊藤鉱山、三光磁業 (有)、法華鉱山、原陶土産業 (株)山ホ鉱山、菱屋建材 (株)の山村 国利氏、オクムラセラム (株)には、快く入山許可をいただき、野外調査全般にわたって多大なるご配慮をいただいた。また、中山鉱山の調査に際しては、土岐市役所土岐口財産区に快く入山許可をいただいた。日本原子力研究開発機構 (独)の久保田 満博士には、X 線回折分析、蛍光 X 線分析に際して御協力をいただいた。新潟大学の高澤栄一教授には、誘導結合プラズマ質量分析に際して便宜をはかっていただいた。同分析の実施に際して、同大学の高橋俊郎博士には親身な御教示をいただいた。また、同大学の植田勇人博士、足立佳子博士には、同分析の手法に関して御教示をいただいただき、多面にわたり御支援、御協力をいただいた。新潟大学理学部地質科学科の学部生および院生の方々には、大変お世話になった。高知大学海洋コア総合研究センターの山本裕二教授、松崎琢也博士には、蛍光 X 線分析に際してお世話になった。信州大学の岡野哲郎教授には、土壌層位の記載に関して御教示をいただいた。産業技術総合研究所の野田 篤博士には、原陶土鉱山ならびに瑞浪層群の露頭に関して有益な情報をいただき、調査に同行させていただいた。大阪市立自然史博物館の林 成多博士には、伊賀粘土部層に産する生痕化石に関して貴重な御意見をいただいた。Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques (CNRS)大学の Christian France-Lanord 教授には、モンスーンと日本列島陸成層の風化状況との関連や分析手法に関して、貴重な御助言をいただいた。

信州大学の高橋 康博士には、未固結堆積物の薄片製作の際に丁寧な御教示をいただいた。X 線分析の実施に際しては、同大学の牧野州明教授に便宜をはかっていただいた。蛍光 X 線分析の実施に際しては、津金達郎氏に丁寧な御指導をいただき、常日頃から励ましをいただいた。また、同氏には、本論を丁寧に校成していただいた。信州大学修了生の福田真実子氏には、蛍光 X 線分析の試料処理の方法を教えていただいた。信州大学の原山 智教授には、花崗岩の化学組成に関して有益な文献を紹介していただいた。同大学の森清寿郎教授には、下部中新統の泥岩の化学組成に関して貴重なデータおよび論文を紹介していただいた。同大学の三宅康幸教授には、全岩化学組成から母岩や風化程度の解釈を行う上で有益な書籍

を紹介していただいた。長野技研 (株)の太田勝一博士、および(有) 風水土の永田秀尚氏には、土石流災害と堆積物との関連性について御討論をいただき、また有益な論文を紹介していただいた。信州大学卒業生の入江志織氏、森 沙織氏、本間和樹氏、増田麻子氏とは、瀬戸内区の風化環境や堆積環境に関して長い時間討論した。また、入江志織氏からは、恵那市南部地域に分布する瀬戸層群陶土層の野外調査データを提供していただいた。森 沙織氏からは、古琵琶湖層群上野層および伊賀層の試料と化学組成値・X 線分析値のデータを提供していただいた。信州大学の名取和香子氏には、古土壌研究、古琵琶湖層群に関して御討論をいただき、調査にも同行していただいた。信州大学古環境復元ゼミの卒業生および修了生諸士とは、常日頃から討論をし、研究を進める上で激励を終止いただいた。

本研究は、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「地質環境長期安定性評価確証技術開発」によって得られた成果の一部を使用した。主要元素の化学分析値には、高知大学海洋コア総合研究センター平成 29 年度共同利用・共同研究 (採択番号 17A026, 17B026)で得られた成果の一部を使用した。

ここに記して以上の方々、関係機関の方々に深く御礼申し上げます。

引用文献

- Ahmad, N., 1996, *Chapter 1 occurrence and distribution of Vertisols*. In: Ahmad, N. and Mermut, A. (Eds.), *Vertisols and technologies for their management*. Developments in Soil Science, 24, 1–41, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, ISBN: 978-0-444-88789-4.
- 赤嶺秀雄, 1954, 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質 特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態について. 資源研彙報, **34**, 25–39.
- Ali, J.R., Roberts, S.J. and Hall, R., 1994, *The closure of the Indo–Pacific Ocean gateway: a new plate tectonic perspective*. In: Hehuwat, F., Utomo, E.P., Dharma, A. and IGCP-35 Indonesian Association of Geologists (Eds.), *Proceedings of the international workshop on Neogene evolution of Pacific Ocean gateways*, 10–20, Dept. of Geology and Mineralogy, Kyoto Univ.
- Allen, J.R.L., 1963, Henry Clifton Sorby and the sedimentary structures of sands and sandstones in relation to flow conditions. *Netherlands Jour. Geosci. –Geologie en Mijnbouw–*, **42**, 223–228.
- 安藤善之・佐藤 努・渡辺 隆・大場孝信, 1991, 多治見市小名田地区の瀬戸層群に産するカオリン鉱物について. 粘土科学, **31**, 150–160.
- 安藤善之・塚腰 実・中山勝博・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子, 1999, 中新統土岐口陶土層から産出した多数のオオミツバマツ球果の集合化石とその保存処理過程. 岐阜県博研報, **20**, 17–22.
- 安斎俊男・山田正春, 1951, 愛知県藤岡地区粘土・珪砂鉱床調査報告. 地調月報, **4**, 313–320.
- 安斎俊男・富田光孝, 1952, 愛知県瀬戸市付近珪砂鉱床調査報告. 地調月報, **3**, 421–431.
- An, Z.S., Liu, T.S., Lu, Y.C., Kukla, G., Wu, X.H. and Hua, T.M., 1990, The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat. Int.*, **7-8**, 91–95.
- An, Z.S., Kutzbach, J.E., Prell, W.L. and Porter, S.C., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, **411**, 62–66.
- Bao, Z. and Zhao, Z., 2008, Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. *Ore Geol. Rev.*, **33**, 519–535.
- Benett, P.C., Siegel, D.L., Hill, B.M. and Glaser, P.H., 1991, The fate of silicate minerals in a peat bog. *Geology*, **19**, 328–331.
- Berner, R.A. and Berner, E.K., 1997, *Silicatte weathering and climate*. In: Ruddiman, W.F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, 353–365, Springer, New York.
- 琵琶湖自然史研究会編, 1994, 琵琶湖の自然史. 八坂書房, 340p.
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., 1980, *11. Mudrocks*, In: *Origin of sedimentary rocks*, 381–409, Prentice-Hall, New Jersey, ISBN: 0136427022.
- Bown, T.M. and Kraus, M.J., 1987, Integration of channel and floodplain suites: I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Jour. Sediment. Petrol.*, **57**, 587–601.

- Bown, T.M. and Kraus, M.J., 1993, Time-stratigraphic reconstruction and integration of paleopedologic, sedimentologic and biotic events (Willwood formation, Lower Eocene, northwest Wyoming, USA). *Palaio*, **8**, 68–80.
- Brewer, R., 1976, *Fabric and mineral analysis of soil*. Second–printing, Kreiger Publishing Co., Huntington, New York, 470p.
- Buatois, L.A., Mangano, M.G., Genise, J.F. and Taylor, T.N., 1998, The ichnologic record of the continental invertebrate invasion: evolutionary trends in environmental expansion, ecospace utilization and behavioral complexity. *Palaio*, **13**, 217–240.
- Cande, S.C. and Kent, D., 1992, A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 13917–13951.
- Chappell, B.W., 1968, Volcanic graywackes from the Upper Devonian aldwin Formation, Tamworth–Barraba District, New South Wales. *Jour. Geol. Soc. Australia*, **15**, 87–102.
- Clift, P.D., Hodges, K.V., Heslop, D., Hannigan, R., Van Long, H. and Calves, G., 2008. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nat. Geosci.*, **1**, 875–880.
- Clift, P.D., Wan, S. and Blusztajn, J., 2014, Reconstruction chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern south china Sea: a review of competing proxies. *Earth-Sci. Rev.*, **130**, 86–102, DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.01.002.
- Condie, K.C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1–31.
- Cullers, R.L., Barret, T., Carlson, R., and Robinson, B., 1987, Rare earth element and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in Wet Mountains, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **63**, 275–297.
- Dettman, D.L., Fang, X., Garzione, C.N. and Li, J., 2003, Uplift–driven climate change at 12 Ma: a long $\delta^{18}\text{O}$ record from the NE margin of the Tibetan plateau. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **214**, 267–277.
- Driese, S.G. and Ober, E.G., 2005, Paleopedologic and paleohydrologic records of precipitation seasonality from early Pennsylvanian “Underclay” paleosols, U.S.A. *Jour. Sed. Res.*, **75**, 997–1010.
- Driese, S.G. and Ashley, G.M., 2016, Paleoenvironmental reconstruction of a paleosol catena, the Zinj archeological level, Oluduvai Gorge, Tanzania. *Quat. Res.*, **85**, 133–146.
- Duchaufour, R., 1982, *Pedology*. Allen and Unwin, Springer Netherlands, London, 448p.
- Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M. and Handler, M.R., 1997, A simple method for the precise determination of ≥ 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chem. Geol.*, **134**, 311–326.
- Falini, F., 1965, On the formation of coal deposits of lacustrine origin. *Geol. Soc. America Bulletin*,

76, 1317–1346.

- Fan, M.J., Song, C.H., Dettman, D.L., Fang, X.M. and Xu, X.H., 2006, Intensification of the Asian winter monsoon after 7.4 Ma: grain-size evidence from the Linxia Basin, northeastern Tibetan Plateau, 13.1 to 4.3 Ma. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **248**, 186–197.
- Fedo, C.M., Nesbit H.W., and Young G.M., 1995, Unrevealing the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology*, **23**, 921–924.
- Fedo, C.M., Young, G.M. and Nesbitt, H.W., 1997, Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precambrian Res.*, **86**, 201–223.
- FitzPatrick, E.A., 1993, *Soil Microscopy and Micromorphology*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 303p.
- Flower, B.P. and Kennett, J.P., 1994, The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **108**, 537–555.
- Food and Agriculture Organization, 1977a, *Soil Map of the World. Volume VI, Africa*. UNESCO, Paris, 299p.
- Food and Agriculture Organization, 1977b, *Soil Map of the World. Volume VII, South Asia*. UNESCO, Paris, 117p.
- Food and Agriculture Organization, 1978, *Soil Map of the World. Volume VIII, North and Central Asia*. UNESCO, Paris, 165p.
- Fralick, P.W. and Kronberg, B.I., 1997, Geochemical discrimination of clastic sedimentary rocks sources. *Sediment. Geol.*, **113**, 11–124.
- France-Lanord, C. and Derry, L.A., 1994, $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon in the Bengal Fan: Source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon to marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4809–4814.
- Freeman, K.H. and Colarusso, L.A., 2001, Molecular and isotopic records of C4 grassland expansion in the late Miocene. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 1439–1454.
- 藤井紀之, 1967, 岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究 –第一報 小名田木節の産状および組成について–. 地調月報, **18**, 1–19.
- Fujii, N., 1968, Genesis of the fireclay deposits in Tajimi–Toki district, Gifu Prefecture, Central Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, **230**, 1–15.
- 藤井紀之, 1969, 本邦の耐火粘土資源. セラミックス誌, **4**, 991–1000.
- 藤井紀之, 1978, 日本のカオリン質粘土資源. 粘土科学, **18**, 90–100.
- 藤井紀之, 2001, 「柿野カオリン」の現況–東濃の陶磁器産業と原料資源“への追記–. 地質ニュース, **561**, 49–52.

- 藤井紀之・大森貞子, 1968, 岐阜県多治見・土岐地方の耐火粘土鉱床の研究-第2報 大洞木節と神明カオリンの産状および2, 3の鉱物学的性質について-. 地調月報, **19**, 81-102.
- 藤田至則・川村善也・和田晴美・川邊孝幸・和田幸雄, 1979, 新生代末期における応力場. 月刊地球, **1**, 410-422.
- 藤原祐希・入月俊明・林 広樹・田中裕一郎・渡辺真由子・清水謙二郎, 2005, 三重県伊賀市東部に分布する中新統阿波層群の層序と年代. 地質雑, **111**, 779-791.
- Gallagher, S.J., Kitamura, A., Iryu, Y., Itaki, T., Koizumi, I. and Hoiles, P.W., 2015, The Pliocene to recent history of the Kuroshio and Tsushima Currents: a multi-proxy approach. *Progress in Earth and Planetary Science*, **2**, DOI: 10.1186/s40645-015-0045-6.
- 鴈澤好博・柳井清治・八幡正弘・溝田智俊, 1994, 西南北海道-東北地方に広がる後期更新世の広域風成塵堆積物. 地質雑, **100**, 951-965.
- Garzanti, E., Padoan, M. and Peruta, L., 2013, Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **14**, 292-316.
- Gladenkov, A.Y., 1998, Oligocene and lower Miocene diatom zonation in the North Pacific. *Stratigr. Geol. Correl.*, **6**, 150-163.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg, G., 2012, The Geologic Time Scale 2012 1st Edition. Elsevier 1176p, ISBN: 9780444594488.
- Griffiths, J.F. and Driscoll, D.M., 1982, *Survey of Climatology*. Merrill Publ., Columbus, OH, 358p, ISBN: 978-0675099943.
- Guo, Z., Ruddiman, W.F., Hao, Q.Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y. and Liu, T.S., 2002, Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, **416**, 159-163.
- Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D. and Nichols, G.J., 2007, Global aridity during the Early Miocene? A terrestrial paleoclimate record from the Ebro Basin, Spain. *Jour. Geol.*, **115**, 601-608.
- Hao, Q. and Guo, Z., 2004, Magnetostratigraphy of a late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, DOI: 10.1029/2003GL019392.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G., 1992, *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K, 199p, ISBN: 0-521-38361-7.
- Hassan, S., Ishiga, H., Roser, B.P., Dozenc, K. and Naka, T., 1999, Geochemistry of Permian-Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. *Chem. Geol.*, **158**, 293-314.
- 波多野隆介, 2005, 第9章 土壌の構造と機能. 三村正彦・木村眞人(編), 土壌サイエンス入門. 文永堂出版, 東京, 177-191.
- 林田 明, 1991, 滋賀県の新生界・中生界の古地磁気資料. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護

財団, 797–807.

Hayashida, A., Yokoyama, T., Takemura, K., Danhara, T. and Sasajima, S., 1976, Preliminary report on magnetostratigraphy of the Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa, Central Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **4**, 96–108.

Hayashida, A. and Yokoyama, T., 1983, Paleomagnetic chronology of the Plio–Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of the Lake Biwa, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 209–221.

林 隆夫・川邊孝幸, 1993, 12 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, 157–168.

広瀬正資, 1934, 琵琶湖南岸の地質. 地球, **21**, 91–106.

Hoang, L.V., Clift, P.D., Schwab, A.M., Huuse, M., Nguyen, D.A. and Zhen, S., 2010, Large-scale erosional response of SE Asia to monsoon evolution reconstructed from sedimentary records of the Song Hong–Yiggehai and Qiongdongnan basins, South China Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, **342**, 219–244.

Holzhey, C.S., Yeck, R.D. and Nettleton, W.D., 1974, *Microfabric of some argillic horizons in udic, xeric and torric soil environments of the United States*. In: Rutherford, G.K. (Ed.), *Soil Microscopy: Proceedings of the fourth international Working–Meeting on Soil Micromorphology*, Department of Geography, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 27th–31st August, 1973, Limestone Press, Kingston, Ontario, Canada, 747–760.

本間和樹, 2016MS, 岐阜県土岐市五斗蔭地域における瀬戸層群の堆積環境. 信州大学理学部地質科学科卒業論文, 42p.

本間和樹・吉田孝紀, 2017, 岐阜県土岐市五斗蔭地域における瀬戸層群の堆積環境—特に土岐砂礫層の礫組成について—. 信州大学先鋭領域融合研究群山岳科学研究所 2016 年度報告要旨集, 68–71.

堀内 悠・久田健一郎・Lee, Y.I., 2008, 白亜系関門層群塩浜層の古土壌, 堆積相および古環境. 地質雑, **114**, 447–460.

星 博幸・田村糸子・小松哲也, 2015, 東海層群下部の指標テフラ, 下石火山灰層の放射年代と記載岩石学的特徴. 日本地質学会第 122 年学術大会 (長野大会)講演要旨, p234.

Hurst, V.J., 1977, Visual estimation of iron in sapolite. *Geol. Soc. America Bull.*, **88**, 174–176.

池辺展生, 1933, 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, **20**, 241–260.

池辺展生, 1934a, 鈴鹿山脈西側近江甲賀郡下の新生界. 地質雑, **41**, 399–401.

池辺展生, 1934b, 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, **22**, 110–123.

池辺展生, 1957, 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成盆地—. 新生代の研究, **1**, 1–10.

Imai, N. Terashima, S., Ito, S. and Ando, A., 1995, 1994 Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, “igneous rock series”.

- Geostandards Newslett.*, **19**, 135–213.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G. and Valles, P.K., 1993, The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, **40**, 937–953.
- 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.
- 井上恵介, 1992, 鹿児島県種子島の中新統基永層群の層序と年代. 瑞浪市化石博研報, **19**, 347–362.
- 犬伏和之, 2005, 土壌生物による有機物の分解と各種元素の循環. 三枝正彦・木村真人 (編), 土壌サイエンス入門, 文永堂出版, 158–166.
- 入江志織, 2012MS, 岐阜県恵那市, 瀬戸層群原層の堆積環境–特に陶土層の形成について–. 信州大学理学部地質科学科教室卒業論文, 113p.
- 入江志織・葉田野 希・志賀由佳・足立佳子・吉田孝紀, 2013, 岐阜県東濃地方における陶土層の化学組成. 信州大学環境科学年報, **35**, 20–25.
- Irino, T. and Tada, R., 2002, High-resolution reconstruction of variation in aeolian dust (Kosa) deposition at ODP site 797, the Japan Sea, during the last 200 ka. *Global Planet. Change*, **35**, 143–156.
- 伊勢屋ふじこ, 1982, 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理学評論, **55**, 597–613.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama, T., 1969, Paleomagnetic chronology of colcanic ash of the Plio–Pleistocene Series in Kinki District, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **19**, 1–29.
- 石田志朗・横山卓雄, 1969, 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序, 及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, **8**, 31–43.
- Ishihara, S., 2002, Chemical characteristics of the mineralized granitoids (I): Mo and W provinces of the Inner Zone of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 657–672.
- Ishihara, S. and Wu, C., 2001, Genesis of Late Cretaceous–Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu District, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **52**, 471–491.
- 石原舜三・中野聡志・寺島 滋, 2005, 近畿地方田上花崗岩の化学的特性–特に放射性元素と希土類元素の役割–. 地調研報, **56**, 93–98.
- Ishihara, S. and Murakami, H., 2006, Fractionated Illmenite–series Granites in Southwest Japan: Source Magma for REE–Sn–W Mineralizations. *Resource Geology*, **56**, 245–256.
- 石原舜三・村上浩康, 2006, 西南日本花崗岩類のレアアース特性: 足摺岬の新第三紀深成岩類と山陽帯の後期白亜紀花崗岩類. 地調報告, **57**, 89–103.
- Ishihara, S. and Chappell, B.W., 2007, Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan – Revisited. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323–350.
- Itihara, M., 1961, Some problems of the Quaternary sedimentaries in the Osaka and Akashi Areas,

- Japan. *Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ.*, **4**, 13–30.
- 市原 実・小黒譲司, 1958, 明石層群・播磨層群について. *地球科学*, **40**, 13–20.
- 市原 実・吉川周作・川邊孝幸・三田村宗樹, 1984, 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について. *地球科学*, **38**, 1–16.
- 伊藤知佳・入月俊明・岩井雅夫, 1999, 第一瀬戸内区中新統 (師崎, 岩村, 富草層群) の珪藻示準化石と地質年代. *地質雑*, **105**, 152–155.
- 糸魚川淳二, 1961, 三重県阿山郡阿波盆地の新生代層. 横山次郎教授記念論文集, 59–66.
- 糸魚川淳二, 1974, 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博研報, **1**, 9–42.
- 糸魚川淳二, 1980, 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博研報, **1**, 50p.
- Jiang, H. and Ding, Z., 2010, Eolian grain-size signature of the Sikouzi lacustrine sediments (Chinese Loess Plateau): Implications for Neogene evolution of the East Asian winter monsoon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **122**, 843–854, DOI:10.1130/b26583.1.
- Johnsson, M.J., 1993, *The system controlling the composition of clastic sediments*, in *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Geol. Soc. Am. Special Papers*, **284**, 1–19.
- Jopling, A.V., 1965, Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Jour. Sediment. Res.*, **35**, 777–791.
- Kahmann, J.A., Saman III, J. and Driese, S.G., 2008, Evaluating trace elements as paleoclimate indicators: multivariate statistical analysis of late Mississippian Pennington Formation Paleosols, Kentucky, USA. *Jour. Geol.*, **116**, 254–268.
- 鎌掛団体研究グループ, 1972, 滋賀県蒲生郡鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. *地質雑*, **78**, 601–609.
- 上治寅次郎, 1944, 京都府南部の垂炭層に就いて. *採鉱冶金*, **21**, 9–15.
- 笠間太郎・藤田和夫, 1957, 日本の新生代堆積区とその変遷(1)–瀬戸内区地質区の特性と変遷. *新生代の研究*, **24–25**, 518–526.
- 加藤芳朗・松井 健, 1954, 静岡県新所原付近の洪積土壌の研究 (第 1 報) 断面形態と地形発達史との関係について. *静岡大学農学部研究報告*, **4**, 107–110.
- 川邊孝幸, 1981, 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀付近の古琵琶湖層群. *地質雑*, **87**, 457–473.
- 川邊孝幸, 1986, 上野盆地西部, 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群. *地球科学*, **40**, 383–398.
- Kawabe, T., 1989, Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin. Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **32**, 39–90.
- 川邊孝幸, 1990, 2. 古琵琶湖層群–上野盆地を中心に–. *アーバンクボタ*, **29**, 30–47.
- 川邊孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作, 1996, 上野地域の地質. *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*. 地質調査所, 99p.
- 河邑圭太・須藤 斎・柳沢幸夫, 2011, 岐阜県瑞浪地域中部中新統生俵層の珪藻化石年代層序. *Diatom*, **27**, 17–32.

- Kennett, J.P, Keller, G. and Srinivasan, M.S., 1985. *Miocene planktonic foraminiferal biogeography and Paleoceanographic development of the Indo-Pacific region*. In: Kennett, J.P. (Ed.), *The Miocene Ocean: Paleoceanography and biogeography*. Geol. Soc. America Memories, **163**, 197–236.
- 君波和雄・公文富士夫・西村年春・志岐常正, 1992, 火成弧に由来する砂岩の科学組成. 地質学論集, **38**, 361–372.
- 木宮一邦, 1975, 花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度–花こう岩の風化・第1報–. 地質雑, **81**, 349–364.
- 木村春彦, 1987MS, 上野盆地西部・阿山地域の古琵琶湖層群の古地磁気層序. 大阪市大・理, 39p.
- 吉良竜夫, 1971, 生態学からみた自然. 河出書房新社, 295p.
- 北崎梅香・荒木春視, 1952, 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 (その1) –白土と木節粘土–. 資源研彙報, **34**, 80–91.
- 清野信雄・石井清彦, 1927, 7万5000分の1多治見図福地質説明書. 地質調査所, 58p.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, **31**, 115–129.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1981, 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, **35**, 26–40.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1983, 水口丘陵・瀬田–石部地域の古琵琶湖層群. 地団研専報, **25**, 67–77.
- 近藤善教, 1968, 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, **231**, 1–30.
- 小藤文次郎, 1895, 高師小僧. 地質雑, **2**, 238–240.
- Kraus, M.J., 1997, Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol–landscape associations. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **129**, 387–406.
- Kraus, M.J., 1999, Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth–Sci. Rev.*, **47**, 41–70.
- Krumbein, W.C. and Garrels, R.M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation–reduction potentials. *Jour. Geol.*, **60**, 1–33.
- 國枝勝利・熊谷 哉・林 茂雄・稲垣順一・伊藤 隆, 2001, 県内産窯業原料の調査研究. 三重県科学技術振興センター工業研究部研究報告, **28**, 108–114.
- 沓掛俊夫・中野聡志・国分一徳・高島里香・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1991, 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体–その3. 花こう岩類の微量元素含有量–. 地球科学, **45**, 363–367.
- 桑原 徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235–247.
- 桑原 徹, 1971, 瀬戸層群の堆積相. 中部地方の鮮新統および最新統, 竹原平一教授記念論文集, 113–127.
- 桑原 徹, 1985, 瀬戸内区構造運動の特性. 瀬戸内区の特性, 地団研専報, **29**, 171–189.

- LaRiviere, J.P., Ravelo, A.C., Crimmins, A., Dekens, P.S., Ford, H.L., Lyle, M. and Wara, M.W., 2012, Late Miocene decoupling of oceanic warmth and atmospheric carbon dioxide forcing. *Nature*, **486**, 97–100.
- Lee, Y.I. and Hisada, K., 1999, Stable isotopic compositions of pedogenic carbonates of the Early Cretaceous Shimonoseki Subgroup, western Honshu, Japan. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **153**, 127–138.
- Lee, Y.W., Lee, Y.I. and Hisada, K., 2003, Paleosols in the Cretaceous Goshoura and Mifune groups, SW Japan and their paleoclimate implications. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **199**, 265–282.
- Licht, A., Gojan, I., Caner, L., Soe, A.N., Jaeger, J.J. and France-Lanord, C., 2014, Role of permeability barriers in alluvial hydromorphic paleosols: The Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Sedimentology*, **61**, 362–382.
- Li, Q., Li, B., Zhong, G., McGowran, B., Zhou, Z., Wang, J. and Wang, P., 2006. Late Miocene development of the western Pacific warm pool: Planktonic foraminifer and oxygen isotopic evidence. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **237**, 465–482.
- Li, X., Wei, G., Shao, L., Liu, Y., Liang, X., Jian, Z., Sun, M. and Wang, P., 2003, Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: a response to Cenozoic tectonism in SE Asia. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **211**, 207–220.
- Li, Z., Sun, D., Chen, F., Wang, F., Zhang, Y., Guo, F. et al., 2014, Chronology and paleoenvironmental records of a drill core in the central Tengger Desert of China. *Quat. Sci. Rev.*, **85**, 85–98, DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.12.003.
- Ludvigson, G.A., Gonzalez, L.A., Metzger, R.A., Witzke, B.J., Brenner, R.L. and Murillo, A.P., 1998, Meteoric sphaerosiderite lines and their use in paleohydrology and paleoclimatology. *Geology*, **26**, 1039–1042.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Lave, J., Bouchez, J., Galy, V., Metivier, F., Gaillardet, J., Lartiges, B. and Mugnier, J.L., 2011, A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin. *Jour. Geophys. Res.*, **116**, F04012, DOI: 10.1029/2010JF001947.
- Mack, G.H., 1992, Paleosols as an indicator of climatic change at the Early–Late Cretaceous boundary, southwestern New Mexico. *Jour. Sediment. Petrol.*, **62**, 483–494.
- Maison, B.H., 松井義人・一国雅巳 (訳), 1970, 一般地球化学. 岩波書店, 402p.
- 牧野内 猛, 1985, “第二瀬戸内沈降区”発生期の諸問題–東海湖を例として–. 地団研専報, **29**, 53–64.
- 牧野内 猛・檀原 徹, 1996, 知多半島 常滑層群中部のフィッシュン・トラック年代. 地質学会 103 年大会講演要旨, 114p.
- 槇山次郎, 1950, 日本地方地質誌 4 : 中部地方. 朝倉書店, 233p.

- Markenwich, H.W., Pavich, M.J. and Buell, G.R., 1990, Contrasting soils and landscapes of the Piedmont and Coastal Plain, eastern United States. *Geomorphology*, **3**, 417–447,
- Marriott, S.B. and Wright, V.P., 1993, Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Jour. Geol. Soc. London*, **150**, 1109–1120.
- 真下育久, 1973, 森林土壌の土色と炭素含量. 森林立地, **14**, 24–28.
- 増田麻子, 2016MS, 岐阜県土岐市柿野地域の瀬戸層群. 信州大学理学部地質科学科卒業論文, 63p.
- 増田麻子・吉田孝紀, 2017, 岐阜県土岐市柿野地域に分布する瀬戸層群の層序. 信州大学先鋭領域融合研究群山岳科学研究所 2016 年度報告要旨集, 72–75.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ, 1985, “逆グレーディング構造”: 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造. 堆積学会会報, **22-23**, 108–116.
- 松井 健, 1979, ペドロジーへの道. 蒼樹書房, 266p.
- 松井 健, 1988, 土壌地理学序説. 築地書館, 316p.
- 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.
- 松岡敬二, 1985, 古琵琶湖層群伊賀累層の鮮新統淡水軟体動物群の意義. 地団研専報, **29**, 71–88.
- 松岡敬二・安井謙介, 2003, 三重県阿山郡大山田村の上野累層産巨大スッポン化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, **13**, 1–3.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳朗, 1960, 猿投山南西部地域の地質—特に陶器原料粘土の地質—. 愛知県知多古窯社群附編, 1–35.
- McCarthy, P., Martini, I. and Leckie, D., 1998, Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial paleosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **143**, 87–110.
- McLennan, S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks; influence and sedimentary processes. *Rev. Mineralogy*, **21**, 169–200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990, Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep sea turbidites. Crustal evolution and plate tectonic association. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **54**, 2015–2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S. McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *G.S.A. Special Paper*, **284**, 21–40.
- Metzger, C.A. and Retallack, G.J., 2010, Paleosol record of Neogene climate change in the Australian outback. *Australian Jour. Earth Sci.*, **57**, 871–885.
- Miall, A.D., 1977, A Review of the braided–river depositional environment. *Earth–Sci. Rev.*, **13**, 1–62.

- Miall, A.D., 1978, *Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary*. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*, Memoir 5, 597–604, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum geology*. Springer, 582p.
- Miao, Y.F., Fang, F.L., Wu, M.T., Cai, C.H., Song, C.H., Meng, Q.Q. and Xu, L., 2003, Late Cenozoic continuous aridification in the western Qaidam Basin: evidence from sporopollen records. *Climate of the Past*, **9**, 1863–1877.
- Miao, Y.F., Herrmann, M., Wu, F., Yan, X. and Yang, S., 2012, What controlled Mid–Late Miocene long-term aridification in Central Asia? –global cooling or Tibetan Plateau uplift: a review. *Earth Sci. Rev.*, **112**, 155–172.
- Miki, S., 1939, On the remains of *Pinus trifolia* n. sp. in the Tertiary from Central Honshu in Japan. *Botanical Magazine, Tokyo*, **53**, 239–246.
- Miki, S., 1941, On the Change of flora in Eastern Asia since Tertiary period (1). The clay or lignite beds flora in Japan with special reference to the *Pinus trifolia* beds in Central Hondo. *Japanese Jour. Botany*, **11**, 237–303.
- 三木 茂, 1948, 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フローラに就いて. 鉱物と地質, **2**, 105–144.
- 三木 茂, 1963, 瀬戸, 多治見地方でオオミツバマツと伴う植物遺体. 地学研究, 日本鉱物趣味の会創立 31 周年記念特集号, 80–93.
- 三村弘二・河田清雄, 1970, 湖東流紋岩類 (演旨). 地質雑, **76**, p110.
- 三村弘二・片田正・金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩石鉱物床学会誌, **71**, 327–338.
- 湊 正雄, 1956, 樽岸石器群の層位学的研究. 樽岸発掘報告書, 市立函館博物館, 13–20.
- 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦, 1996, 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光 X 線分析–低希釈率ガラスビードの作成と迅速分析の精度. 信州大学理学部紀要, **31**, 105–117.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭, 1981, 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 宮下純夫・足立佳子・田中真二・中川光弘・木村純一, 2007, ポロシリオフィオライトの生成場: 微量成分組成からの検討. 地質雑, **113**, 212–221.
- 水越充治, 1962, 梅雨前線活動に伴う降水量分布. 地理学評論, **35**, 35–44.
- 水野清秀, 1999, 近畿中部, 信楽高原周辺に分布する流紋岩礫を含む礫層の時代・火山灰層の対比による検討. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 32.
- 百原 新, 2017, 鮮新・更新世の日本列島の地形発達と植生・植物相の変遷. 第四紀研究, **56**, 251–264.

- 百原 新・齋藤 毅, 2001, 上部中新統土岐口陶土層堆積盆地とその周辺の古地形変化に伴う古植生の変化, 島根大地球資源環境学研報, **20**, 49–58.
- Moore, S.E., Ferrell, R.E. and Aharon, P., 1992, Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in a subsiding marsh sequence. *Jour. Sediment. Petrol.*, **62**, 357–366.
- 森清寿郎, 2015, 下部中新統富草層群に産するリン燐酸塩質岩. 地球科学, **69**, 223–240.
- 森 沙織, 2013MS, 三重県伊賀市大山田地域における古琵琶湖層群の鮮新統上野層–伊賀層の堆積環境. 信州大学理学部地質科学科卒業論文, 123p.
- 森 沙織・吉田孝紀, 2014, 三重県伊賀市大山田地域における古琵琶湖層群の鮮新統上野層–伊賀層の堆積環境. 信州大学環境科学年報, **36**, 83–87.
- 室生団体研究グループ・八尾 昭, 2008, 室生火砕流堆積物の給源火山. 地球科学, **62**, 97–108.
- Murphy, C.P., 1983, Point counting pores and illuvial clay in thin section. *Geoderma*, **31**, 133–150.
- 武蔵野 実, 1992, 砂岩の化学組成と堆積造構場, とくに非調和元素に関して–その 1. 丹波帯・超丹波帯・舞鶴帯の砂岩を例として–. 地質学論集, **38**, 85–97.
- 長沢敬之助・国枝勝利, 1970, 岐阜県苗木地域の粘土鉱床とそれに産するカオリン鉱物. 鉱山地質, **20**, 361–377.
- 中嶋雅宏・中山勝博・百原 新・塚腰 実, 2004, 中新統土岐口陶土層の堆積過程と産出する大型植物化石の水理的挙動–岐阜県多治見市大洞地区の例–. 地質雑, **110**, 204–221.
- 中島経夫, 1983, 三重県大山田村中村の伊賀累層産コイ科魚類咽頭歯化石. 瑞浪市化石博研報, **10**, 143–150.
- 中村和郎・木村竜治・内嶋善兵衛, 1982, 日本の自然 5 日本の気候. 岩波書店, 237p.
- 中村新太郎, 1929, 日本に於ける洪積層の分層. 日本学術協会, **5**, 115–117.
- 中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木哲一・小村良二・木村克己, 2003, 水口地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 83p.
- 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫, 2013, 滋賀県琵琶湖南方・田上花崗岩体中の細粒暗色包有岩. 地調研報, **64**, 25–49.
- 中山勝博, 1985, 岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地. 地団研専報, **29**, 119–129.
- 中山勝博, 1987, 愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投–知多上昇帯. 地球科学, **41**, 114–130.
- 中山勝博, 1991, 瀬戸市北部の新第三系瀬戸陶土層の堆積過程. 地質雑, **97**, 945–958.
- Nakayama, K., 1994, Stratigraphy and paleogeography of the Upper Cenozoic Tokai Group around the east coast of Ise Bay, central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **37**, 77–143.
- Nakayama, K., 1999, Sand– and mud–dominated alluvial fan deposits of the Miocene Seto Porcelain Clay Formation, Japan. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **28**, 393–407.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ, 1987, 恵那盆地の瀬戸層群. 日本地質学会第年学術大会講演要旨, 14p.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ, 1989a, 岐阜地方の小陥没盆地と陶土. 地団研専報, **36**,

237–246.

中山勝博・陶土団体研究グループ, 1989b, 瀬戸層群の堆積盆地. 地球科学, **43**, 392–401.

中山勝博・吉川周作, 1990, 東海層群の古地磁気層序. 地質雑, **96**, 967–976.

Nakayama, K., Yoshikawa, S., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Kono, K., 1994, Pyroclastic flow deposits intercalated in the Upper Cenozoic Tokai Group, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 880–883.

Nakayama, K., Yoshikawa, S. and Ito, T., 1995, Magnetostratigraphy of the Late Cenozoic Tokai Group in central Japan and its sedimentologic implications. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, **12**, 95–104.

中山勝博・安藤善之・塚腰 実・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子, 1999, 中新統土岐口陶土層にみられる *Pinus trifolia* 球果化石の密集層. 地球科学, **53**, 173–174.

Nance, W.B. and Taylor, S.R., 1977, Rare earth element patterns and crustal evolution–II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **41**, 225–231.

成瀬敏郎・井上克弘, 1982, 北九州および与那国島のレス. 地学雑誌, **91**, 164–180.

成瀬敏郎・井上克弘, 1983, 山陰および北陸の古砂丘に埋没するレスについて. 地学雑誌, **92**, 116–129.

那須孝悌, 1968, 古琵琶湖層群下部の花粉分析 (演旨). 地質雑, **74**, 120p.

那須孝悌, 1972, 第四紀の日本列島植物相. 生物科学, **24**, 1–10.

那須孝悌・青山朋子, 1996, 花粉化石. 古琵琶湖層群上野累層の足跡化石. 服部川足跡調査団体, 49–51.

Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715–717.

Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1523–1534.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M. and Keays, R.R., 1996, Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Jour. Geol.*, **104**, 525–542.

Nguetnkam, J.P., Kamga, R., Villieras, F., Ekodexk, G.E. and Yvon, J., 2007, Pedogenic formation of smectites in a vertisol developed from granitic rock from Kaele (Cameroon, Central Africa). *Clay Minerals*, **42**, 487–501.

日本ペドロロジー学会 第四次土壌分類・命名委員会, 2002, 日本の統一的土壌分類体系–第二次案 (2002) –. 博友社, 90p, ISBN: 10: 4826801912.

Nikiforoff, C.C., 1959, Reappraisal of the soil. *Science*, **129**, 186–196.

西村 進・笹島貞雄, 1970, Fission–Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, **24**, 222–224.

- Nishimura, S. and Suparka, S., 1997, Tectonic approach to the Neogene evolution of Pacific–Indian Ocean seaways. *Tectonophysics*, **281**, 1–16.
- Nordt, L.C. and Driese, S.G., 2009, Hydropedological model of Vertisol formation along the Gulf Coast Prairie land resource area of Texas. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 2039–2053.
- 農林水産省 農業環境技術研究所, 1991, 農耕地土壌分類 第3次改訂版. 農業環境技術研究所試料, **17**, 79p, ISSN: 0912-7542.
- 野沢和久, 1953, 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 (第5報)—神明峠および苗木地方のいわゆるカオリンについて—. 資源研彙報, **32**, 31–41.
- 野沢和久, 1955, 愛知・岐阜県下の窯業用粘土の生成にかんする若干の考察. 地質雑, **61**, 367–380.
- 大江二郎, 1951a, 愛知県山口附近蛙目粘土調査概報. 地調月報, **2**, 24–25.
- 大江二郎, 1951b, 愛知県大畑八草附近木節粘土調査報告. 地調月報, **2**, 90–95.
- Ogasawara, K., Takano, M., Nagato, H. and Nakano, T., 2009, Cenozoic molluscan faunas and climatic changes in the northern Pacific related to Pacific gateways: review and perspective. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **59**, 355–364.
- 小川啄次, 1919–1920, 伊勢の第三紀層に就いて. 島津標本時報, **6**, p8.
- 小倉義雄・中原美保・下坂康哉, 1989, 三重県島ヶ原地域の峰陶土鉱床の産状および粘土鉱物について. 三重県教育学部研究紀要 (自然科学), **41**, 25–36.
- 奥山茂美, 1984, 伊賀盆地化石集 **4**. 自費出版, 三重県上野市.
- 大政正隆・黒鳥 忠・木立正嗣, 1955, 赤色土壌の研究 I. 新潟県に分布する赤色土壌. 日本林学会誌, **37**, 140–142.
- 大政正隆・黒鳥 忠・木立正嗣, 1957, 新潟県に分布する赤色土壌の分布. 形態的性質および生成について, 林野土壌調査報告, **8**, 1–23.
- 大森江い, 1968, 琵琶湖底質の化学組成について (水成岩の化学組成の研究 その 1). 地調月報, **19**, 103–114.
- 小野千恵子, 1976, 岩石の平均化学成分とその図示 5. 中生代, 四万十・和泉・田老・日高地向斜の泥岩. 地調月報, **27**, 783–787.
- 大島敬義, 1949, 苗木白粘土の鑛床概説. 苗木白粘土, 窯業原料協議会 (編), 窯業原料第2集, 学術図書, 189–190.
- 小澤智生・井上恵介・富田 進, 1995a, 相良層群最下部管ヶ谷累層産の暖海性軟体動物群集について—相良ファウナの再検討—. 日本古生物学会 1995年講演予稿集, 125.
- 小澤智生・井上恵介・富田 進・田中貴也・延原尊美, 1995b, 日本の新第三紀暖流系軟体動物群の概要. 化石, **58**, 20–27.
- 小瀬和常, 1929, 知多半島の地形及地質. 地質雑, **41**, 338–345.
- Pal, D.K., Wani, S.P. and Sahrawat, K.L., 2012, Vertisols of tropical Indian environments: pedology and edaphology. *Geoderma*, **189–190**, 28–49.

- Papadakis, J., 1961, *Climatic tables for the world*. Buenos Aires, Papadakis, 183p.
- Papadakis, J., 1966, *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Buenos Aires, Papadakis, 170p.
- Paton, T.R., 1974, Origin and terminology for gilgai in Australia. *Geoderma*, **11**, 221–242.
- Pettijohn, F.J., 1963, *Chemical composition of sandstones—excluding carbonate and volcanic sands*. In: Pettijohn, F.J. (Ed.), *Data of Geochemistry Sixth Edition Chapter S, S1–S19*, United States government printing office, Washington.
- Pettijohn, F.J., 1975, *Sedimentary Rocks 3rd edition*. Harper and Row, New York, 526p.
- PiPujol, M.O. and Buurman, P., 1997, Dynamics of iron and calcium carbonate accumulation and palaeohydrology in middle Eocene paleosols of the southeast Ebro Basin margin (Catalonia, northeast Spain). *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **138**, 87–107.
- Qiang, X.K., Li, Z.X., Powell, C.M. and Zheng, H.B., 2001, Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth Planet Sci. Lett.*, **187**, 83–93.
- Quade, J., Ceiling, T.E. and Bowman, J.E., 1989, Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift in the latest Miocene of northern Pakistan. *Nature*, **342**, 163–166.
- Quade, J., Cater, J.M.L., Ojha, T.P., Adam, J. and Harrison, T.M., 1995, Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: stable isotopic evidence from paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **107**, 1381–1397.
- Rea, D.K., Snoeckx, H. and Joseph, L.H., 1998, Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, **13**, 215–224.
- Retallack, G.J., 1988, Field recognition of paleosols. In Reinhardt, J. and Sigleo, W.R. eds., *Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications*, Geol. Soc. America, Special Publication, USA, 216p.
- Retallack, G.J., 1996, Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**, 195–207.
- Retallack, G.J., 2001, *Soils of the past –an introduction to paleopedology–*. Blackwell Science Publishers., Oxford, 404p.
- Retallack, G.J., 2009, Cenozoic cooling and grassland expansion in Oregon and Washington. *Paleo Bios.*, **28**, 89–113.
- Retallack, G.J., 2018, The oldest known paleosol profiles on Earth: 3.46 Ga Panorama Formation, Western Australia. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **489**, 230–248.
- Retallack, G.J. and Kirby, M.X., 2007, Middle Miocene global change and paleogeography of Panama. *Palaaios*, **22**, 667–679.
- Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Carr, P.F., Fanning, M., Thompson, C.A., Williams, M.L., Jones, B.G.

- and Hutton, A., 2011, Multiple Early Triassic greenhouse crises impeded recovery from Late Permian mass extinction. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **308**, 233–251.
- Roser, B.P., 1996, Sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting: 2. –Effects of grain size on the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ –Basicity Index diagram, and application to recycled and medium–grade metamorphic terranes of New Zealand. *Earth-Sci.*, **50**, 238–250.
- Roser, B.P., 2000, Whole–rock geochemical studies of clastic sedimentary suites. *Memoirs of the Geol. Soc. Japan*, **57**, 73–89.
- Roser, B.P. and Korch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone–mudstone suites using SiO_2 and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Jour. Geol.*, **94**, 635–650.
- Roser, B.P. and Korch, R.J., 1999, Geochemical characterization, evolution and source of a Mesozoic accretionary wedge: the Torlesse terrane, New Zealand. *Geological Magazine*, **136**, 493–512.
- Roser, B.P., Kimura, J.-I. and Hisatomi, K., 2000, Whole-rock elemental abundances in sandstones and mudrocks from the Tanabe Group, Kii Peninsula, Japan. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **19**, 101–112.
- 三枝正彦, 1989, 下層土と作物の生育：下層土のエダホロジー. *化学と生物*, **27**, 712–720.
- 實吉玄貴・中山勝博・塚腰 実, 2000, 河川堆積層における植物片の堆積過程–岐阜県多治見市小名田の中新統土岐口陶土層の大型植物化石の例–. *地球科学*, **54**, 127–143.
- Sasao, E., 2013, Petrographic study of the Miocene Mizunami Group, Central Japan; Detection of unrecognized volcanic activity in the Setouchi Province. *Island-Arc*, **22**, 170–184.
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史, 2018, 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のジルコン U–Pb 年代とジルコン FT 年代の再評価. *地質雑*, **124**, 141–150.
- 里口保文, 2015, 古琵琶湖層群の下部層序の再検討. *地質雑*, **121**, 125–139.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝己・吉川周作, 1999, 本州中央部に分布する鮮新–下部更新統の火山灰層序. *地球科学*, **53**, 275–290.
- 里口保文・山川千代美・高橋啓一, 2012, 古琵琶湖層群における新・旧鮮新–更新統の境界. *地質雑*, **118**, S70–S78.
- 里口保文, 2015, 古琵琶湖層群の下部層序の再検討. *地質雑*, **121**, 125–139.
- Sawada, K., Nakamura, H., Tarai, T. and Tsukagoshi, M., 2013, Evaluation of paleoenvironment using terpenoid biomarkers in lignites and plant fossil from the Miocene Tokiguchi Porcelain Clay Formation at the Onada mine, Tajimi, central Japan. *International Journal of Coal Geology*, **107**, 78–89.
- Sheldon, N.D., 2006, Quaternary glacial–interglacial climate cycles in Hawaii. *Journal of Geology*, **114**, 367–376.
- Sheldon, N.D. and Tabor, B., 2009, Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth–Sci. Rev.*, **95**, 1–52.

- 茂野 潤・次重克敏・藤田将人・東 洋一・後藤道治・狩野彰宏・地下まゆみ・柴田正輝・川合達也, 2004, 富山県上市地域および立山地域に分布する手取層群赤岩亜層群の土壌性堆積物と堆積相による古環境解析. 福井県立恐竜博物館起要, **3**, 1–22.
- 島倉巳三郎, 1966, 本邦新生代層の花粉層序学的研究; IX–古琵琶湖層群–. 奈良大学紀要, **14**, 25–39.
- 清水 洋, 1972, 名古屋市周辺の鮮新世粘土鉱床のカオリン鉱物について. 粘土科学, **12**, 11–22.
- 下田 右, 1985, 試料の調整と粘土鉱物の同定. 粘土鉱物研究法, 創造社, 89–115.
- 新正裕尚・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一, 2002, 室生火砕流堆積物の全岩化学組成: その給源への手掛り. 岩石鉱物科学, **31**, 307–317.
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren, R.A., 1994, *Volcanic Ash Soils, Volume 21 1st Edition, Genesis, Properties and Utilization*. Elsevier Science, Amsterdam, 287p, ISBN: 9780444897992.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008, 比叡花崗岩体の形成史と白亜紀火成活動史における位置づけ. 地質雑, **114**, 53–69.
- Singh, A.K., Hasnain, S.I. and Banerjee, D.K., 1999, Grain size and geochemical partitioning of heavy metals in sediments of the Damodar River a tributary of the lower Ganga, India. *Environmental Geol.*, **39**, 90–98.
- Singh, I.B., 1972, On the bedding in the natural–levee and the point–bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India. *Sediment. Geol.*, **7**, 309–317.
- 徐 垣・平 朝彦, 1989, 粉流粒相としての堆積物重力流の運搬機構. 地質雑, **98**, 754–760.
- Soil Survey Staff, 2010, *Keys to Soil Taxonomy*, Natural Resources Conservation Service, 338p.
- Sonehara, T., Harayama, S. and Shirahase, T., 2005, Chemical composition of the Nohi Rhyolite and related igneous rocks. *Monogr. – Assoc. Geol. Collab. Japan*, **53**, 99–117.
- Sonehara, T. and Harayama, S., 2006, Significance of whole-rock chemical analysis for ignimbrites: chemical comparison between essential clasts and matrix of the Late Cretaceous Setogawa Ash-Flow Sheet of the Nohi Rhyolite. *Earth-Sci.*, **60**, 93–111.
- Sonehara, T. and Harayama, S., 2007, Petrology of the Nohi rhyolite and its related granitoids: A Late Cretaceous large silicic igneous field in central Japan. *Jour. Volcanology and Geothermal Res.*, **167**, 57–80.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002, 岩石学概論・上 記載岩石学–岩石学のための情報収集マニュアル. 共立出版, 272p.
- Sun, Y., An, Z., Clemens, S.C., Bloemendal, J. and Vandenberghe, J., 2010, Seven million years of wind and precipitation variability on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci. Lett.*, **297**, 525–535, DOI: 10.1016/j.epsl.2010.07.004.
- 多田隆治, 2005, アジア・モンスーンの進化と変動–そのヒマラヤ–チベット隆起とのリンク–. 地質雑, **111**, 668–678.

- 高田平原団体研究グループ, 1961, 高田平原の第四紀層について (そのⅡ). 新潟大学教育学部高田分校研究起要, **6**, 145–157.
- 高橋啓一, 1998, 6. 脊椎動物化石とその起源. アーバンクボタ, **37**, 46 アーバンクボタ 56.
- 高橋啓一・山川千代美, 1993, 愛知川産化石林調査の経過. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, **1**, 1–10.
- Takaya, Y., 1963, Stratigraphy of the Paleo-biwa Group and paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, **30**, 81–118.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二, 1961, 名古屋港の地盤 <改訂版>. 名古屋港管理組合, 51p.
- 武司秀夫, 1961, 三重県伊賀上野島ヶ原地区耐火粘土鉱床. 地調月報, **12**, 587–596.
- 武司秀夫・宇野泰章・小村良二, 1976, 近畿地方における粘土の産状・性質と利用. 地質ニュース, **267**, 46–57.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄, 1977, 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質雑, **83**, 749–762.
- 棚井敏雅, 1991, 北半球における第三紀の気候変動と植生の変化. 地学雑, **100**, 951–966.
- 田中正明・松岡敬三, 1985a, 古琵琶湖層群伊賀類層の珪藻化石群集. 地団研専報, **29**, 89–100.
- 田中正明・松岡敬三, 1985b, 滋賀県甲賀・阿山地域の鮮新世淡水生珪藻化石. 瑞浪市化石博研報, **12**, 57–70.
- Tanaka, S., 1997, Uplift of the Himalaya and climatic change at 10 Ma –Evidence from records of carbon isotope and fluvial sediments in the Churia Group central Nepal–. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **103**, 253–264.
- 種村光郎, 1964, 愛知県瀬戸地域の粘土および珪砂鉱床の地質学的鉱物学的研究. 地調報告, **203**, 1–40.
- 田代正之, 1986, 西南日本白亜系の古地理と古環境. 化石, **41**, 1–16.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.H., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- Thorp, J., 1949, Effects of certain animals that live in soils. *Scientific Monthly*, **68**, 180–191.
- 陶土団体研究グループ, 1982, 岐阜県瑞浪市南部の瀬戸層群–瀬戸層群の堆積盆地の発生～発展に関する研究 (2)–. 地団研専報, **24**, 143–155.
- 陶土団体研究グループ, 1985, 東海湖の東縁部における陥没盆地–岐阜県中津川市付近の瀬戸層群–. 地団研専報, **29**, 101–117.
- 陶土団体研究グループ, 1994a, 岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群. 地球科学, **48**, 1–15.
- 陶土団体研究グループ, 1994b, 上部新生界瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動–岐阜県恵那盆地の例–. 地球科学, **48**, 17–29.
- 陶土団体研究グループ, 1999, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地–岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例–. 地球科学, **53**, 291–306.

- 友田淑郎, 1976, ゼノキプリス亜科 (コイ科)魚類の比較形態学および瑞浪層群産化石咽頭骨の分類学的位置づけについて. 瑞浪市化石博研報, **3**, 157–162.
- 友田淑郎・根来健一郎, 1979, 古琵琶湖層群から得た新しい古生物学資料. 地球科学, **33**, 137–143.
- 津金達郎・三宅康幸, 2001, 珪酸塩岩石試料の微量成分のガラスビード法による蛍光 X 線分析. デイサイト溶岩の流動・固結過程の解明のための石基組織の研究, 平成 11～12 年度科学研究費補助金基盤研究 c 研究成果報告書 2001.
- Tsukagoshi, M. and Todo Collaborative Research Group, 1995, Plant megafossils from the Pliocene Toki Sand and Gravel Formation in and around Ena City, Gifu Prefecture, central Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, **49**, 23–46.
- 塚腰 実・陶土団体研究グループ, 1998, 岐阜県笠原町の瀬戸層群土岐砂礫層から産出した *Pinus trifolia* Miki の球果化石. 地質雑, **104**, 495–498.
- Tyler, G., 2004, Rare earth elements in soil and plant systems – a review. *Plant and Soil*, **267**, 191–206.
- Wang, P., Jian, Z., Zhao, Q., Li, Q., Wang, R., Liu, A., Wu, G., Shao, L., Wang, J., Huang, B., Fang, D., Tian, J., Li, J., Li, X., Wei, G., Sun, X., Luo, Y., Su, X., Mao, S. and Chen, M., 2003, Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep-sea records. *Chinese Sci. Bull.*, **48**, 2549–2561.
- Wara, M.W., Ravelo, A.C. and Delaney, M.L., 2005, Permanent El Nino-like conditions during the Pliocene warm period. *Science*, **309**, 758–1761.
- Watanabe, T. and Yanagisawa, Y., 2005, Refined Early Miocene diatom biochronology for the middle-to high-latitude North Pacific. *Island-Arc*, **14**, 91–1101.
- Wei, G., Li, X.H., Liu, Ying, Shao, L. and Liang, X., 2006, Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea. *Paleoceanography*, **21**, DOI: 10.1029/2006PA001300.
- White, A.F. and Blum, A.E., 1995, Effects of climate on chemical-weathering in watersheds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1729–1747.
- Whydrow, P.J. and McClure, H.H., 1981, Fossil mangrove roots and paleoenvironments of the Miocene of the eastern Arabian Peninsula. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **32**, 213–225.
- Wright, V.P. and Marriott, S.B., 1996, A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *Jour. Geol. Soc. London*, **153**, 907–913.
- Xu, H., Chang, F., Luo, Y. and Sun, X., 2009, Palaeoenvironmental changes from pollen record in deep sea core PC-1 from northern Okinawa Trough, East China Sea during the past 24 ka. *China Sci. Bull.*, **54**, 3739–3748, DOI: 10.1007/s11434-009-0227-y.

- 八木久義, 1993, 野外における土壌および生成環境の調べ方. 森林土壌研究会 (編), 森林土壌の調べ方とその性質 (改訂版). 日本森林林業振興会, 東京, 28–64.
- 八木下晃司, 2011, 増補・改訂版 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 283p.
- 山田 桂・入月俊明・中嶋祥江, 2001, 下部中新統富草層群新木田層 (長野県)の貝形虫化石群集と堆積相の時空分布. 地質雑, **107**, 1–13.
- 山川千代美, 2011, 化石林. 滋賀県立琵琶湖博物館編, 命の湖 琵琶湖を探る, 文一総合出版, 26–27.
- Yamakawa, C., Momohara, A., Nunotani, T., Matsumoto, M. and Watano, Y., 2008, Paleovegetation reconstruction of fossil forests dominated by *Metasequoia* and *Glyptostrobus* from the late Pliocene Kobiwako Group, central Japan. *Paleontol. Res.*, **12**, 167–180.
- 山中一男, 1979, 日本の森林植生. 築地書館, 219p.
- 横山修一郎・松岡数充・屋舗増弘, 1978, 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題 –信楽大和高原のネオテクトニクス研究その1–. 地球化学, **32**, 133–150.
- 横山卓雄, 1968, 鮮新世末期における古琵琶湖の変遷, とくに岩相変化と斜層理から知られる古水流系を中心として. 地質雑, **74**, 623–632.
- Yokoyama, T., 1969, Tephrochronology and Paleogeography of the Plio–Pleistocene Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa with special reference to correlation to the 200 m core sample of Lake Biwa by tephra. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **3**, 114–137.
- 横山卓雄, 1977, 近畿・東海地方の鮮新・更新統古地磁気層序. 第四紀研究, **16**, 139–148.
- 横山卓雄, 1989, 伊賀盆地西方, 島が原地域の古琵琶湖層群. 同志社大学理工学研究報告, **30**, 210–224.
- Yokoyama, T., Danhara, T., Kobata, Y. and Nishimura, S., 1977, Fission–track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **5**, 44–53.
- 横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清, 1979, 古琵琶湖層群. 滋賀県自然環境研究会編, 滋賀県の自然–総合学術調査研究報告–, 古今書院, 309–389.
- Yokoyama, T., Makinouchi, T., Takemura, K. and Hayashida, A., 1980, Stratigraphy of the Pliocene Iga–Aburahi Formation of the Kobiwako Group at the east of Iga Ueno City, Mie Prefecture, Japan. *Paleolimnol. Lake Biwa and Japanese Pleist.*, **8**, 45–64.
- 横山卓雄・雨森 清, 1991a, 古琵琶湖層群地質図について. 滋賀県自然史. 滋賀県自然保護財団, 535–542.
- 横山卓雄・雨森 清, 1991b, 滋賀県東地域古琵琶湖層群地質図, その1: 日野・水口・甲賀地域, その2: 高宮・百済寺地域. 滋賀県自然誌 (付図), 滋賀県自然保護財団.
- 吉田英一・松岡敬二, 2004, 愛知県豊橋市高師原台地から産する「高師小僧」. 名古屋大学博物館報告, **20**, 25–34.

- 吉田史郎, 1992, 瀬戸内区の発達史-第一・第二瀬戸内海形成期を中心に-. 地調月報, **43**, 43-67.
- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴, 1995, 津西部地域の地質. 地域地質研究報告, (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 136p.
- 吉田史郎・中山勝博・檀原 徹, 1997a, 東海層群下部のフィッシュン・トラック年代. 地調月報, **48**, 497-510.
- 吉田史郎・中山勝博・檀原 徹, 1997b, 瀬戸層群下部のフィッシュン・トラック年代. 地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨, 584.
- 吉田史郎・中山勝博・檀原 徹・陶土団体研究グループ, 1997c, 東海層群矢田川累層・土岐砂礫層のフィッシュン・トラック年代. 地質学会第 104 年学術大会講演要旨, p550.
- 吉川周作, 1976a, 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, **82**, 497-515.
- 吉川周作, 1976b, 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, **25**, 45-61.
- Yoshikawa, S., 1984, Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **27**, 1-40.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和, 1986, 近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学, **40**, 18-38.
- 吉川周作・檀原 徹, 1996, 火山灰とその年代. 古琵琶湖層群上野累層の足跡化石. 服部川足跡調査団体, 25-32.
- 吉川周作・山崎博史, 1998, 6. 古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成史. アーバンクボタ, **37**, 2-11.
- 湯口貴史・鶴田忠彦・西山忠男, 2010, 中部日本土岐花崗岩帯の岩相と化学組成の累帯変化. 岩石鉱物科学, **39**, 50-70.
- Yu, Z., Wan, S., Colin, C., Song, L., Zhao, D., Huang, J., Sun, H., Xu, Z., Li, A. and Li, T., 2018, ENSO-like modulated tropical Pacific climate changes since 2.36 Myr and its implication for the middle Pleistocene transition. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **19**, 415-426.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, E., 2001, Trends, rhythms, and aberration in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686-693.
- Zhanfang, H., Jijun, L., Chunhui, S., Jun, Z., Zhengchuang, H., Shiyue, C. and Feng, X., 2014, Understanding Miocene climate evolution in northeastern Tibet: stable carbon and oxygen isotope records from the Western Tianshui Basin, China. *Jour. Earth Sci.*, **25**, 357-365.
- Zhang, G.L., Pan, J.H., Huang, C.M. and Gong, Z.T., 2007, Geochemical features of a soil chronosequence developed on basalt in Hainan Island, China. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, **24**, 261-269.
- Zhang, P., Miao, Y., Zhang, Z., Lu, S., Zhang, Y., Chen, H., Li, X., Miao, Q., Feng, W., Ou, J., Gong, X., Jiang, B. and Li, W., 2013, Late Cenozoic sporopollen records in the Yangtze River Delta, East China and implications for East Asian summer monsoon evolution. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, **388**, 153-165.

Zheng, H., Powell, C.M., Rea, D., Wang, J. and Wang, P., 2004, Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global and Planetary Change*, **41**, 147–155.

[URL 1] 名古屋地方気象台, <http://www.jma-net.go.jp/nagoya/index.html>.

[URL 2] 岐阜地方気象台, http://www.jma-net.go.jp/gifu/kisyou_tokusei.html.

[URL 3] 国土交通省気象庁, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/rankall.php>.

[URL 4] 産総研地質調査総合センター, 海と陸の地球化学図,
<https://gbank.gsj.jp/geochemmap/index.html>.

[URL 5] 国土交通省気象庁, <http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>.

Appendix 1

試料採取・調査地点

Appendix 1 目次

A1-1 瑞浪層群 231

A1-1-1 生俵層の調査地域 231

A1-1-2 明世層の調査地域 231

A1-2 阿波層群 232

A1-2-1 平松層，槇野層の調査地域 232

A1-3 瀬戸層群 233

A1-3-1 瀬戸層群下部層 (陶土層)の調査地域 233

A1-3-1-a 岐阜県恵那市南部 233

A1-3-1-b 岐阜県土岐～多治見市 233

A1-3-1-c 愛知県瀬戸市 233

A1-3-1-d 愛知県豊田市 233

A1-4 古琵琶湖層群 235

A1-4-1 上野層の調査地域 235

A1-4-1-a 上野層下部部層の調査地域 235

A1-4-1-b 上野層上部部層の調査地域 235

A1-4-2 伊賀層の調査地域 235

A1-4-2-a 伊賀層下部部層の調査地域 235

A1-4-2-b 伊賀層上部部層の調査地域 235

A1-4-3 阿山層の調査地域 236

A1-4-3-a 阿山層下部部層の調査地域 236

A1-4-3-b 阿山層上部部層の調査地域 236

A1-4-4 甲賀層の調査地域 237

A1-4-5 蒲生層の調査地域 237

A1-1 瑞浪層群

A1-1-1 生俵層の調査地域

試料採取地点： 岐阜県瑞浪市宿セクション

A1-1-2 明世層の調査地域

試料採取地点： 岐阜県瑞浪市庄内沢セクション

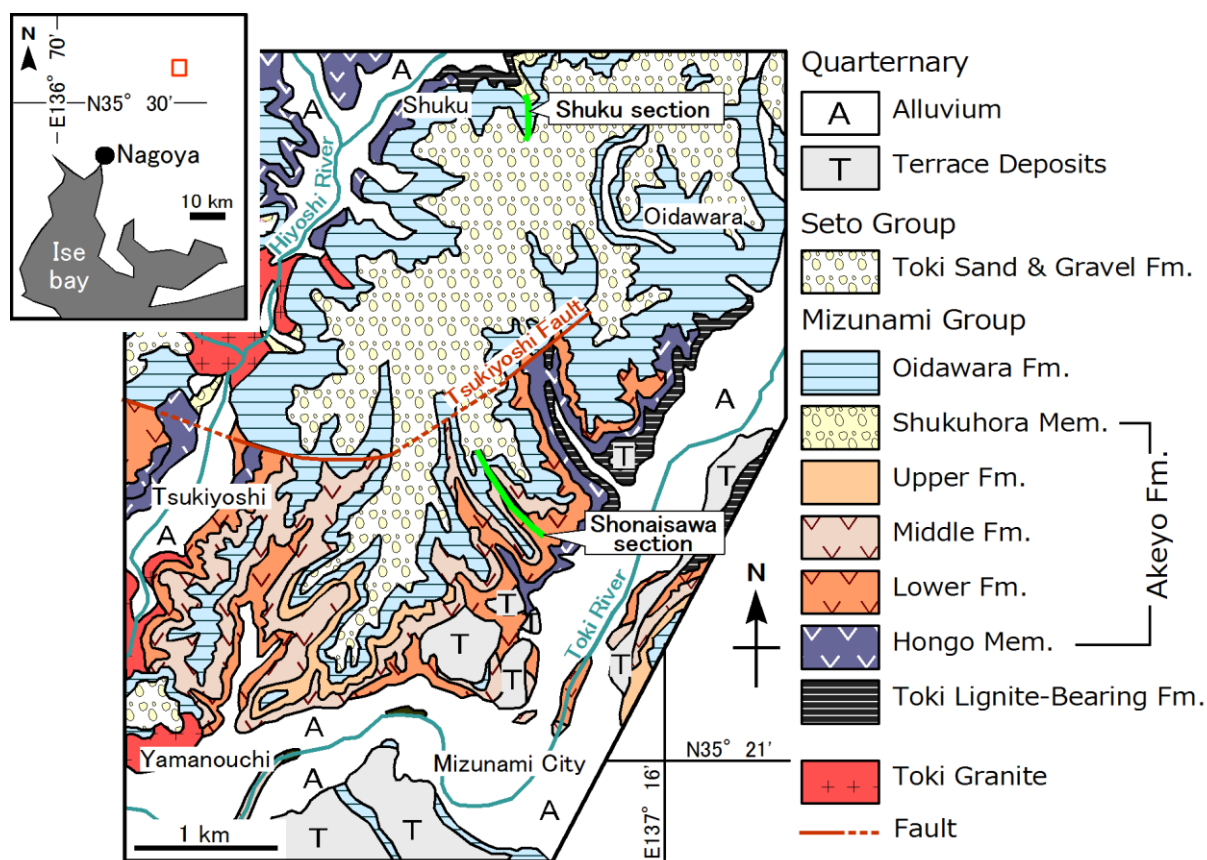


Fig. A1-1; Geological map of Mizunami City (modified from Itoigawa, 1974) and sampling sections of the Mizunami Group (Shonaisawa section; Akeyo Formation, Shuku section; Oidawara Formation).

A1-2 阿波層群

A1-2-1 平松層，槇野層の調査地域

試料採取地点： 三重県伊賀市東部 上阿波地域 (旧阿山郡大山田村) 槇野川セクション

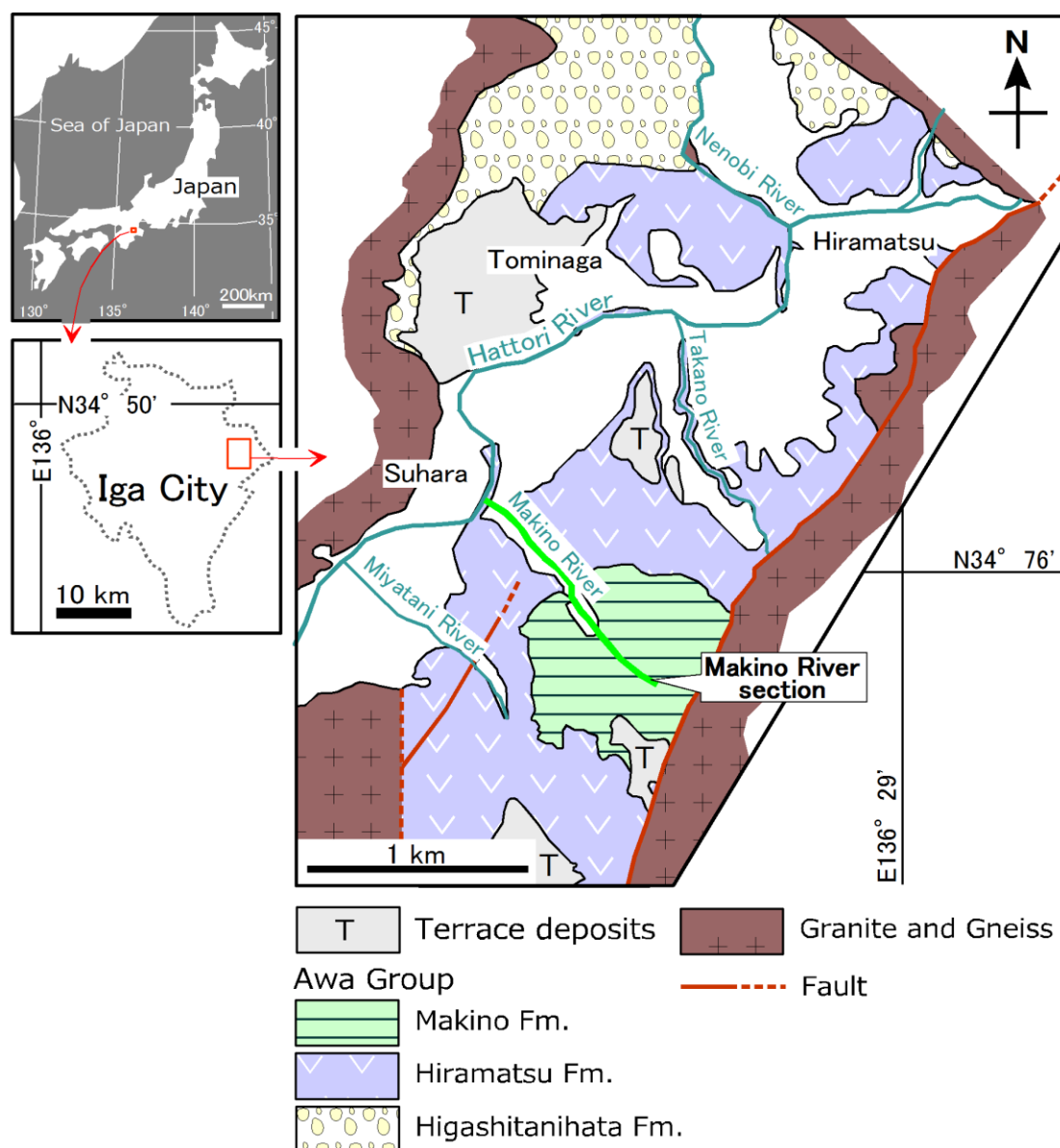


Fig. A1-2; Geological map of the eastern part of Iga City (modified from Fujiwara et al., 2005) and sampling sections of the Awa Group.

A1-3 瀬戸層群

A1-3-1 瀬戸層群下部層 (陶土層)の調査地域 (Fig. 2-4)

A1-3-1-a 岐阜県恵那市南部 (Figs. 2-4-1, 3-4)

調査地点： 岐阜県恵那市山岡町原 丸原鉾山

A1-3-1-b 岐阜県土岐～多治見市 (Figs. 2-4-2, 3-11)

調査地点： 岐阜県土岐市大洞地区 菱屋鉾山

岐阜県土岐市大洞地区 中山鉾山

岐阜県多治見市小名田オクムラセラム オクムラ鉾山東部 山又鉾山

A1-3-1-c 愛知県瀬戸市 (Fig. A1-3)

調査地点： 愛知県瀬戸市北部 印所鉾区 (愛知県県有林)

愛知県瀬戸市北部 暁鉾山・陶組第一鉾山 (愛知県陶磁器鉾業共同組合)

愛知県瀬戸市北部 珪組第一鉾山・第三鉾山・第五鉾山 (愛知県珪砂鉾業共同組合)

愛知県瀬戸市北部 山甚大学鉾山

印所鉾区、暁鉾山、陶組第一鉾山は、隣接した鉾区にあるため、ひとつのセクション (印所セクション)とする。また、珪組第一鉾山・第三鉾山・第五鉾山を陣屋セクション、山甚大学鉾山を大学セクションと呼称する。

A1-3-1-d 愛知県豊田市 (Fig. 2-4-3)

調査地点： 愛知県豊田市大畑町 豊徳鉾山

本調査地点は、中山 (1987)の地点 C24 に相当する。

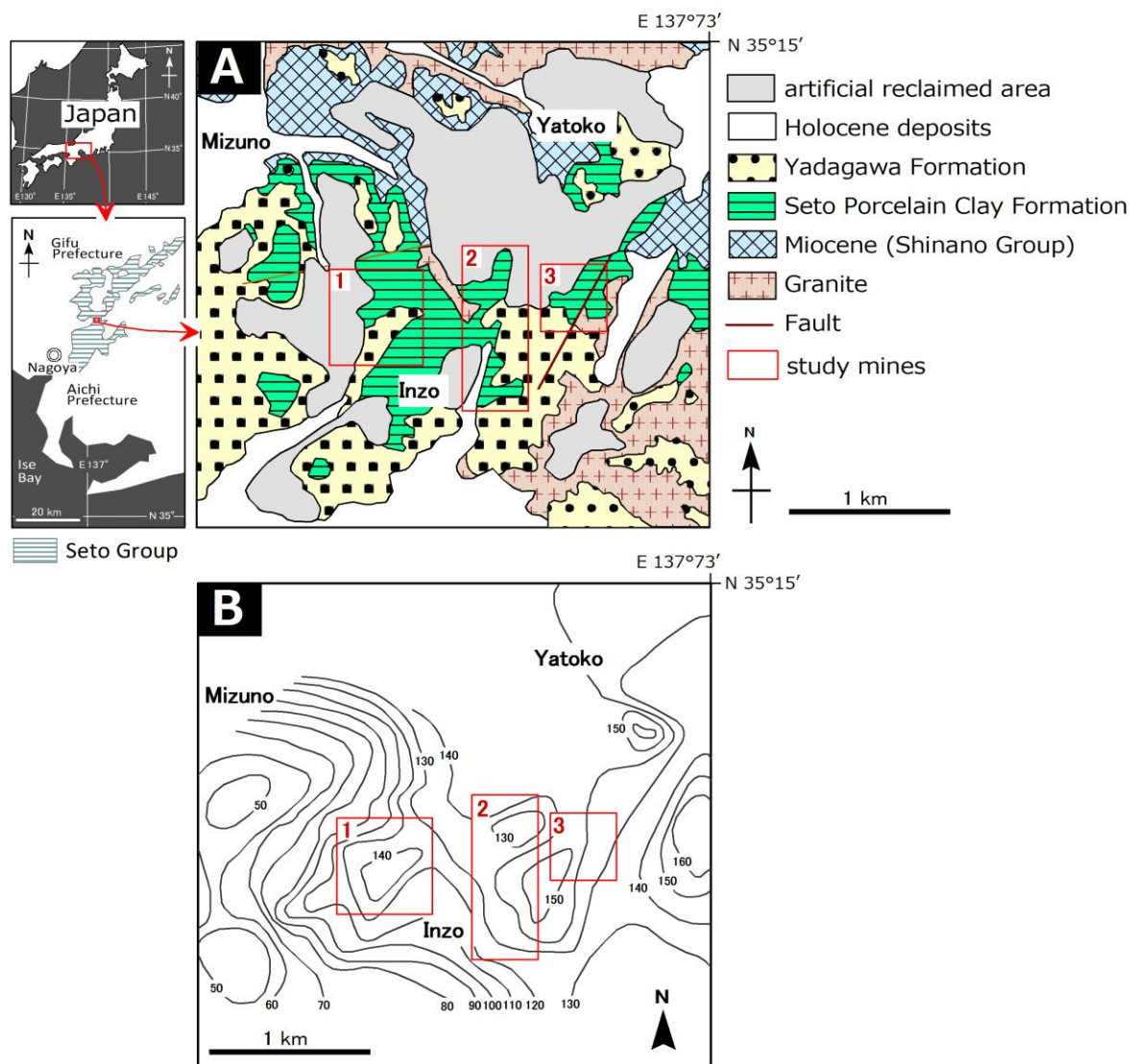


Fig. A1-3; **(A)** Geological map in the Seto area (edited by Nakayama, 1991). The distribution of the Seto Group is modified from Yoshida (1992). **(B)** Basement level map in the Seto area (modified by Nakayama, 1991). The numbers on lines represent the altitude above sea level in meters. 1; Jinya section, 2; Inzo section, 3; Daigaku section.

A1-4 古琵琶湖層群

A1-4-1 上野層の調査地域

A1-4-1-a 上野層下部部層の調査地域

中村部層

試料採取地点： 三重県伊賀～大山田炊村 服部川，湯舟谷川 (Figs. A1-4-2, A1-5, 2-7)

A1-4-1-b 上野層上部部層の調査地域

伊賀粘土部層

試料採取地点： 三重県伊賀市島ヶ原 法華鉾山，三光鉾山 (Figs. A1-4-1, 3-31, 2-5, 2-6)

この調査地域は，Kawabe (1989)の Fig. 12 の地点 G，地点 F に，川邊ほか (1996)の第 20 図の地点 F にそれぞれ相当する．

中郷部層

試料採取地点： 滋賀県甲賀市信楽町 (Figs. A1-6-2, 2-5-13)

滋賀県甲賀市信楽町には，かつての露天掘り鉾山が廃鉾山として残存している．本研究では，そのうち地層の露出が良い 4 地点にて試料採取を行った．

A1-4-2 伊賀層の調査地域

A1-4-2-a 伊賀層下部部層の調査地域

北又礫部層

試料採取地点： 三重県伊賀市島ヶ原 三光鉾山 (Figs. A1-4-1, 3-31, 2-5-1)

この調査地域は，Kawabe (1989)の Fig. 12 の地点 F に，川邊ほか (1996)の第 20 図の地点 F にそれぞれ相当する．

炊村部層

試料採取地点： 三重県伊賀～大山田 湯舟谷川 (Figs. A1-4-2, A1-5-2, 2-5-3)

この調査地点は，Kawabe (1989)の Fig. 19a 地点 99, 92 に，川邊ほか (1996)の第 27 図 地点 99, 92 にそれぞれ相当する．

A1-4-2-b 伊賀層上部部層の調査地域

柘植部層

試料採取地点： 三重県伊賀～大山田 愛田川 (Figs. A1-4-3, A1-7, 2-5-4)

この調査地点は，Kawabe (1989)の Fig. 19a の地点 47 に，川邊ほか (1996)の第 27 図の地点 47 にそれぞれ相当する．

A1-4-3 阿山層の調査地域

A1-4-3-a 阿山層下部部層の調査地域

和田部層

試料採取地点： 三重県伊賀市東湯舟 (Figs. A1-4-4, A1-8-1, 2-5-6)・滋賀県甲賀市甲南町新治 (Figs. A1-4-5, A1-9, 2-5-8)

三重県伊賀市東湯舟の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 De 9, 10 に相当する。滋賀県甲賀市甲南町新治の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Bc 1, 2, 3, 5, 6, 12, Cc10 に相当する。

A1-4-3-b 阿山層上部部層の調査地域

甲南部層

試料採取地点： 三重県伊賀市新堂 (Figs. A1-4-3, A1-7, 2-5-5)・滋賀県甲賀市甲南町上馬杉 (Figs. A1-4-4, A1-8-2, 2-5-7)

三重県伊賀市新堂の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Dg 3, 2 に相当する。滋賀県甲賀市甲南町上馬杉の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 De2 に相当する。

A1-4-4 甲賀層の調査地域

佐治川部層

試料採取地点： 滋賀県甲賀市相模 (Figs. A1-4-6, A1-10, 2-5-9)・滋賀県甲賀市水口 稗谷川下流 (Figs. A1-4-7, A1-11-1, 2-5-10)

滋賀県甲賀市相模の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Dc 11, 12, 13 に相当する。滋賀県甲賀市水口の調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Ca 1, 2, 3 に相当する。

吉永部層

試料採取地点： 滋賀県甲賀市水口 野洲川河床 (Fig. 2-5-12)

牧部層

試料採取地点： 滋賀県甲賀市信楽町長野 (Figs. A1-6-1, 2-5-14)

A1-4-5 蒲生層の調査地域

蒲生層下部部層 (布引山部層)

試料採取地点： 滋賀県甲賀市水口 盆天山北方斜面 (Figs. A1-4-7, A1-11-2, 2-5-11)

この調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Ba 5, Ca 8, 9, 10 に相当する。

蒲生層中部部層 (迫粘土部層)

試料採取地点： 滋賀県甲賀市水口 盆天山 (Figs. A1-4-7, A1-11-2, 2-5-11)

この調査地点は、Kawabe (1989)の Fig. 21a の地点 Ba 4 に相当する。

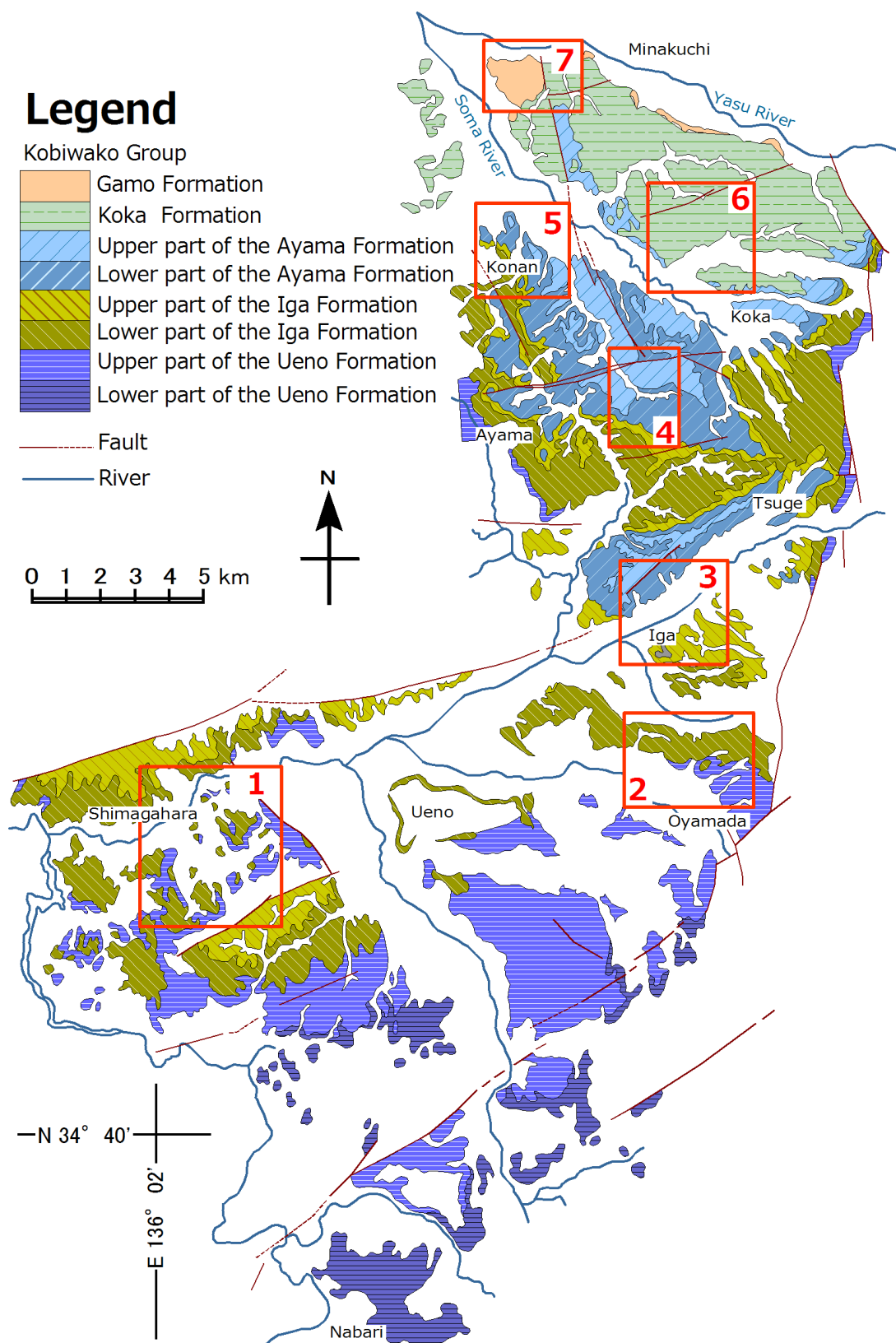


Fig. A1-4; Schematic geological map of the Kobiwako Group from Nabari City to Minakuchi (modified from Kawabe, 1989) and the location of local geological maps (Figs. A1-5, A1-7–A1-11).

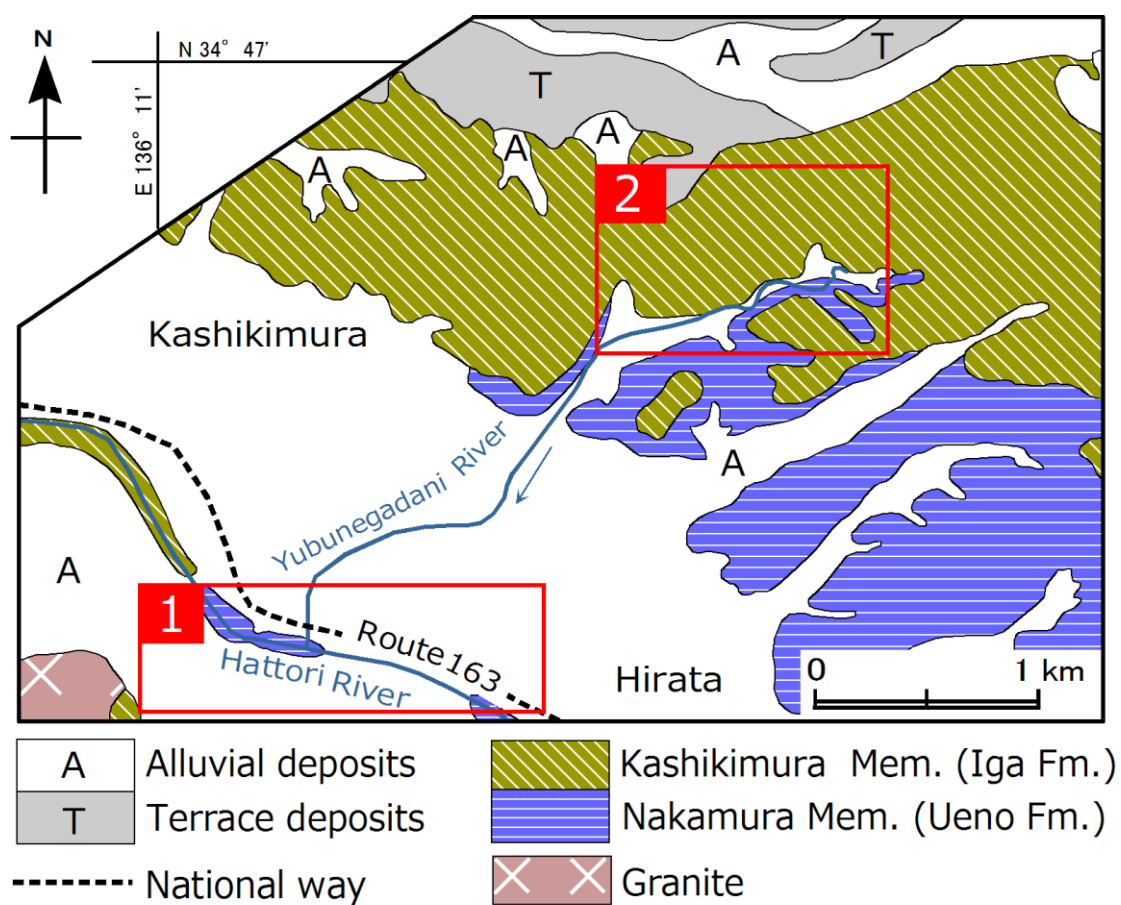


Fig. A1-5; Geological map of Iga-Oyamada Yuhunegadani-River section (modified from Nakano et al. 2003) and the location of the study area. 1: Study area of Mori (2013MS) and Mori and Yoshida (2014), 2: Study area of this study.

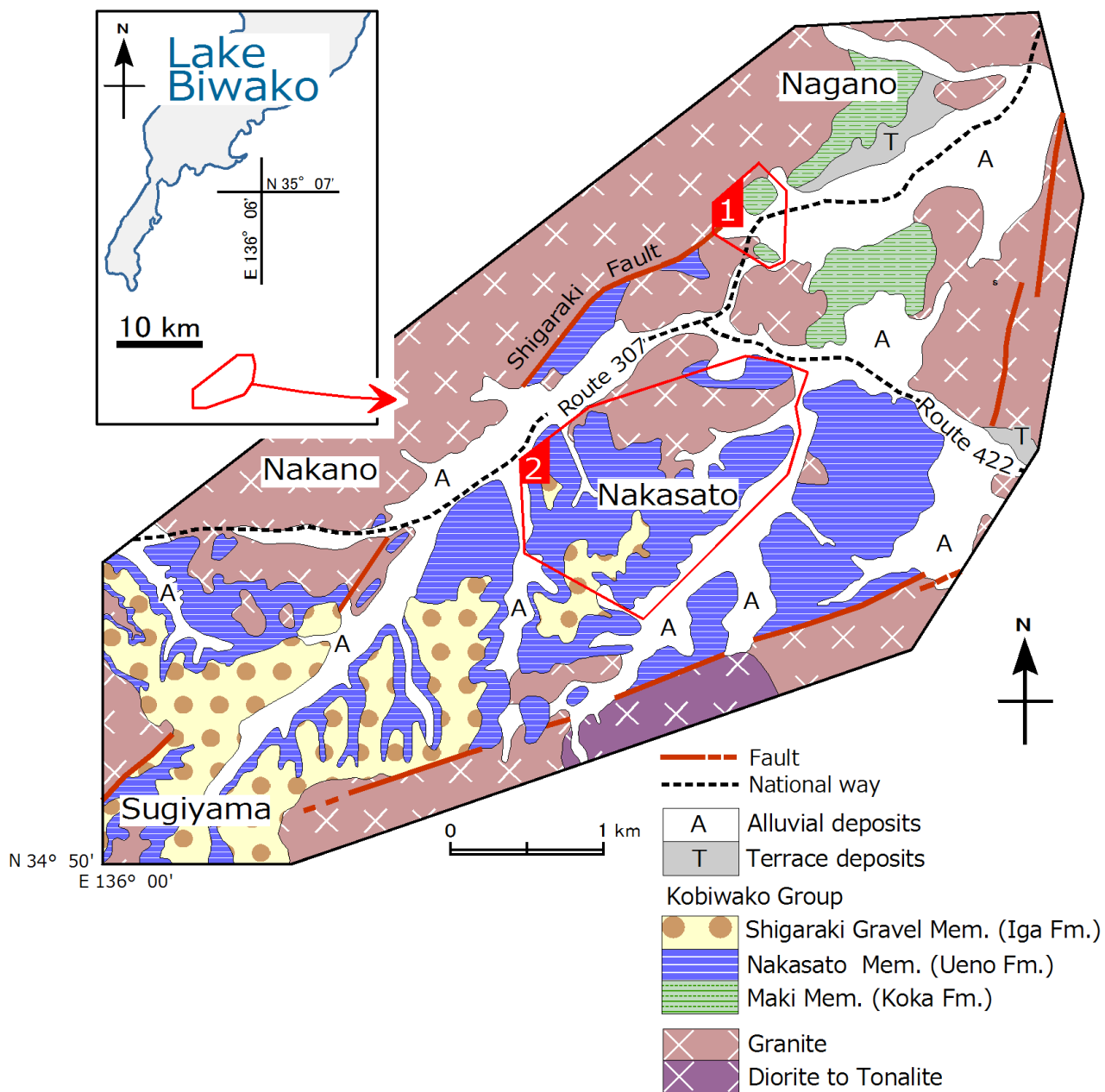


Fig. A1-6; Geological map of Shigaraki area (modified from Nakano et al. 2003). 1: Location of a column of the Maki Member, 2: Location of a column of the Nakasato Member.

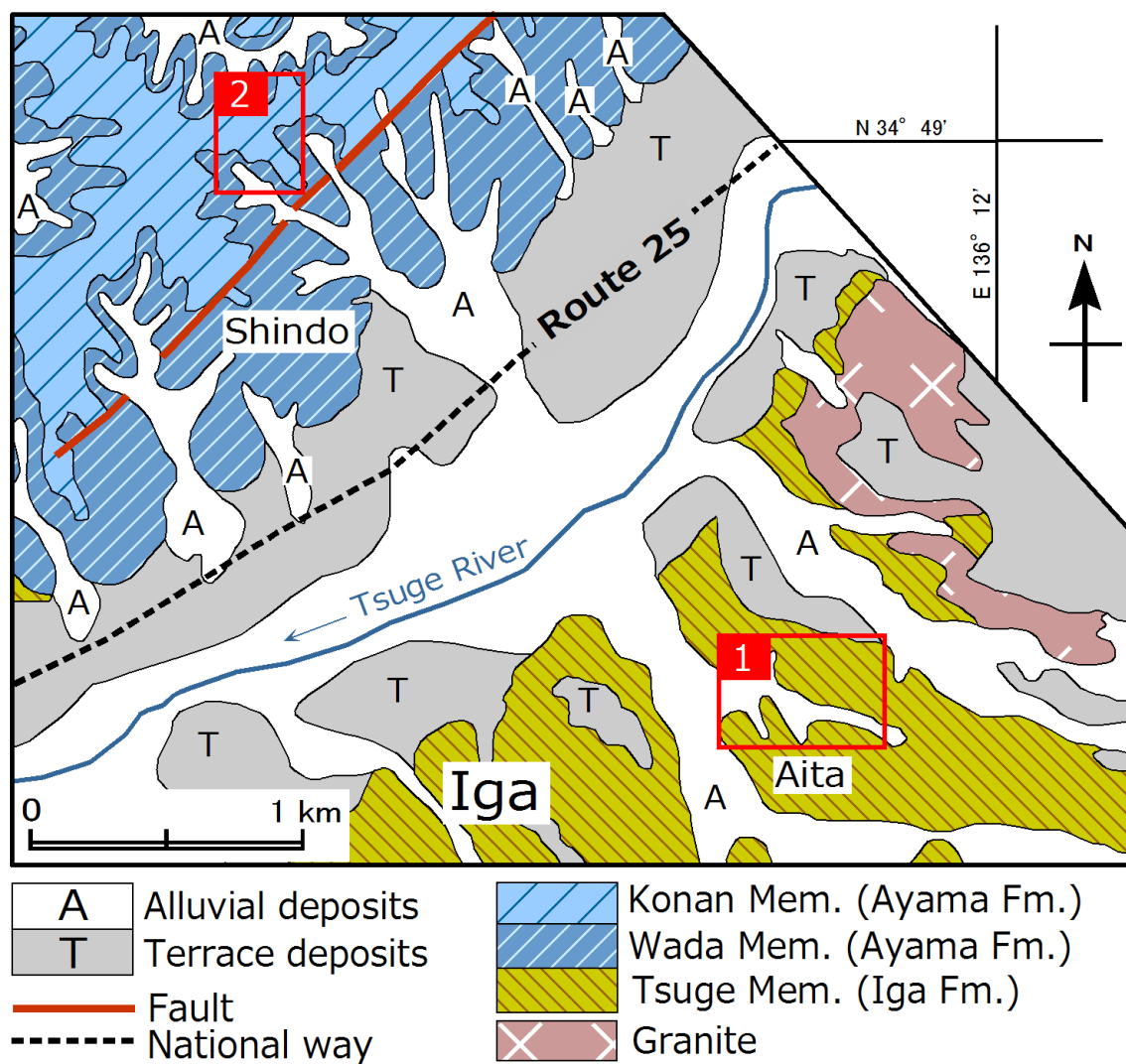


Fig. A1-7; Geological map of Aita (1) and Shindo (2) sections (modified from Nakano et al. 2003).

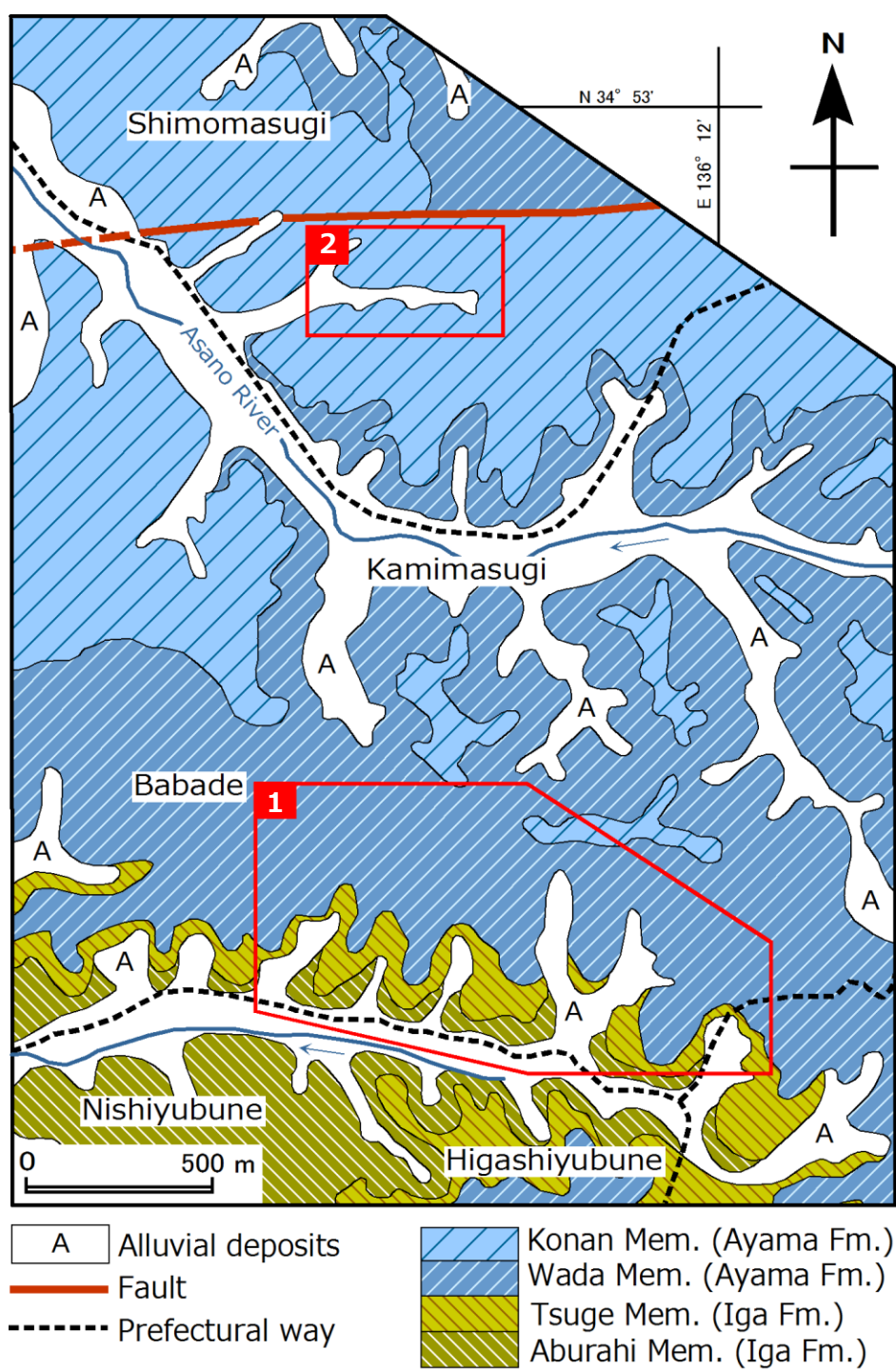


Fig. A1-8; Geological map of Higashiyubune (1) and Kamimasugi (2) sections (modified from Nakano et al. 2003).

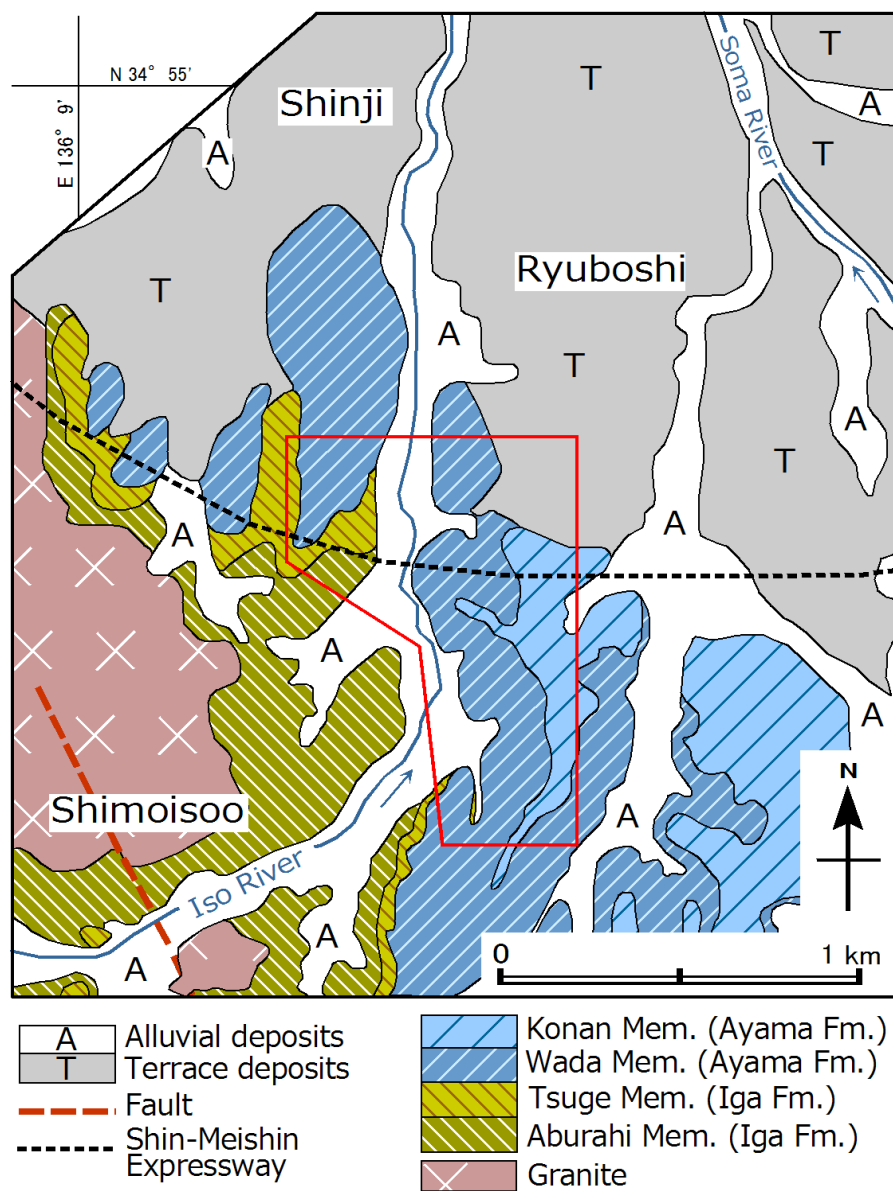


Fig. A1-9; Geological map of Shinji area (modified from Nakano et al. 2003). The location of this study area is in the red frame.

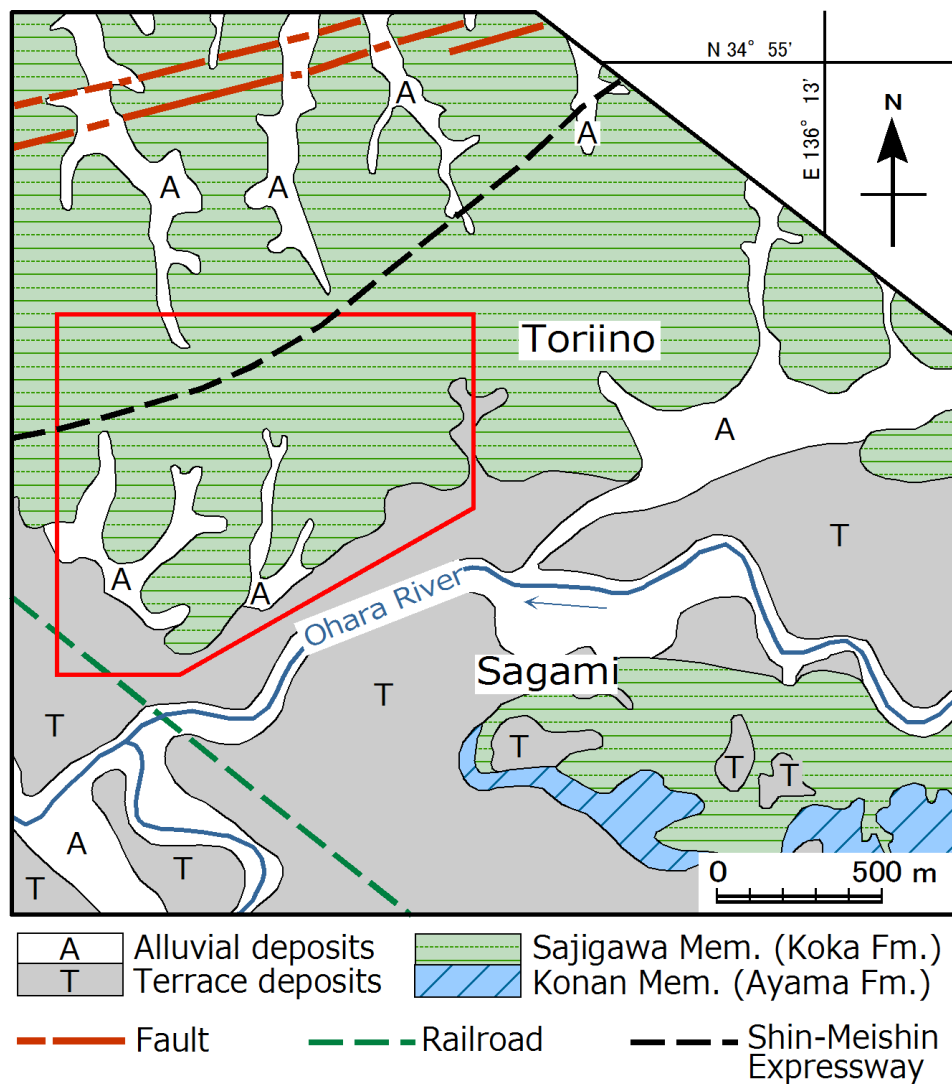


Fig. A1-10; Geological map of Sagami area (modified from Nakano et al. 2003). The location of this study area is in the red frame.

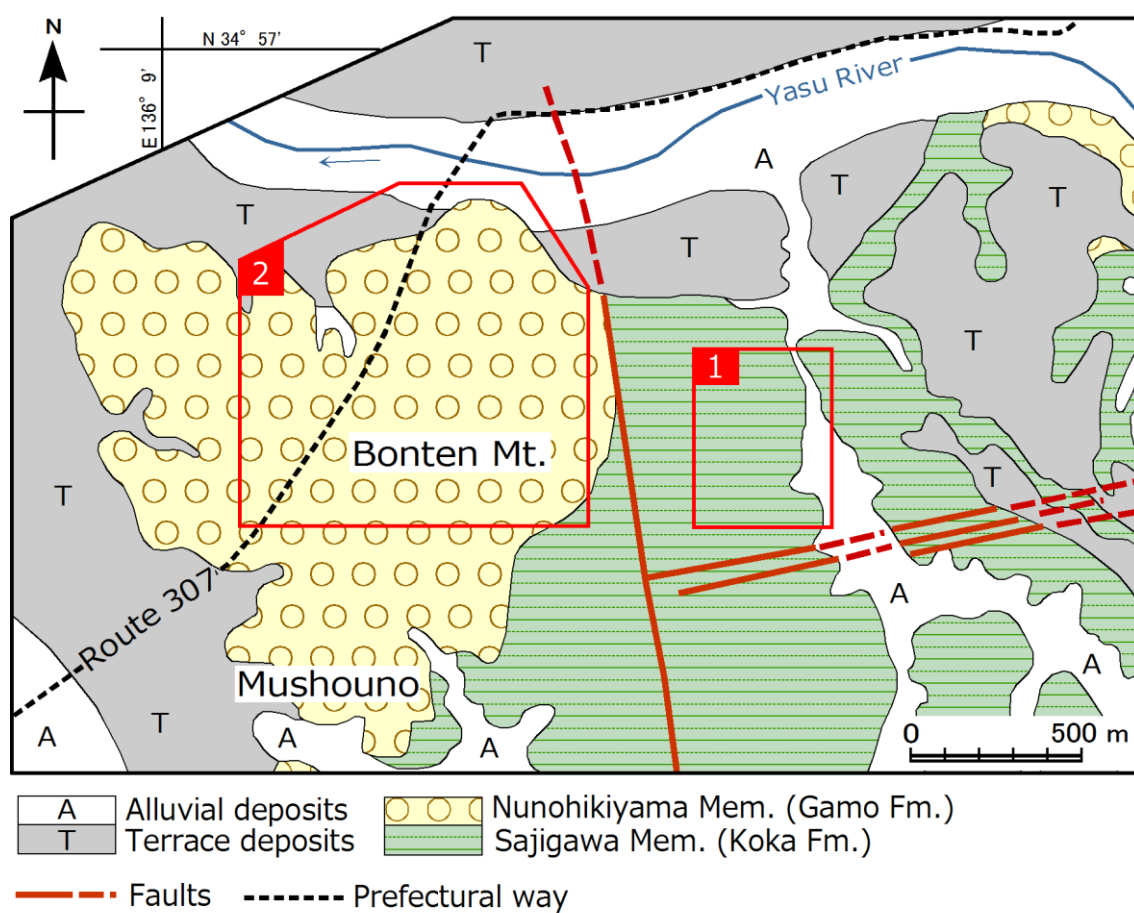


Fig. A1-11; Geological map of Minakuchi area (modified from Nakano et al. 2003). 1: The location of columnar section of the Sajigawa Member, 2: The location of columnar section of the Gamo Formation.

Appendix 2

地質各説・試料採取層準

Appendix 2 目次

A2-1 瑞浪層群 248

A2-1-1 瑞浪市宿 生俵層 248

A2-1-2 瑞浪市庄内沢 明世層 248

A2-2 阿波層群 250

A2-2-1 伊賀市槇野川 平松層 250

A2-2-2 伊賀市槇野川 槇野層 250

A2-3 瀬戸層群 253

A2-3-1 下部層 (陶土層) 253

A2-3-1-a 恵那市南部地域 253

A2-3-1-b 土岐～多治見地域 254

A2-3-1-c 瀬戸地域 255

A2-3-1-d 豊田地域 257

A2-4 古琵琶湖層群 259

A2-4-1 上野層 259

A2-4-1-a 伊賀市島ヶ原 伊賀粘土部層 259

A2-4-1-b 甲賀市信楽町 中郷部層 261

A2-4-2 伊賀層 262

A2-4-2-a 伊賀層下部部層 262

A2-4-2-a i 伊賀市島ヶ原 北又礫部層 262

A2-4-2-a ii 伊賀～大山田湯舟谷川 炊村部層 262

A2-4-2-b 伊賀層上部部層 263

A2-4-2-b i 伊賀～大山田愛田川 柘植部層 263

A2-4-3 阿山層 264

A2-4-3-a 阿山層下部部層 264

A2-4-3-a i 伊賀市東湯舟 和田部層 264

A2-4-3-a ii 甲賀市甲南町新治 和田部層 264

A2-4-3-b 阿山層上部部層 264

A2-4-3-b i 伊賀市新堂 甲南部層 264

A2-4-3-b ii 甲賀市甲南町上馬杉 甲南部層 264

A2-4-4 甲賀層 265

A2-4-4-a 甲賀市信楽町長野 牧部層 265

A2-4-4-b 甲賀市相模 佐治川部層 265

A2-4-4-c 甲賀市水口 佐治川部層 265

A2-4-4-d 甲賀市水口野洲川河床 吉永部層 265

A2-4-5 蒲生層 266

A2-4-5-a 甲賀市水口 蒲生層下部部層 (布引山部層) 266

A2-4-5-b 甲賀市水口 蒲生層中部部層 (迫粘土部層) 266

A2-1 瑞浪層群

宿セクション、庄内沢セクションに分布する瑞浪層群の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-1 に示す．

A2-1-1 瑞浪市宿 生俵層

岐阜県瑞浪市の宿セクションには，瑞浪層群の宿洞層，生俵層，瀬戸層群が分布する．

宿洞層は，中礫～細礫混じり極粗粒～中粒砂岩層，良淘汰無構造中粒砂岩層から構成され，貝化石や炭質物，生痕化石を豊富に含む．生俵層は，層厚約 3 m の礫層主体層と，層厚 27～35 m の泥岩主体層に区分される．下部約 3m の礫層主体層は名滝部層と，上部 27～35 m の泥層主体層は生俵泥岩部層とよばれる．名滝部層は，下部より，平板状斜交層理中礫～細礫岩層，基質支持大礫岩層，碎屑支持大礫岩層，凝灰質中粒砂岩層，細粒砂～泥層互岩層，基質支持中礫岩層から構成され，下位の宿洞層を侵食する．生俵泥岩部層は，主に無構造泥岩層から構成されるが，まれに平行葉理を伴う．

A2-1-2 瑞浪市庄内沢 明世層

岐阜県瑞浪市の庄内沢セクションには，瑞浪層群明世層の戸狩層と山野内層，瀬戸層群が分布する．

このセクションに露出する戸狩層は，層厚約 36 m であり，主に砂岩層から構成され，中礫岩層，礫混じり砂岩層，礫混じり泥岩層，砂岩泥岩互層，凝灰岩層を挟む．砂岩層中には，ウェーブリップル葉理，カレントリップル葉理，プラナー状斜交層理，炭質物からなる薄層，マッド・ドレイプがみられ，植物片や貝化石，生痕化石 (Fig. A2-3-A)，生物擾乱をしばしば伴う．また，まれに軽石を含む砂岩層もみられる．本層中には，平板状・板状のノジュールが多産し，側方によく連続する (Figs. A2-3-B, A2-3-C)．

庄内沢セクションに分布する山野内層は，層厚 19～28 m であり，砂岩層，泥岩層から構成される．砂岩層中には，ウェーブリップル葉理，プラナー状斜交層理がみられ，貝化石，生痕化石，生物擾乱をしばしば伴う．また，軽石を含む砂岩層もみられる．泥岩層は，平行葉理，植物片を伴う．

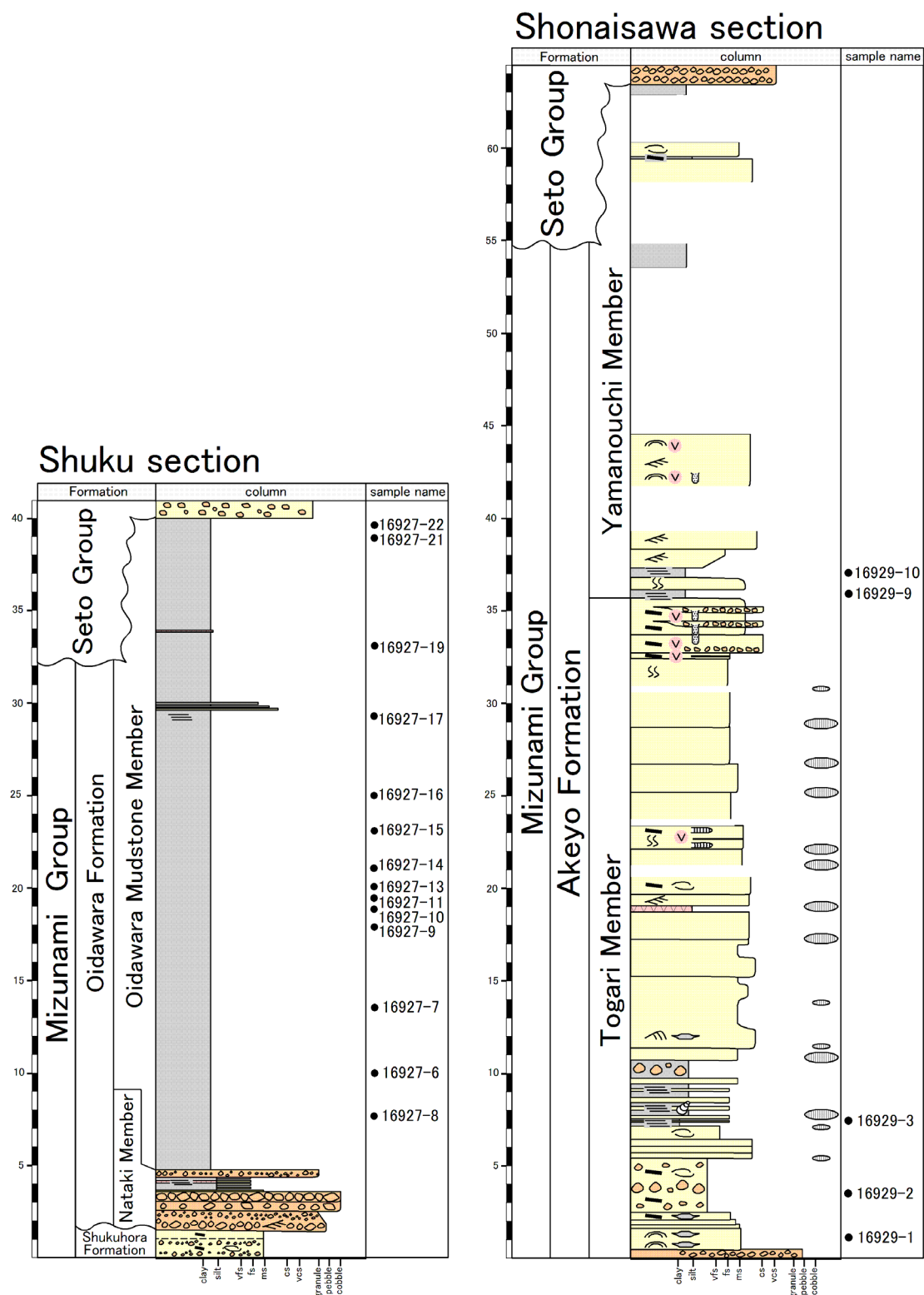


Fig. A2-1; Columns of the Mizunami Group in the Shuku and Shonaisawa sections. See Fig. A2-2 for legend.

A2-2 阿波層群

三重県伊賀市の槇野川セクションの柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-2 に示す．槇野川セクションには，阿波層群の平松層，槇野層が分布する．

A2-2-1 伊賀市槇野川 平松層

平松層は，下位より，基質支持中礫～細礫岩層，プラナー状斜交層理細粒砂岩層，植物片，貝化石，生痕化石を豊富に挟む平行葉理細粒～極細粒砂岩層，平行葉理泥岩層，マッド・ドレイプを伴うプラナー状斜交層理軽石質中粒～細粒砂岩相，ハンモック状斜交層理細礫混じり粗粒砂岩層 (Fig. A2-3-D)，塊状細粒～極細粒砂岩相，シルト～粘土岩層，植物片，貝化石を挟むプラナー状～トラフ状斜交層理細礫混じり粗粒～中粒砂岩層，マッド・ドレイプ，貝化石を挟むカレントリップル葉理細礫混じり中粒砂岩層から構成され，まれに球状ノジュールや板状ノジュールを含む．

A2-2-2 伊賀市槇野川 槇野層

槇野層は，主に巨礫～細礫混じり泥岩層 (Fig. A2-3-E)から構成され，中粒～極細粒砂岩層，平行葉理やカレントリップル葉理を伴う泥岩層を挟む．また本層には，まれに貝化石を中心部に含むノジュールが産する．

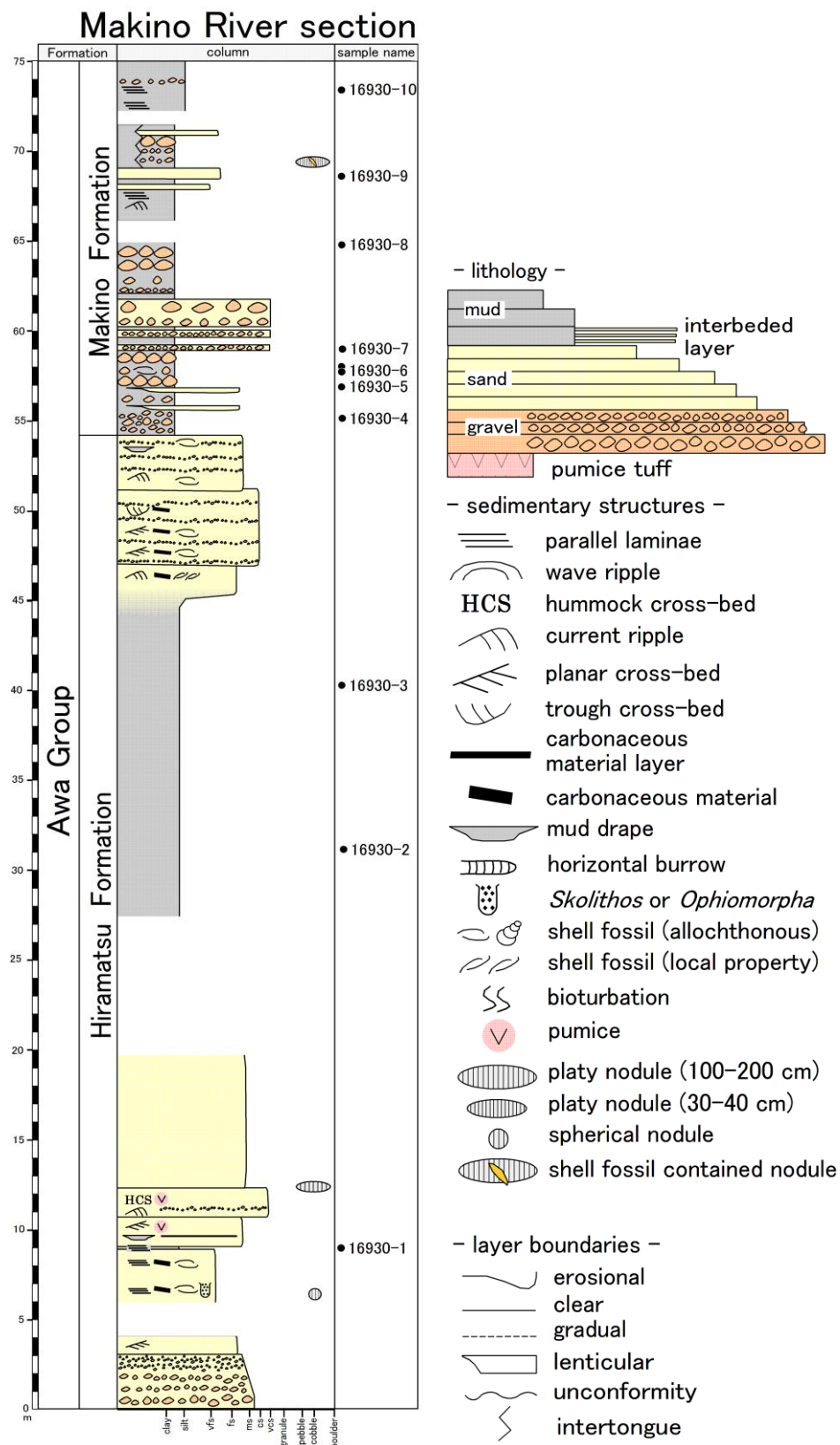


Fig. A2-2; Column of the Awa Group in the Makino River section.

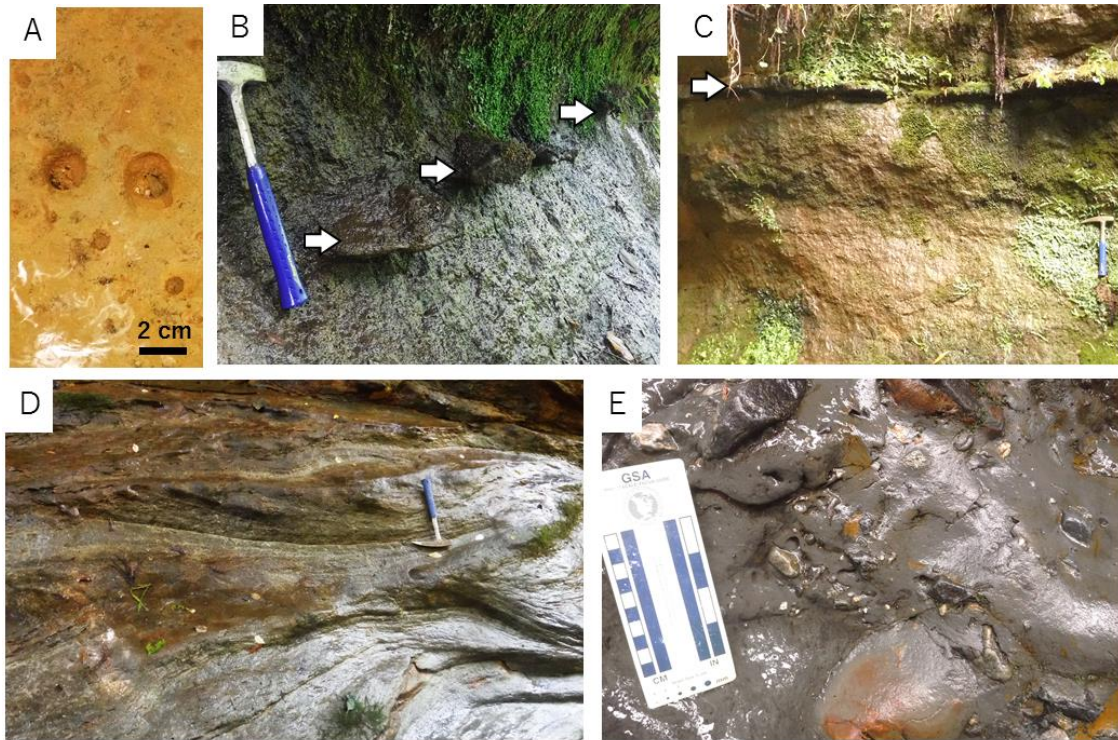


Fig. A2-3; Field photographs of the Mizunami and Awa Groups. **(A)** *Ophiomorpha* in the Togari Member in the Mizunami Group (taken at the Shonaisawa section). **(B)** White arrows show nodule in the Togari Member in the Mizunami Group (taken at the Shonaisawa section). **(C)** White arrow shows platy nodule in the Togari Member in the Mizunami Group (taken at the Shonaisawa section). **(D)** Hammock cross-beds in the Hiramatsu Formation in the Awa Group. **(E)** Pebbly mud layer in the Makino Formation in the Awa Group.

A2-3 瀬戸層群

A2-3-1 下部層 (陶土層)

A2-3-1-a 恵那市南部地域

岐阜県恵那市南部地域の原鉦山に分布する瀬戸層群の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-4 に示す.

岐阜県恵那市南部地域に分布する陶土層は，層厚が最大 10 m，礫層，砂層，礫質泥層，砂泥互層，泥層，亜炭層から構成される．愛知県瀬戸地域，愛知県豊田地域に分布する陶土層と比べて亜炭層の層厚が厚く，層厚最大 140 cm を示す．また，窯業原料粘土として，含石英粒粘土 (蛙目粘土) や含植物片炭質粘土 (木節粘土) が産出する．また，根化石，細根化石，樹幹化石といった現地性植物化石を多産する．

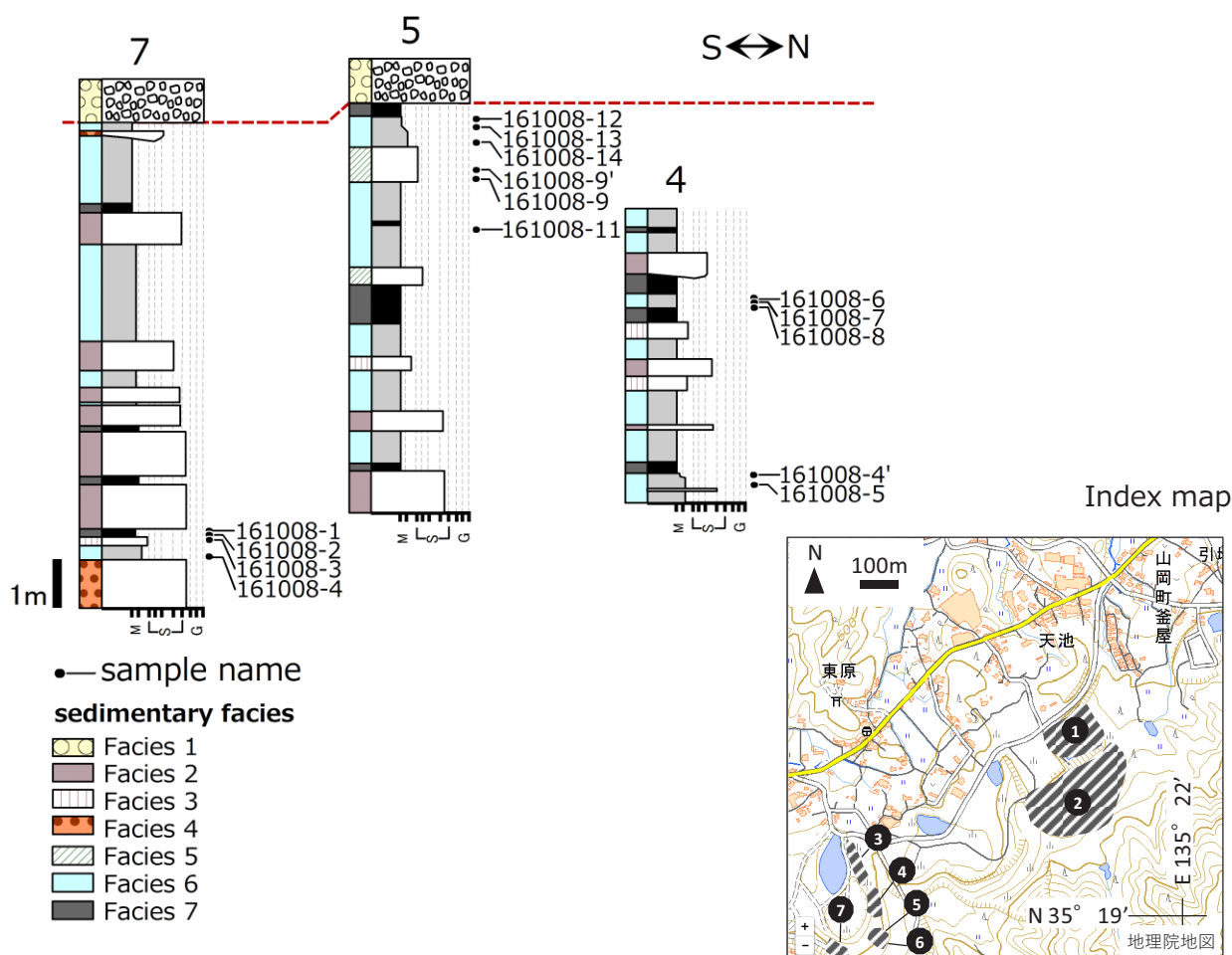
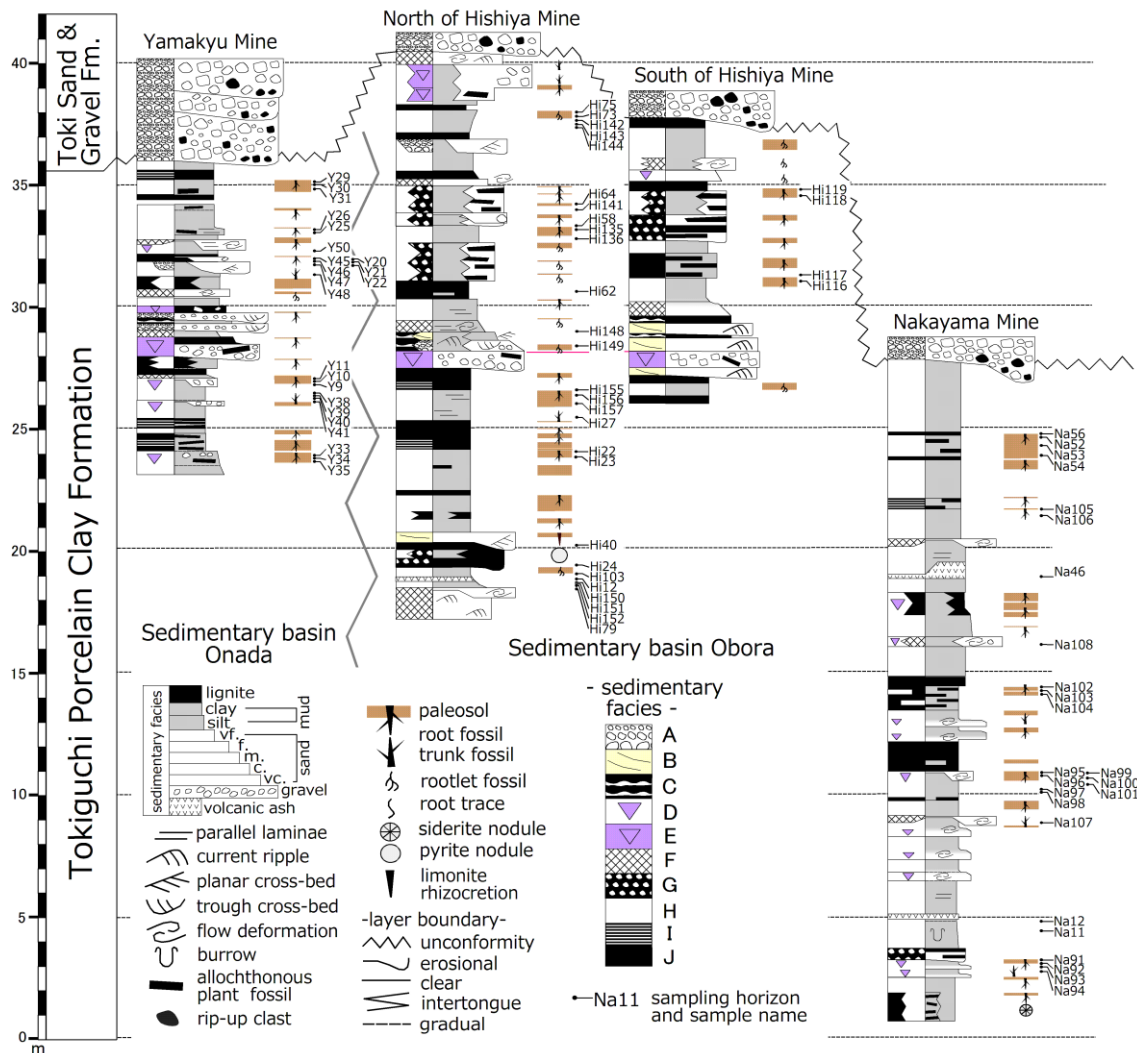


Fig. A2-4; Sedimentary columns (columns 4, 5 and 7) of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the southern part of Ena area and stratigraphic sampling location. Topographic map showing the location of each column (edited from 1:25,000 scale digital map published by Geospatial Information Authority of Japan).

A2-3-1-b 土岐～多治見地域

岐阜県土岐～多治見地域の菱屋鉱山，中山鉱山，山又鉱山に分布する瀬戸層群の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-5 に示す。

岐阜県土岐～多治見地域に分布する陶土層は，層厚が最大 27 m，礫層，砂層，礫質泥層，砂泥互層，泥層，亜炭層から構成される．泥層など細粒な堆積物の占める割合が，全検討地域中で最も大きく，その層厚は最大 280 cm に及ぶ．また，愛知県瀬戸地域，愛知県豊田地域に分布する陶土層と比べて亜炭層の層厚が厚く，最大 120 cm を示す．窯業原料粘土として，含石英粒粘土（蛙目粘土）や含植物片炭質粘土（木節粘土）が産出する．根化石，細根化石，樹幹化石といった現地性植物化石が多産する．



A2-3-1-c 瀬戸地域

愛知県瀬戸地域の印所セクション (印所鉦区, 暁鉦山, 陶組第一鉦山), 陣屋セクション (珪組第一鉦山・第三鉦山・第五鉦山), 大学セクション (山甚大学鉦山)に分布する瀬戸層群の柱状図, および試料採取層準を Fig. 2-6 に示す. 本地域の大学セクションでは, 花崗岩と瀬戸層群瀬戸陶土層との不整合境界が認められる (Figs. A2-6, A2-7).

愛知県瀬戸地域に分布する陶土層は, 層厚が最大 22 m, 礫層 (Fig. A2-8-A), 砂層, 礫質泥層, 砂泥互層, 泥層 (Fig. A2-8-B), 亜炭層から構成される. 礫層, 砂層, 礫質泥層といった粗粒堆積物の占める割合が, 全検討地域中で最も大きい. 岐阜県恵那市南部地域, 岐阜県土岐～多治見地域に分布する陶土層と比べて亜炭層の層厚が薄い. 窯業原料粘土として, 含石英粒粘土 (蛙目粘土; Fig. A2-8-C)や含植物片炭質粘土 (木節粘土)が産出する. また, 根化石 (Fig. A2-8-D), 細根化石, 樹幹化石 (Fig. A2-8-E)といった現地性植物化石が多産する.

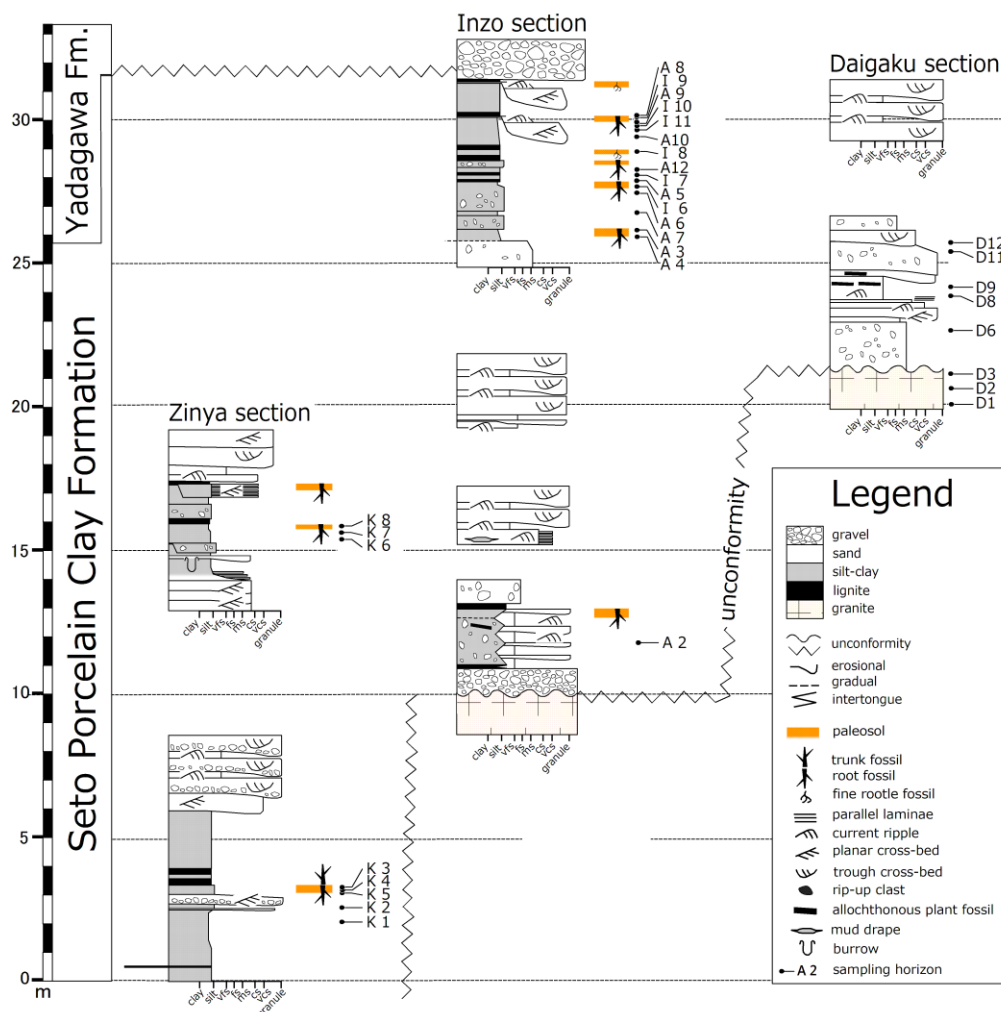


Fig. A2-6; Sedimentary columns of the Seto Group in the Seto area and stratigraphic sampling location. For the location of each section see Fig. A1-3.



Fig. A2-7; Photograph of outcrop in the Daigaku section. The dotted line shows unconformity between granite and the Seto Porcelain Clay Formation (SPCF).

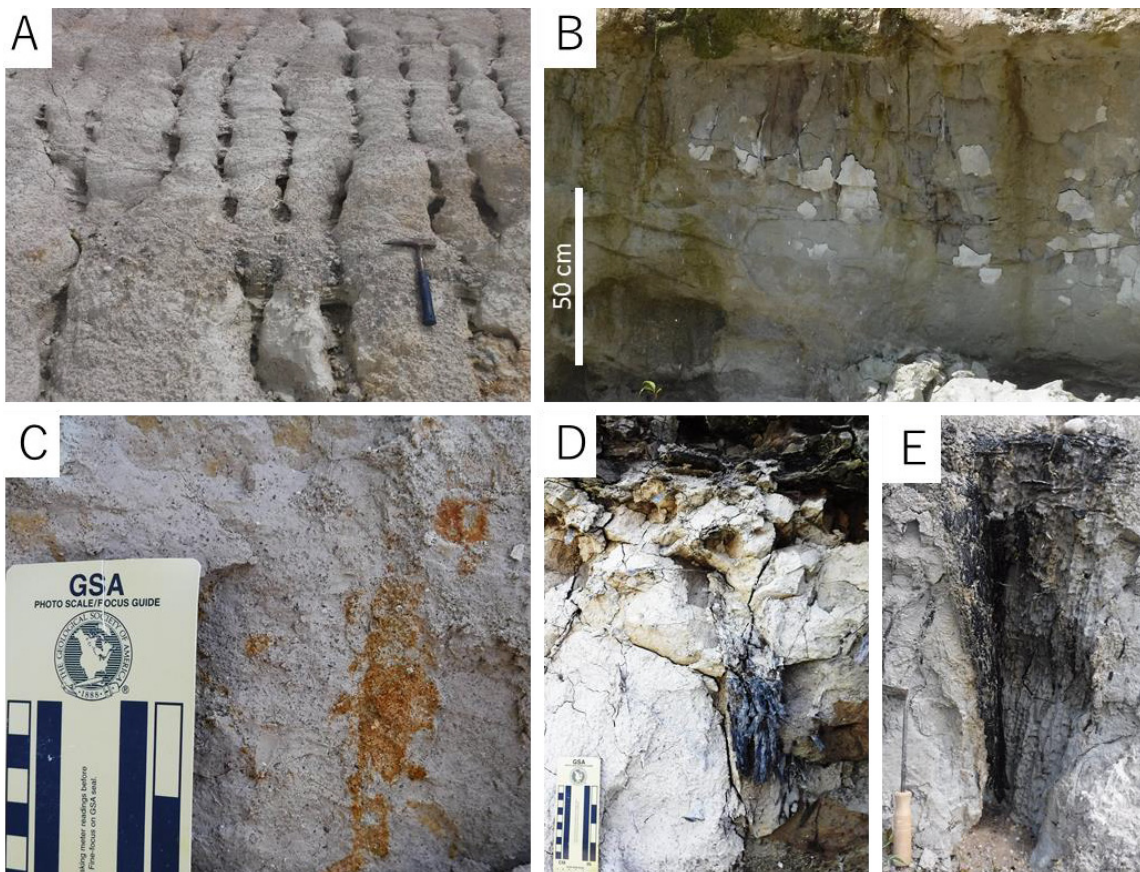


Fig. A2-8; Field photographs of the Seto Porcelain Clay Formation in the Seto area. (A) Sandy channel bar deposits showing trough-cross bedding (taken at the 21 m up-section in the Inzo section). (B) Massive silt-clay (taken at the 15.5 m up-section in the Zinya section). (C) Poorly sorted sandy mud with granule (taken at the 13.5 m in the Inzo section). (D) Root fossils (taken at the 17.5 m up-section in the Inzo section). (E) Trunk fossils (taken at the 3.5 m up-section in the Zinya section).

A2-3-1-d 豊田地域

愛知県豊田地域に分布する瀬戸層群の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-9 に示す．

愛知県豊田地域に分布する陶土層は，層厚が最大 16.5 m，礫層，砂層，砂泥互層，泥層，亜炭層から構成される．岐阜県恵那市南部地域，岐阜県土岐～多治見地域に分布する陶土層と比べて亜炭層の層厚が薄く，10～60 cm を示す．窯業原料粘土として，含植物片炭質粘土（木節粘土）が産出するが，含石英粒粘土（蛙目粘土）に相当する岩相が出現しない．また，根化石，細根化石，樹幹化石といった現地性植物化石が多産する．

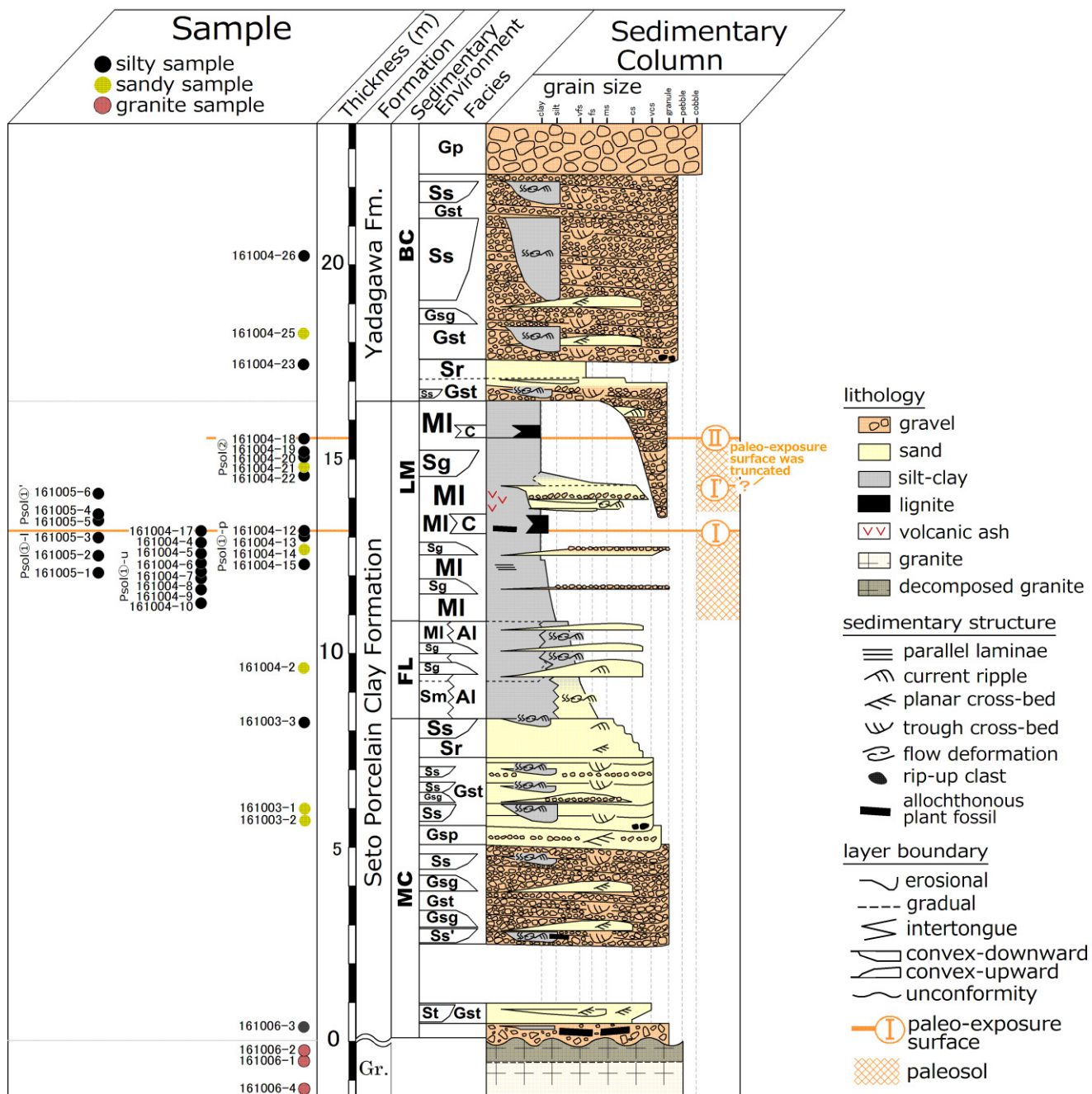


Fig. A2-9; Sedimentary columns of the Seto Group in the Toyota area and stratigraphic sampling location.

A2-4 古琵琶湖層群

A2-4-1 上野層

本研究では，三重県伊賀市島ヶ原に分布する伊賀粘土部層，滋賀県甲賀市信楽町に分布する中郷部層を研究対象とする．

A2-4-1-a 伊賀市島ヶ原 伊賀粘土部層

三重県伊賀市島ヶ原に分布する伊賀粘土部層の柱状図，および試料採取層準を Fig.A2-10 に示す．

伊賀市島ヶ原に分布する伊賀粘土部層は，層厚が最大 26 m，シルト～粘土層，亜炭層，含植物片暗褐色粘土層，砂層，砂泥互層，砂礫層，礫層，火山灰層から構成される．また，伊賀粘土部層は，窯業原料粘土として現在でも採掘されており，含石英粒粘土（蛙目粘土）や含植物片炭質粘土（木節粘土）を産する．また，根化石，細根化石，樹幹化石といった現地性植物化石が多産する．

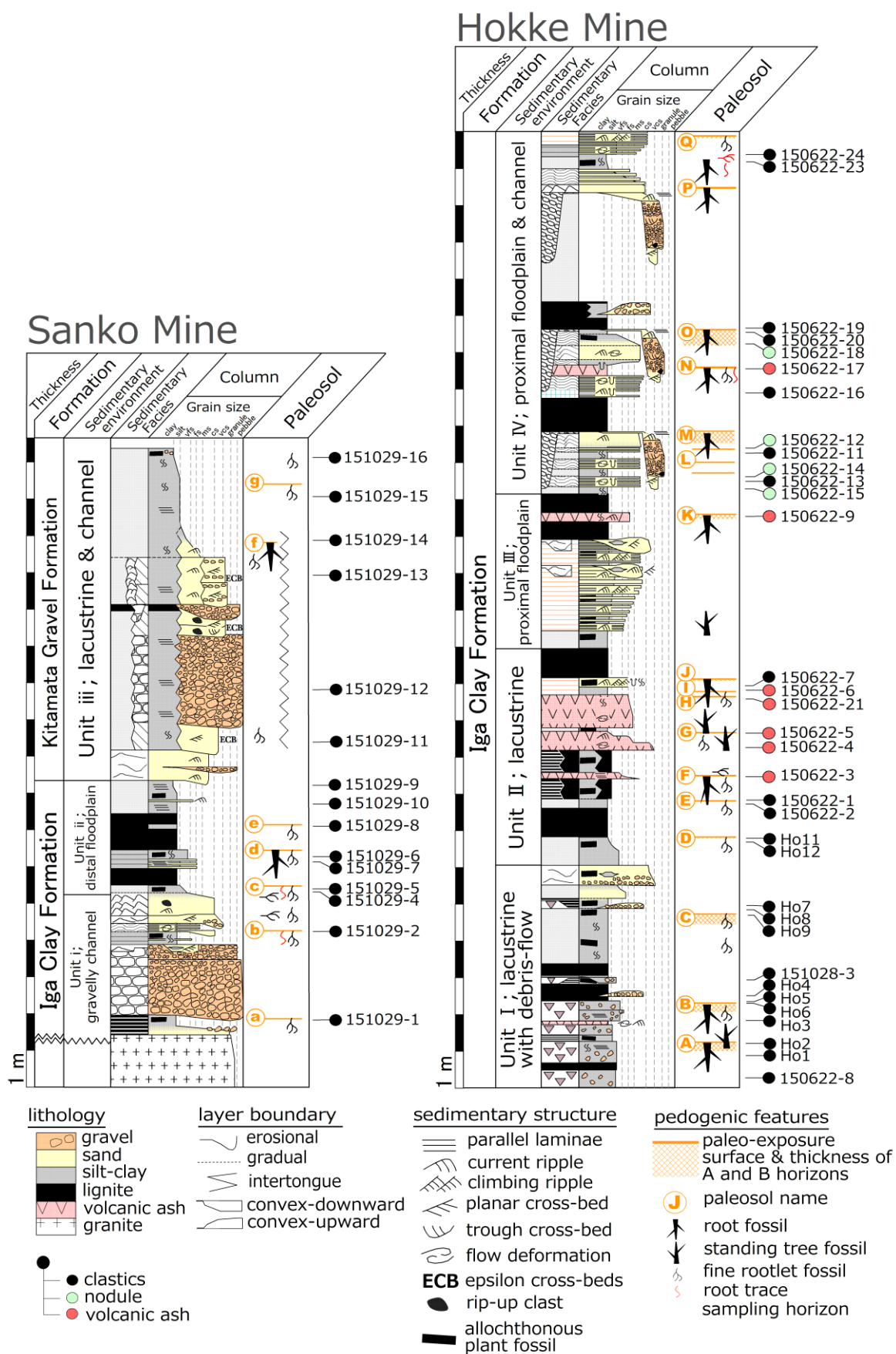


Fig. A2-10; Sampling horizons of the Iga Clay Member and the Kitamata Gravel Member in the Shimagahara area.

A2-4-1-b 甲賀市信楽町 中郷部層

滋賀県甲賀市信楽町に分布する中郷部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-13 に示す．

甲賀市信楽町に分布する中郷部層は，層厚がおおよそ 40 m に達する．研究地域の北東部 (section 5) では，本部層と基盤岩である花崗岩が不整合関係で重なる (Fig. A2-13)．本部層は，シルト～粘土層，砂層，砂泥互層，礫質泥層，砂礫層，礫層，火山灰層から構成される．礫層中には，トラフ型斜交層理，偽礫がしばしば認められる．礫層は，下位の地層を約 120 cm 削り込んでいることもある．砂層中には，トラフ型斜交層理，プラナー型斜交層理，カレントリップル葉理，偽礫が認められ，まれに生物擾乱によって初生的堆積構造が乱されている．泥層は，生物擾乱によって初生的堆積構造が認められないことが多く，しばしば級化構造が残存している．また，泥層中には，横倒しの植物化石や炭質物からなる薄層が挟まれる．中郷部層は，かつて信楽粘土とも称される窯業原料粘土が採掘されており，含石英粒粘土 (蛙目粘土) や含植物片炭質粘土 (木節粘土) を産する．また，根化石，細根化石，根痕，樹幹化石といった現地性植物化石が多産する．本部層の下位より 24～25 m の層準には，約 80～90 cm の火山灰層が挟まれる．

検討地域の法華鉾山に分布する伊賀粘土部層中には，5 層準の火山灰層が挟まれる．

A2-4-2 伊賀層

本研究では、三重県島ヶ原に分布する北又礫部層、三重県伊賀～大山田湯舟谷川に分布する炊村部層、三重県伊賀～大山田愛田川に分布する柘植部層を研究対象とする。

A2-4-2-a 伊賀層下部部層

A2-4-2-a i 伊賀市島ヶ原 北又礫部層

三重県伊賀市島ヶ原に分布する北又礫部層の柱状図、および試料採取層準を Fig. A2-10 に示す。

伊賀市島ヶ原に分布する北又礫部層は、層厚約 10 m 以上で、三光鉾山においてのみ認められる。主に、シルト～粘土層、砂層、礫層、含植物片炭質泥層から構成される。シルト～粘土層と砂層および礫層は、指交関係で接する。また、根化石、細根化石といった現地性植物化石をしばしば産する。本部層の下位の上野層上部層相当の伊賀粘土部層とは、侵食性の不整合境界をもって接する。

Kawabe (1989) の Fig. 13, および川邊ほか (1996) の第 22 図では、北又礫部層が礫層のみからなり下位の伊賀粘土部層を約 4 m 以上削剥しているとしている。しかし、本研究において、Kawabe (1989), 川邊ほか (1996) が北又礫部層と伊賀粘土部層の境界としているシルト～粘土層と礫層との侵食面が、指交関係であることを明らかとなった。そこで本研究では、伊賀粘土部層～北又礫部層境界は Kawabe (1989), 川邊ほか (1996) が設定した境界よりも下位に位置する砂層とシルト～粘土層の間にあると考えた (Fig. A2-10)。

A2-4-2-a ii 伊賀～大山田 湯舟谷川 炊村部層

三重県伊賀～大山田 湯舟谷川に分布する炊村部層の柱状図、および試料採取層準を Fig. A2-11 に示す。

伊賀～大山田 湯舟谷川に分布する炊村部層は、層厚が少なくとも 21 m 以上であり、砂層、砂泥互層 (Fig. A2-15-C), 礫混じり軽石質砂層、灰色泥層 (7.5Y6/1; 灰: Fig. A2-15-B) から構成され、極まれに、層厚数 cm の細礫層が挟まれる。また、本部層の中部には、礫 (最大径約 7 mm) まじり極粗粒～中粒砂からなる淘汰不良の約 2 m の層準が認められる。

砂層は、セット幅 25～40 cm で 10°～20°傾斜したプラナー型斜交層理 (Fig. A2-15-A), カレントリップル葉理を示し、部分的に偽礫を含む (Fig. A2-15-D)。砂泥互層では、部分的にコンボルト層理、炭質物が認められる。泥層は、平行葉理を示すことが多いが、生物擾乱によって初生的堆積構造が残存していないこともある。層厚数 cm の細礫層は、砂泥互層中にレンズ状に挟まれており、垂角礫から構成され、上に凸の外形を示す。

A2-4-2-b 伊賀層上部部層

A2-4-2-b i 伊賀～大山田愛田川 柘植部層

三重県伊賀大山田 愛田川に分布する柘植部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-11 に示す．

伊賀～大山田愛田川に分布する柘植部層は，砂層，灰白泥層 (2.5GY6/1; オリーブ灰色)，砂泥互層から構成される．砂層は，セット幅 10～35 cm の小規模なプラナー型斜交層理，トラフ型斜交層理，カレントリップル葉理を示し，まれに径 1～2 cm ほどの偽礫を含む．泥層は，平行葉理を示し，部分的に炭質物，直径 4～5 cm の円型のノジュールを含む．砂泥互層では，コンボルト層理や堆積後変形による構造が認められる．また，しばしば細根化石を産出する (Fig. A2-16-A)．

A2-4-3 阿山層

本研究では、下部部層については、三重県東湯舟地域と滋賀県甲南町新治地域に分布する柘植部層を、上部部層については三重県伊賀市新堂地域と滋賀県甲南町上馬杉に分布する甲南部層を研究対象とする。

A2-4-3-a 阿山層下部部層

A2-4-3-a i 伊賀市東湯舟 和田部層

三重県伊賀市東湯舟に分布する和田部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-11 に示す。

伊賀市東湯舟に分布する柘植部層は、層厚が少なくとも 50 m 以上である。主に淘汰の良い灰色シルト～粘土層 (2.5GY4/1; 暗オリーブ灰色)から構成されており、しばしば砂層、砂泥互層、火山灰層を挟む。泥層は、無構造・塊状であることがほとんどであるが、部分的に平行葉理が認められる。砂層は、層厚わずか数 10 cm であり、堆積構造としてカレントリップル葉理を示す。

検討地域の本部層にはシルト～砂サイズのガラス質火山灰層が 2 層挟まれる。

A2-4-3-a ii 甲賀市甲南町新治 和田部層

滋賀県甲賀市甲南町新治に分布する和田部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-11 に示す。

甲賀市甲南町新治に分布する本部層は、層厚が少なくとも 22 m 以上である。主に淘汰の良い灰色シルト～粘土層から構成されており、まれに正級化砂層を挟む。

A2-4-3-b 阿山層上部部層

A2-4-3-b i 伊賀市新堂 甲南部層

三重県伊賀市新堂に分布する甲南部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

伊賀市新堂に分布する甲南部層は、層厚が少なくとも 11 m 以上である。巻貝化石や二枚貝化石を挟む塊状の灰色シルト～粘土層 (5Y6/2 ないし 7.5Y6/2; 灰オリーブ色ないし 2.5GY7/1; 明オリーブ灰色)から構成される(Fig. A2-16-B)。泥層は、生物擾乱によって初生的堆積構造を保持していないが、まれに平行葉理を示す。風化面は黄白色 (2.5Y7/2; 灰黄色)を呈する。

A2-4-3-b ii 甲南町上馬杉 甲南部層

滋賀県甲賀市甲南町上馬杉に分布する甲南部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

甲賀市甲南町上馬杉に分布する甲南部層では、層厚は少なくとも 36 m 以上である。淘汰の良い灰色ないし灰白色シルト～粘土層から構成される。部分的に砂質泥層を挟む。

A2-4-4 甲賀層

本研究では、滋賀県信楽町長野に分布する牧部層、滋賀県甲賀市相模、滋賀県甲賀市水口に分布する佐治川部層を研究対象とする。また、滋賀県甲賀市水口の野洲川河床においても、甲賀層相当層が分布しており、吉永部層と呼称される (中野ほか, 2003)。

A2-4-4-a 甲賀市信楽町長野 牧部層

滋賀県甲賀市信楽町長野に分布する牧部層の柱状図、および試料採取層準を Fig. A2-13 に示す。

甲賀市信楽町長野に分布する牧部層は、層厚が少なくとも 16 m 以上である。軽石質粘土層、礫質泥層、砂泥互層、砂層、砂礫層、礫層、材化石混じり礫層から構成される。礫層中には、トラフ型斜交層理が認められ、横倒し植物化石をしばしば挟む。砂層中には、トラフ型斜交層理、横倒し植物化石をしばしば挟む。砂泥互層を構成する砂層中には、カレントリップル葉理が認められるが、しばしば生物擾乱によって初生的堆積構造が乱されている。泥層中には、まれに炭質物からなる薄層を挟む。砂礫層や砂泥互層中には、軽石質シルト～粘土からなる偽礫を含む (Fig. A2-17-A)。また、牧部層は、根化石、細根化石、樹幹化石といった現地性植物化石をしばしば産する (Fig. A2-17-B)。

A2-4-4-b 甲賀市相模 佐治川部層

滋賀県甲賀市相模に分布する佐治川部層の柱状図、および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

甲賀市相模に分布する佐治川部層は、層厚が少なくとも 39 m 以上である。主に淘汰の良い塊状の灰白色シルト～粘土層から構成される (Fig. A2-16-C)。まれに平行葉理、炭質物が認められる。

A2-4-4-c 甲賀市水口 佐治川部層

滋賀県甲賀市水口に分布する佐治川部層の柱状図、および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

甲賀市水口に分布する佐治川部層は、層厚が少なくとも 6 m 以上であり、砂質シルト～粘土層、砂層から構成される。砂質シルト層は、無構造・塊状であり、灰色を呈するが (2.5GY6/1; オリーブ灰色)、風化面は灰白色 (2.5Y8/2; 灰白色)を呈する。砂層には部分的に平行葉理が発達する。

A2-4-4-d 甲賀市水口野洲川河床 吉永部層

滋賀県甲賀市水口野洲川河床に分布する吉永部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-14 に示す。

甲賀市水口野洲川河床に露出する吉永部層は，層厚が少なくとも 16 m 以上であり，砂質シルト層，礫質泥層，砂層，砂泥互層，礫層，材化石混じり礫層から構成される．礫層中には，プラナー型斜交層理，トラフ型斜交層理が認められ，しばしば横倒しの植物片やマッド・ドレイプが挟まれる．砂層中には，コンボルート層理，トラフ型斜交層理，カレントリップル葉理が認められる．泥層では，そのほとんどが生物擾乱によって初生的堆積構造が乱されており，まれに平行葉理が認められる．また，礫質泥層，砂泥互層中には，ノジュールが含まれる．また，根化石，根痕 (Fig. A2-17-E)，細根化石，根痕 (リゾコンクリーション)，樹幹化石 (Fig. A2-17-F) といった現地性植物化石が豊富に産する．樹幹化石は，最大で直径 150 cm に達する (Fig. A2-17-D)。

A2-4-5 蒲生層

本研究では，滋賀県甲賀市水口に分布する布引山部層，迫粘土部層を研究対象とする。

A2-4-5-a 甲賀市水口 蒲生層下部部層 (布引山部層)

滋賀県甲賀市水口に分布する布引山部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

甲賀市水口に分布する布引山部層は，層厚が少なくとも 9 m 以上である．主に砂層から構成され，灰色シルト～粘土層 (10Y5/1; 灰色)，砂泥互層を含む．砂層中には，部分的に軽石質なブロックを含むこともある．また，砂層は，内部構造としてセット幅最大 150 cm のプラナー型斜交層理，カレントリップル葉理，セット幅 10～20 cm の小規模なトラフ型斜交層理，クライミングリップル葉理 (Fig. A2-16-D)，コンボルート層理，スランプ構造を示し，部分的に数 cm 径の偽礫 (Fig. A2-16-E)，炭質物からなる薄葉理を含む．また，まれにマッド・ドレイプを挟む。

A2-4-5-b 甲賀市水口 蒲生層中部部層 (迫粘土部層)

滋賀県甲賀市水口に分布する迫粘土部層の柱状図，および試料採取層準を Fig. A2-12 に示す。

甲賀市水口に分布する迫粘土部層は，層厚が少なくとも 7 m 以上である．本部層は，主に灰色シルト～粘土層 (2.5GY6/1; オリーブ灰色ないし 7.5Y5/2; 灰オリーブ色)，砂層，砂泥互層から構成される (Fig. A2-16-F)．シルト～粘土層は，淘汰が非常に良く，平行葉理や生物擾乱構造を伴う．砂層は，カレントリップル葉理を示し，炭質物を挟む．砂泥互層は，粘土層と極細粒砂層との互層である．砂層と泥層はそれぞれ層厚 2～3 mm である。

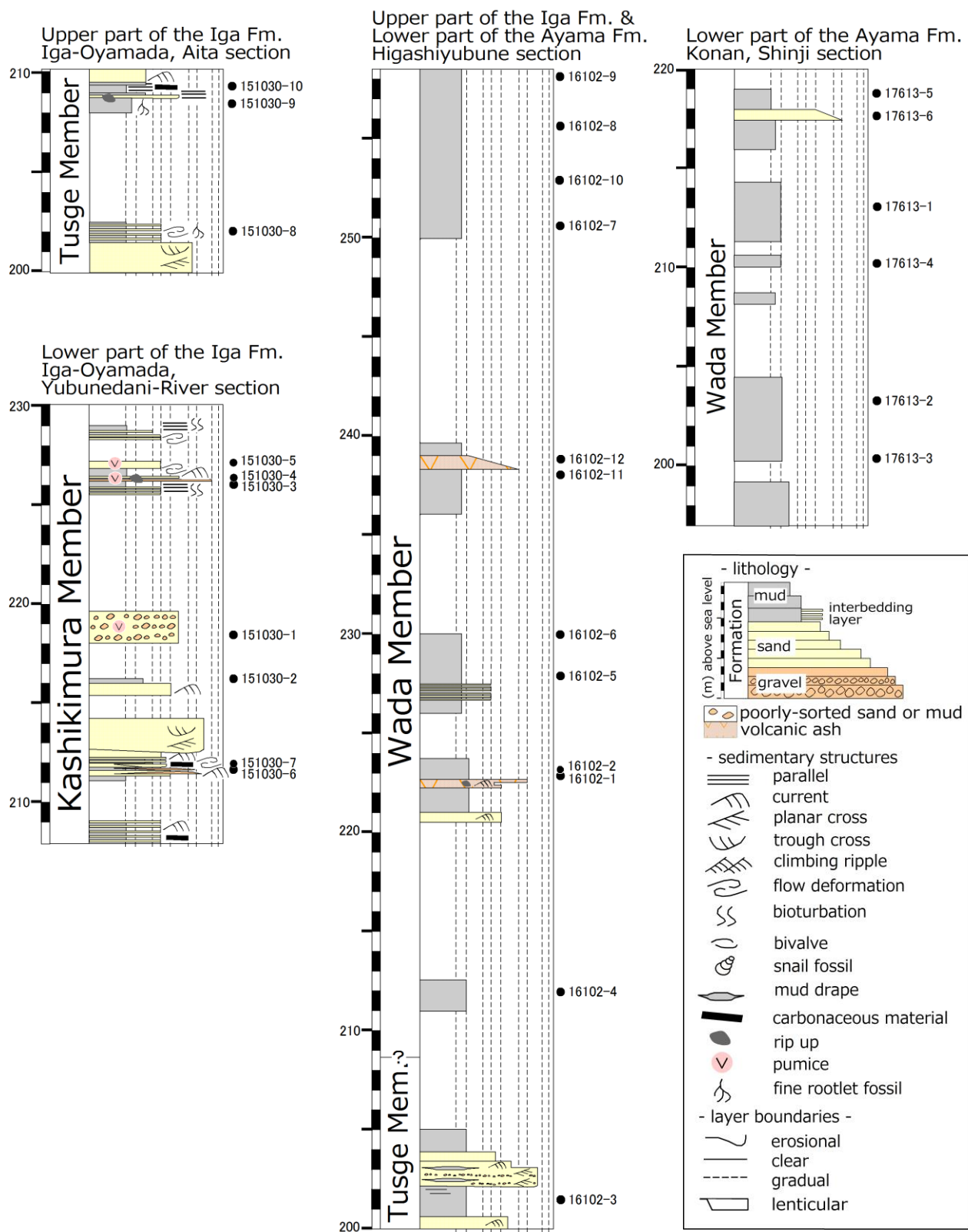


Fig. A2-11; Columns of the Iga Formation and the lower part of the Ayama Formation.

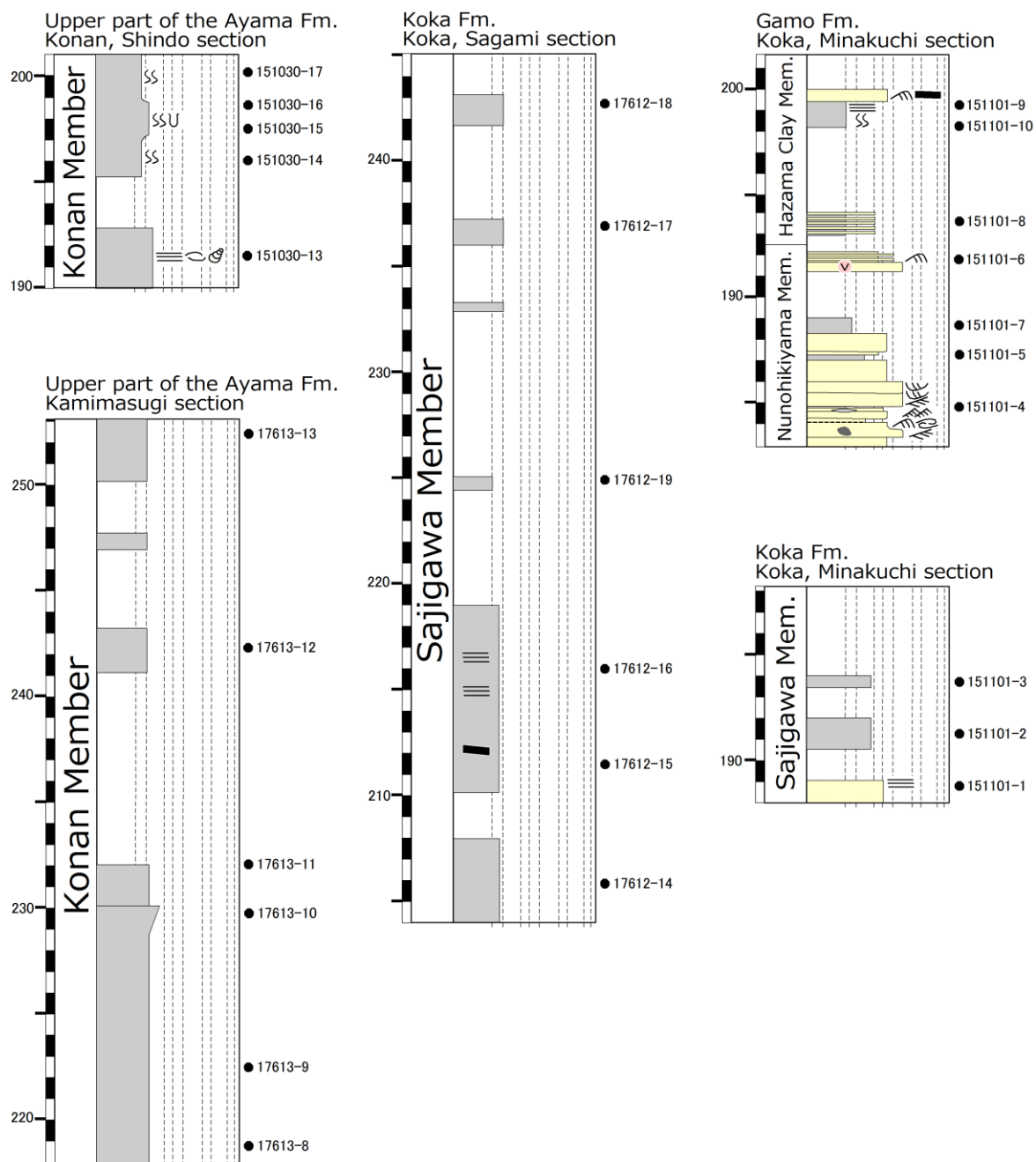


Fig. A2-12; Columns of the upper part of the Ayama Formation, the Koka Formation and the Gamo Formation. Legend is same as that of Fig. A2-11.

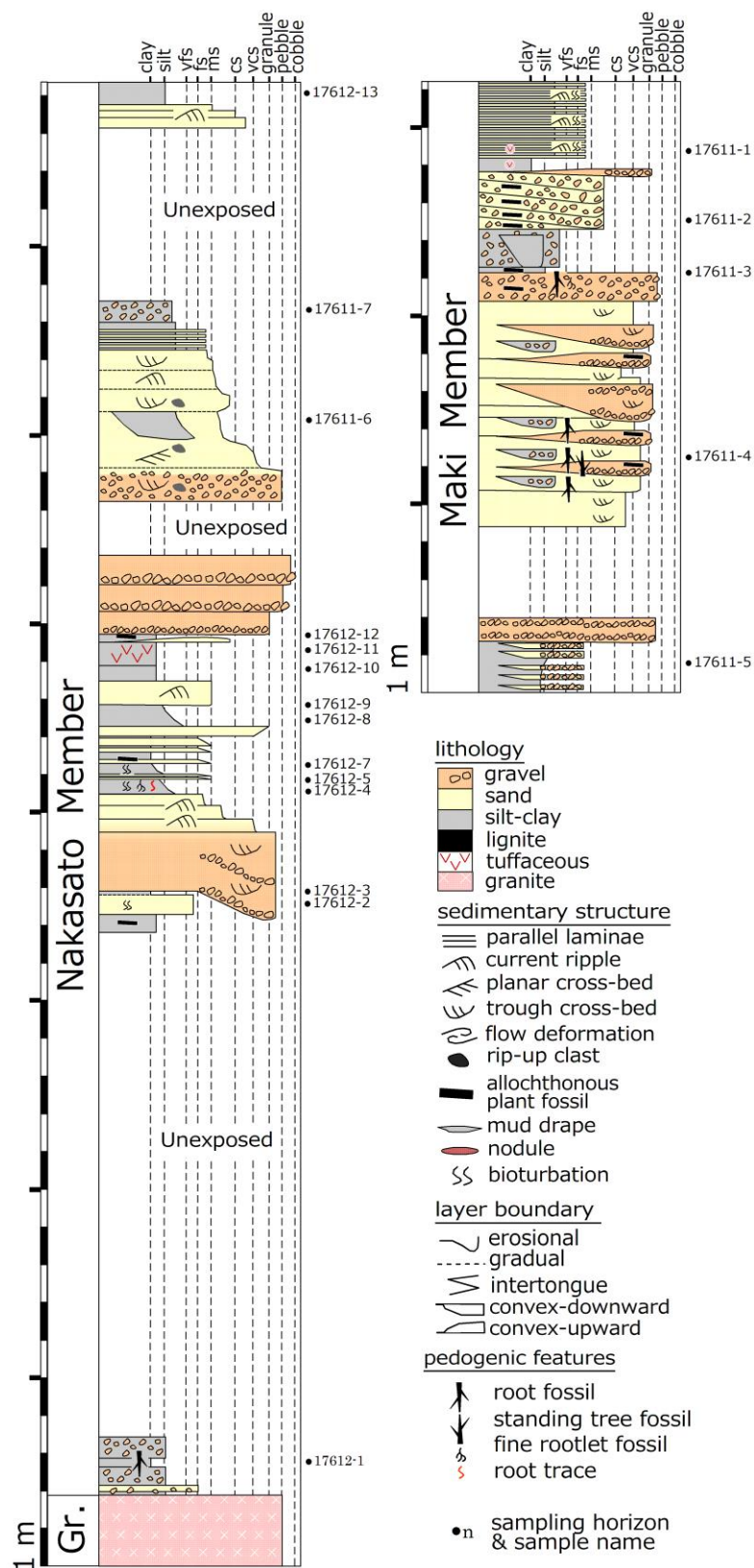


Fig. A2-13; Columns of the Ueno Formation and the Koka Formation distributed in the Shigaraki area (the Nakasato Member and the Maki Member.).

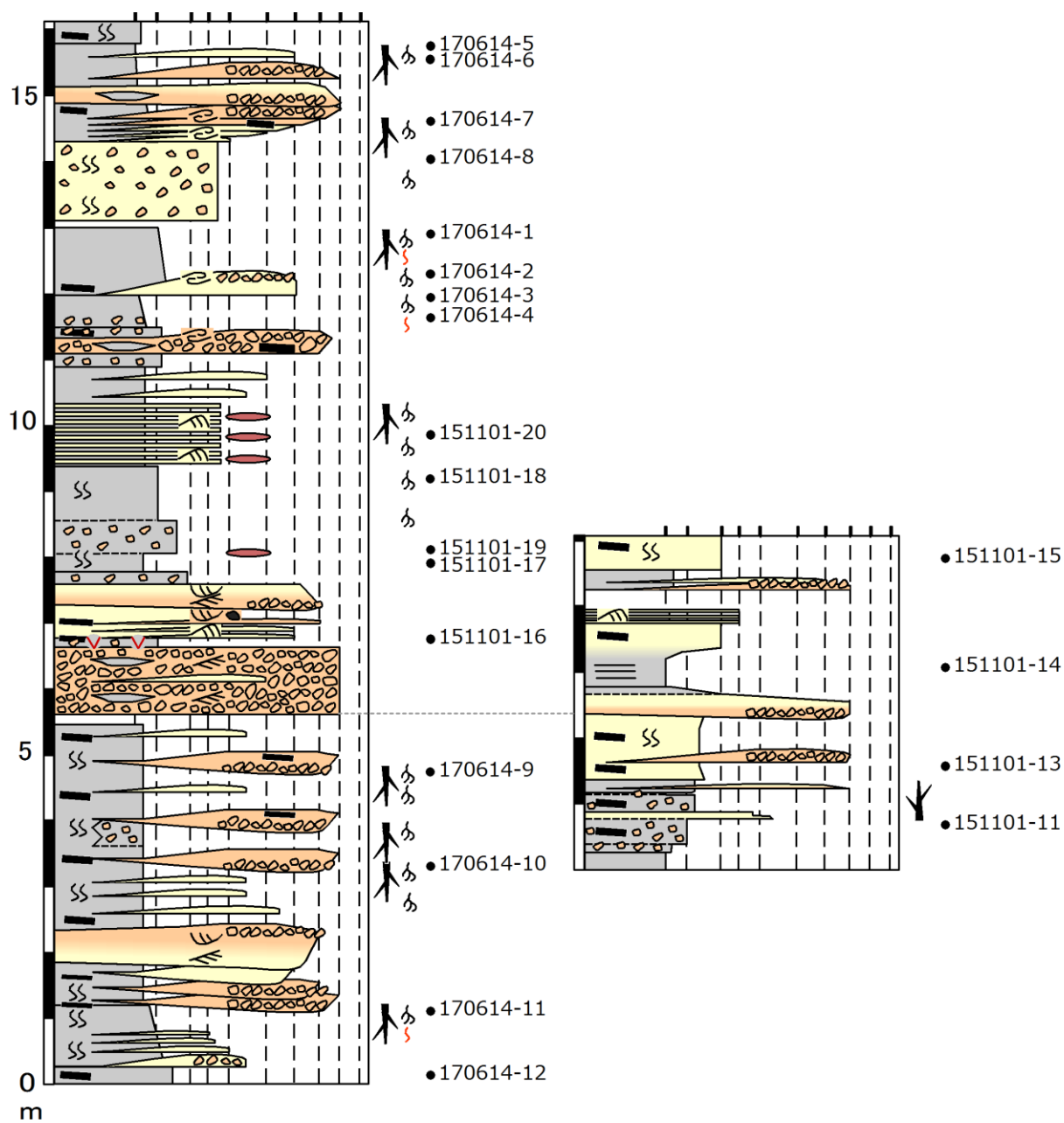


Fig. A2-14; Columns of the Yoshinaga Alternating Member in the Koka Formation. Legend is same as that of Fig. A2-13.

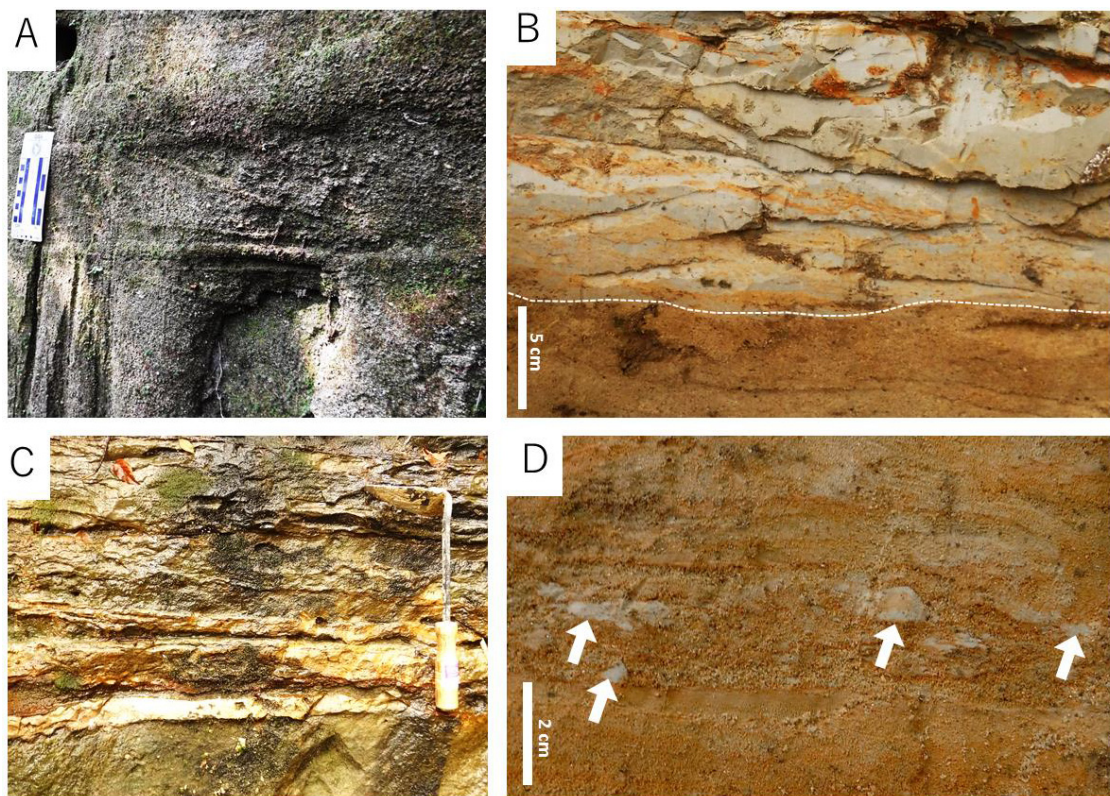


Fig. A2-15; Field photographs of the Kobiwako Group. (A) Planar cross-bedded gravelly sand in the Kashikimura Member. (B) Well-sorted silt layer in the Kashikimura Member. The dotted white line shows boundary between sand and mud layer. (C) Alternating beds of sand and mud in the Kashikimura Member. (D) Rip-up clasts (white arrows) in sand layer of the Kashikimura Member.

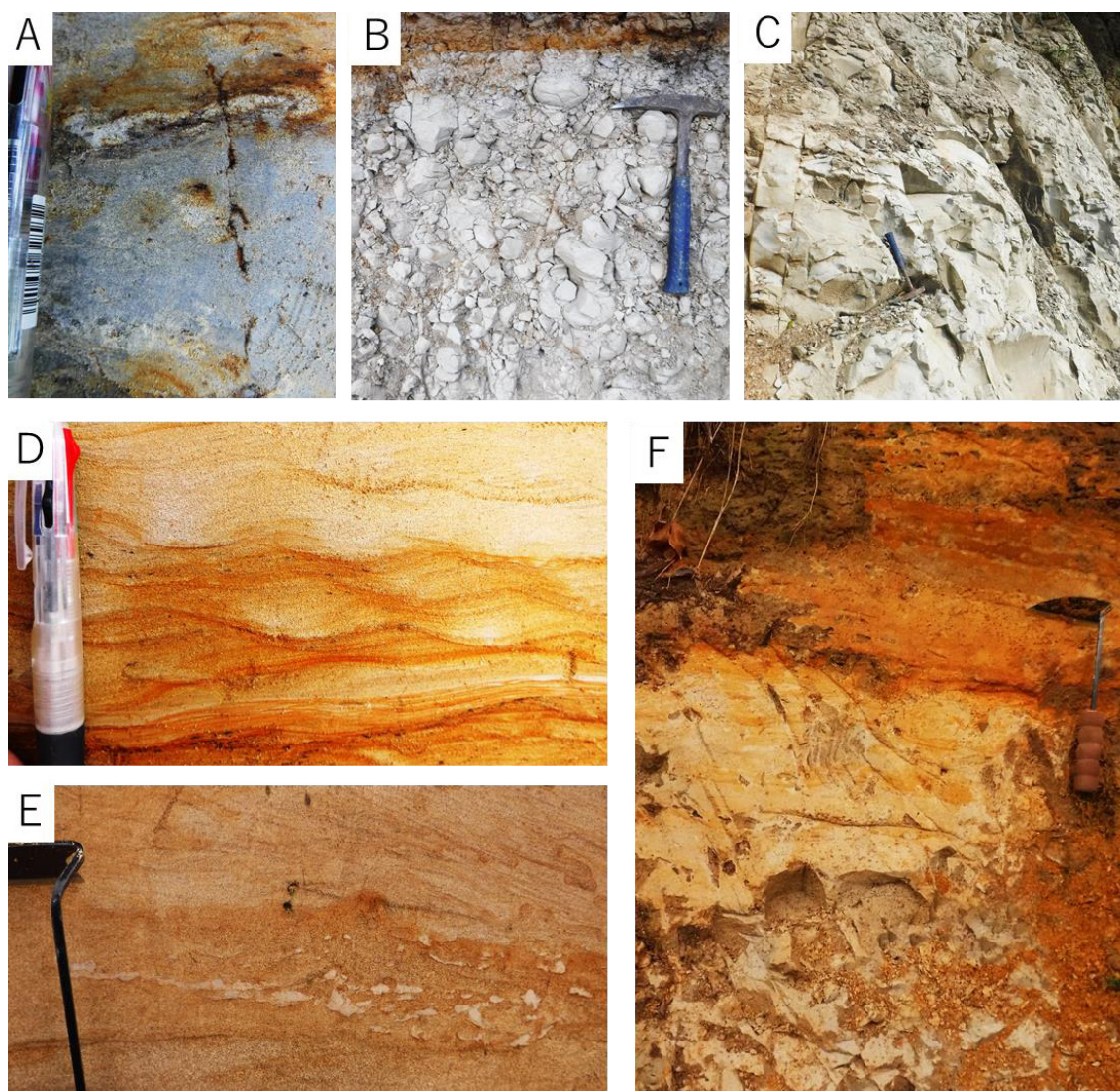


Fig. A2-16; Field photographs of the Kobiwako Group. **(A)** Fine rootlet fossil yielded in the Tsuge Member distributed in Iga–Oyamada, Aita section. **(B)** Massive silt–clay of the Konan Member distributed in Iga, Shindo section. **(C)** Massive silt–clay of the Sajigawa Member distributed in Koka, Sagami section. **(D)** Climbing ripple sand of the Nunohikiyama Alternating Member distributed Minakuchi section. **(E)** Rip-up clasts in sand layer yielded in the Nunohikiyama Member distributed Minakuchi section. **(F)** Grayish muddy layer (lower part of this photograph) and laminated sandy mud layer (upper part of this photograph) in the Hazama Member.

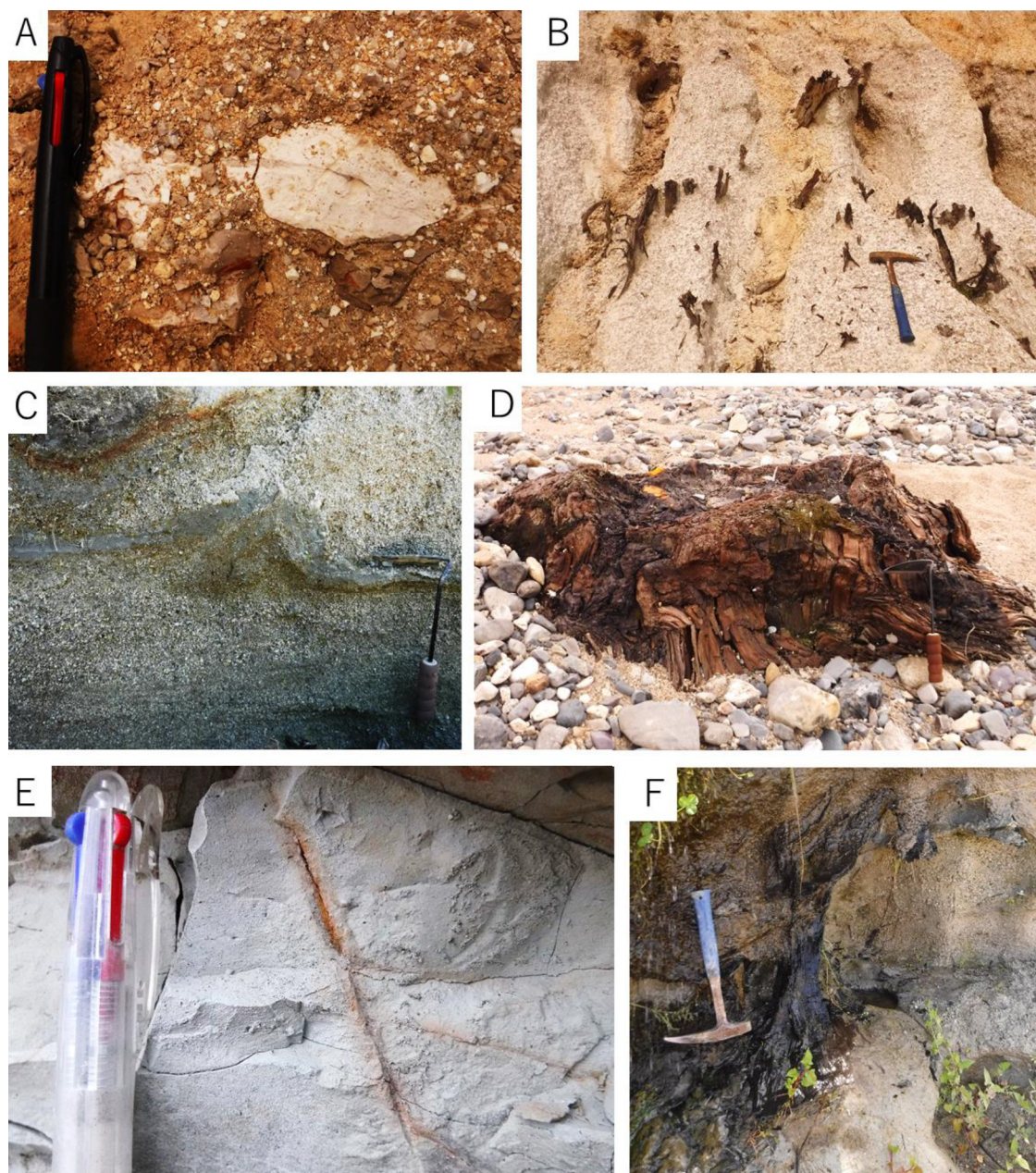


Fig. A2-17; Field photographs of the Maki and Yoshinaga Alternating Members. **(A)** Rip-up clasts of volcanic ash in the Maki Member. **(B)** Standing tree fossils in the Maki Member. **(C)** Combolute laminae in the Yoshinaga Alternating Member. **(D)** Trunk fossil in the Yoshinaga alternating Member. **(E)** Root trace showing branching structure in the Yoshinaga Alternating Member. **(F)** Trunk fossil buried by sandy layer in the Yoshinaga Alternating Member.

Appendix 3

堆積相の記載

Appendix 3 目次

A3-1 瀬戸層群 275

A3-1-1 岐阜県恵那市南部地域の瀬戸層群 275

A3-1-2 岐阜県土岐～多治見地域の瀬戸層群 278

A3-1-3 愛知県豊田地域の瀬戸層群 283

A3-2 古琵琶湖層群 287

A3-2-1 三重県島ヶ原地域の上野層と伊賀層 287

A3-1 瀬戸層群

A3-1-1 岐阜県恵那市南部地域の瀬戸層群

当地域に分布する瀬戸層群の堆積柱状図を、Fig. 3-5 に示す。

堆積相 1；礫支持中礫層相： 層厚不明。本堆積相は、円～亜円礫からなる不淘汰な礫支持礫層からなる。礫は中礫サイズであり、基質は主に細礫～極粗粒砂から構成される。内部構造として、部分的に成層構造を示す。本堆積相は、土岐砂礫層を構成する。また、桐山地区では、本堆積相が堆積相 4, 6, 7 を 250 cm 以上侵食する。本堆積相は、入江ほか (2013) の堆積相 a に相当する。

本堆積相は、粗粒な礫層を主とし、部分的に成層構造や侵食構造を示し、円～亜円礫から構成されるため、礫質チャネルとそれを埋めたバーの堆積物と考えられる。また、本堆積相は Miall (1977, 1978) の岩相 Gm に相当する。

堆積相 2；植物片を挟む礫支持中～細礫層相 (Fig. 3-7-A)： 層厚 数 10～250 cm。本堆積相は、材化石を無秩序に挟む分級に乏しい中礫～細礫層、数～数 10 cm の褐色中粒砂～細粒砂層からなり、数 mm の炭質層を挟む褐色の粘土層をまれに挟む。また、上に凸の舌状ないし膨縮状の外形を示す。下位層への侵食構造はみられない。礫層では、石英粒からなる角礫～亜角礫が卓越し、礫支持の部位と基質支持の部位が無秩序に混在する。内部構造として礫層中に斜交層理をとともなうこともあるが、大部分が不淘汰かつ塊状である。材化石は、礫支持中礫層中に挟まれ、最大径 120 cm、長さ 200 cm 以上の横倒し樹幹化石を含む (Fig. 3-7-A)。また、材化石が密集する部分が偏在する。本層相は、堆積相 3, 4, 6, 7 と明瞭な境界をもって接し、堆積相 5, 6 と指交関係で接する。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 c に相当する。

本堆積相は、主に材化石を無秩序に挟む分級に乏しい中礫～細礫層といった、水流による淘汰が十分でない堆積物から構成される。従って本堆積相は、含水率の低いもしくは低速度の高密度のデブリフロー堆積物と考えられる。本堆積相は Miall (1996) の堆積相 Gci に相当する。

堆積相 3；塊状細礫混じり砂質シルト層相 (Fig. 3-7-C)： 層厚 10～200 cm。本堆積相は、淘汰の悪い砂質シルト～シルトを基質とし、少量の細礫を含む。上に凸の膨縮状の外形を示す。礫層は、角礫～亜角礫が卓越する。主に無構造であり、礫が無秩序に散在する。局所的に礫～粗粒砂の密集した部分が偏在する。本堆積相は、堆積相 2, 6 と明瞭な境界をもって接し、堆積相 4 と指交関係で接する。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 b に相当する。

本堆積相は、無構造の不淘汰砂質シルト層から構成され、礫が無秩序に散在する特徴をもつ。この構造は、高粘性の堆積物重力流でみられるリジット・プラグ (徐・平, 1989) の構造

と考えられる。これより、本堆積相は、低密度のデブーフロウ堆積物と解釈できる。本堆積相は Miall (1996) の岩相 Gmm に相当する。

堆積相 4 ; 礫まじり粗粒～中粒砂層相 (Fig. 3-7-B) : 層厚 50～250 cm. 本堆積相は、粗粒砂～中粒砂まじりの細礫から構成される。下に凸のレンズ上の形態を示し、下位層への侵食構造をもつ。礫層は、最大礫径 1.5 cm で、角礫～亜角礫が卓越し、亜円～円礫を含むこともある。内部構造として傾斜角 30°以上の斜交層理 (Fig. 3-7-B), 正級化構造を示す。本堆積相は、堆積相 2, 3, 5, 6, 7 と明瞭な境界ないし侵食境界で接し、堆積相 3 とは指交関係で接することもある。また、上方細粒化し、堆積相 6 へ漸移することもある。土岐口陶土層の上位では、土岐砂礫層の堆積相 1 によって侵食される。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 g に相当する。

本堆積相は、斜交層理を示す粗粒砂～中粒砂まじりの細礫から構成され、下位層への侵食構造を示す。従って、これらは定方向流で堆積した掃流堆積物であり、河道埋積物であると考えられる。チャネルの移動による定向流の流速・水量の減少によって上方細粒化を呈すると考えられる。本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 St, Sp に相当する。

堆積相 5 ; 細礫～極粗粒砂－炭質シルト～粘土層互層相 : 層厚 50～120 cm. 本堆積相は、中礫まじり細礫～極粗粒砂層 (層厚 30～40 cm), 細礫まじり中粒砂～細粒砂層 (層厚 数～20 cm), 炭質物からなる薄層を挟む泥層 (層厚 数 mm～数 cm) の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭であり、砂層が楔状の外形を示す。内部構造として礫層や砂層中には、カレントリップルや正級化構造、層厚数 cm のマッド・ドレイプが認められ、下位層への侵食構造を示す。また、火炎構造や荷重痕が認められるが、本堆積相の大部分が生物擾乱を被っている。本堆積相は、堆積相 4, 6, 7 と明瞭な境界をもって接する。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 f ないし h に相当する。

本堆積相は、砂層においてカレントリップルが観察できる。このことから、砂層は掃流による堆積物といえる。カレントリップル葉理を示す砂層と泥層との互層は、掃流による砂の運搬・堆積と浮遊泥の沈降が繰り返していたことを示す。さらに、砂層から泥層へ鮮明な境界をもって変化することや火炎構造や荷重痕を示すことから、砂が瞬時に運搬・堆積されたことが考えられる。これらより、本層を構成する砂層は、洪水流によるものである可能性が高い。また、砂層中にはカレントリップル葉理がみられることから、洪水流による水流が速く、かつ碎屑物の供給量も多い堆積場にあったことが示唆される。一方、泥層は、氾濫初期のウォッシュ・ロード堆積物ないし、氾濫原での堆積物と考えられる。これらの特徴より、本堆積相は、氾濫原の堆積物と解釈できる。本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Fl に相当する。

堆積相 6 ; シルト～粘土層相 (Figs. 3-7-C, 3-7-E) : 層厚 数 10～250 cm. 本堆積相は、主

にシルト～粘土層から構成され、部分的に数 mm～数 cm の細礫～細粒砂層を挟む。連続的でないし下に凸のレンズ状の外形を示す。大部分が植物根による生物擾乱を被っており、塊状であるが、部分的に平行葉理、コンボルト葉理を示す。本堆積相は堆積相 2, 3, 4, 5, 7 と明瞭な境界をもって接する。土岐口陶土層の上位では、堆積相 1 によって侵食されている。本堆積相は、入江ほか (2013) の堆積相 i に相当する。

本堆積相は、主に細粒な泥質堆積物から構成される。従って、泥粒子の浮遊・沈降が生ずる静穏な池や湖沼の環境を示唆する。本堆積相は Miall (1977, 1996) の岩相 Fsm や Miall (1978) の岩相 Fsc の特徴に類似する。

堆積相 7; シルト～粘土基質亜炭～泥炭層相 (Fig. 3-7-E): 層厚 数 10～140 cm. 本堆積相は、主に横倒し植物化石の密集した亜炭層であり、部分的に泥炭となって産する。基質はシルト～粘土からなり、部分的に数 mm～数 cm の砂層を挟む。この砂層は、連続的でないし下に凸のレンズ状の外形を示す。本堆積相は、堆積相 2, 3, 4, 5, 6 と明瞭な境界をもって接し、堆積相 6 とは漸移ないし指交関係で接することもある。土岐口陶土層の上位では、堆積相 1 によって侵食されている。本堆積相は入江ほか (2013) の堆積相 j-1 ないし j-2 に相当する。

本堆積相は、横倒しの植物化石が密集しており、基質がシルト～粘土から構成されることから、植物片が集まりやすく、それらの保存状態が維持される沼沢地の環境を示唆する。本堆積相は Miall (1978, 1996) の岩相 C に類似する。

A3-1-2 岐阜県土岐～多治見地域の瀬戸層群

当地域に分布する瀬戸層群の堆積柱状図を Fig. 3-12 に示す.

堆積相 A ; トラフ型斜交砂質礫層相 : 層厚 40~110 cm. 本堆積相は, 極粗粒砂~細粒砂まじりの細~中礫から構成される (Fig. A3-1-A). 露頭ではレンズ状の断面を示し, 下位層への侵食構造を示す. 礫は, 亜円礫からなる. 内部構造としてトラフ型斜交層理, 正級化構造を示す. 斜交層理は, 25°~30°と高角度のフォアセットを示し, セット高は 5~10 cm である. また, 本堆積相は, まれに植物片を含むレンズ状の砂層を挟む. 本堆積相は, 水平・垂直方向に堆積相 B, C, E, F, H, J と明瞭な境界ないし侵食境界で接し, 堆積相 C とは指交関係で接することもある. また, 上方細粒化し, 堆積相 B へ漸移することもある. 土岐砂礫層は, 本堆積相から構成される.

本堆積相は, 亜円礫から構成され, トラフ型斜交層理を示し, 高角度のフォアセットをなすことから, 水位の低い砂礫質なチャンネルのバーにおいて形成された高流速~低流速の掃流運搬による堆積物といえる. 本堆積相は Miall (1977, 1978) の岩相 Gt に相当するが, 植物片を含む砂層を挟む点でそれと異なる.

堆積相 B ; カレントリップル平板状斜交層理砂層相 : 層厚 30~50 cm. 本堆積相は, 細粒砂~極細粒砂から構成され, しばしば粗粒砂を含む. 下に凸のレンズ状の外形を示し, 下位層への侵食構造を示す. 内部構造として波高 5 cm 以内のカレントリップル葉理, 小スケールのプラナー状斜交層理, 正級化構造を示す. 本堆積相は, 水平・垂直方向に堆積相 A, C, E, F, G, J と明瞭な境界ないし侵食境界で接し, 堆積相 C とは部分的に指交関係で接する. 上方細粒化し, 堆積相 F へ漸移することもある. また, 下位の堆積相 A とは, 漸移的に本堆積相へと変化することもある.

本堆積相は, 細粒砂~極細粒砂から構成され, カレントリップル葉理や小スケールのプラナー状斜交層理を示し, フォアセットをなすことから, 砂質なチャンネルのバーにおいて形成された低流速の掃流運搬による堆積物といえる. 本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Sr に相当する.

堆積相 C ; 砂層優勢膨縮状逆級化砂層・炭質砂質シルト層互層相 : 層厚 20~40 cm. 本堆積相は, 淘汰の良い極粗粒砂~中粒砂と砂質シルト層の互層から構成され, 砂層優勢の互層からなる. 砂層と砂質シルト層は, 明瞭な境界をもって接し, これらの層厚がそれぞれ数 cm である. 砂層は, 内部構造としてフォアセット葉理, カレントリップル葉理 (Fig. A3-1-B), 下位層への侵食構造を示し, しばしば逆級化構造を示す. また, 砂層は露頭において膨縮状の断面を示す. 砂質シルト層は, 植物片や炭質物からなる薄層を挟む. 本堆積相は, 内部構造として, しばしばコンボルート層理を示す. 水平・垂直方向に堆積相 A, B, E, F と明瞭な境界をもって接し, 堆積相 A, B とは部分的に指交関係で接する. 上位の堆積相 F へ

漸移することもある。

一般に、逆級化構造は、氾濫原や後輩湿地、自然堤防に堆積した洪水堆積物を特徴づける堆積構造である (伊勢屋, 1982; 増田・伊勢屋, 1985)。本堆積相では、砂層においてフォアセット葉理やカレントリップル葉理が観察される。このことから、砂層は低流速の掃流による堆積物といえる。フォアセット葉理を示す砂層と砂質シルト層の互層は、掃流による砂の運搬・堆積と浮遊泥の沈降が繰り返していたことを示す。さらに、砂層から泥層へ鮮明な境界をもって変化することは、砂が泥とは別の時期に堆積したイベント堆積物であることを示す。これらより、本層を構成する砂層は、河川氾濫時に氾濫原にあふれ出て堆積した洪水流堆積物であるといえる。砂層にはカレントリップル葉理がみられることから、洪水流による水流が速く、かつ碎屑物の供給量も多い堆積場にあったことが示唆される。一方、砂質泥層は、氾濫初期のウォッシュ・ロード堆積物と考えられる。また、本堆積相は、チャンネル相である堆積相 A や堆積相 B と水平・垂直方向に接する。よって本堆積相は、チャンネルに近接した氾濫原堆積物と考えられる。本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Fl に相当する。

堆積相 D ; 含角礫不淘汰塊状泥質砂層相： 層厚 20～60 cm。本堆積相は、淘汰不良の中礫～細礫まじり泥質砂から構成され、主に無構造・塊状である。また、露頭ではレンズ状の断面を示し、下位層への侵食構造を伴わない。礫は、角礫～亜角礫からなり、その最大径は 1 cm である。礫はその長軸がそろわず無秩序に散在し、局所的に密集する (Fig. A3-1-C)。本層相は、いわゆる蛙目粘土と呼称される窯業原料粘土に相当する。本堆積相は、水平・垂直方向に堆積相 F, G, H, I, J と明瞭な境界をもって接し、堆積相 F, J とはしばしば指交関係で接する。

本層相は、シルトや粘土といった粘着粒子から構成され、礫が無秩序に散在する構造を示すことが特徴である。これより、本堆積相の運搬・堆積プロセスにおいて、砂や礫を支持する機構は、粘土粒子による粘着力と浮力であったと考えられる。また、本層相は、主に無構造・塊状であり、局所的に含礫率が高くそれらが密集する。この特徴は、粘着粒子の多い堆積物重力流において、剪断応力と粘着力、摩擦力がつり合うことで、流れの内部に等速度領域が生じ、リジット・プラグであると考えられる。リジット・プラグは、高粘性・低密度の堆積物重力流の特徴とされる (徐・平, 1989)。以上より、本堆積相は、低密度デブリフローによる堆積物と解釈できる。本堆積相は、Miall (1996) の Gmm に相当する。

堆積相 E ; 含植物片不淘汰礫質砂～砂質シルト層相： 層厚 30～90 cm。本堆積相は、無構造・塊状の礫層、淘汰不良の砂質シルト層、横倒しとなった植物化石の密集層から構成される (Fig. 3-13-A)。また、露頭ではレンズ状の外形を示す。礫は、亜角礫～角礫からなり、まれに円礫を含む。礫支持 (碎屑支持) の部位と基質支持の部分が混在するが、特に礫支持の部分が卓越する。横倒しの植物化石は、主に枝や樹幹からなり、最長 100 cm、直径 30 cm 以上を示す。内部構造としてまれに下位層への侵食構造を示す。砂質シルト層は、部分的に斜

交層理やリップル葉理，炭質物からなる薄層をはさみ，堆積相 C の構造と類似する．また，砂質シルト層は，水平方向に尖滅するか，礫層中に高角度で入り込み (Fig.A3-1-D)，しばしば暗褐色を呈する．本堆積相は，水平・垂直方向に堆積相 A, B, C, F, H, J と明瞭な境界ないし侵食境界で接し，堆積相 H とは指交関係で接することもある．

本堆積相は，礫支持の部位が卓越すること，大型の横倒し植物化石が密集することに特徴づけられる．これらの特徴より，本堆積相は，掃流や浮流による堆積物とは考えにくく，水流による十分な分級がなされなかったことが想定される．また，内部構造の保存された砂質シルト層が高角度で礫層中に入り込む特徴は，流体の移動中に流体内部の構造が保持された状態で運搬されたことを示す．したがって，本堆積相は，含水率の低いもしくは速度の小さい，高粘性の高密度のデブリフロウ堆積物と考えられる．円礫をまれに含むこと，自然堤防を示す堆積相 C と類似する部分が含まれることから，本堆積相は，もともと河川近傍の堆積物，もしくは河川洲の堆積物であった可能性が高い．本堆積相は，Miall (1996) の岩相 Gci に相当する．

堆積相 F ; 泥層優勢膨縮状良淘汰砂層・シルト～粘土層互層相 : 層厚 20～130 cm. 本堆積相は，淘汰の良い中粒砂～極細粒砂とシルト～粘土層との互層から構成され，泥層優勢の互層からなる (Fig.3-13-B). また，本堆積相は，露頭面ではレンズ状の外形を示す．砂層とシルト～粘土層は，明瞭な境界をもって接し，これらの層厚はそれぞれ数 mm～数 cm である．砂層は，内部構造としてフォアセット葉理，カレントリップル葉理，下位層への侵食構造を示し，膨縮状の外形を呈する．シルト～粘土層は，しばしば平行葉理を示し，植物片や炭質物からなる薄層を挟む．ただし，炭質物からなる薄層の挟まれる頻度は，堆積層 G のそれと比べて少ない．コンボルト層理，火災構造，生物擾乱が認められる．本堆積相は，水平・垂直方向に堆積相 A, B, C, D, E, G, H, J と明瞭な境界をもって接し，堆積相 D, H とは部分的に指交関係で接する．また，堆積相 H と漸移関係で接することもある．

砂層優勢の砂層と泥層の互層からなること，砂層と泥層の境界が明瞭であること，であること，砂層でフォアセット葉理やカレントリップル葉理がみられることといった特徴は，堆積相 C のそれと類似する．ただし，本堆積相では，泥層の粒度が堆積相 C のそれより細粒であり，シルト～粘土層からなることから，常時粘土が浮遊沈降する水流のない環境において，河川の氾濫時に砂が供給される氾濫原の堆積物と考えられる．本堆積相は，Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 FI に相当する．

堆積相 G ; 礫質砂層・含植物片シルト～粘土層互層相 : 層厚 40～150 cm. 本堆積相は，粗粒砂～細粒砂からなるレンズ状の砂層とシルト～粘土基質で炭質物や植物片が密集した暗褐色シルト層との互層から構成される (Fig.A3-1-E). また，本堆積相は，レンズ状の外形を示す．砂層は，内部構造としてクライミングリップル葉理，カレントリップル葉理，下位層への侵食構造を示す．シルト～粘土基質の亜炭層は，最大直径 45 cm の樹幹化石，枝，球

果を含む。また、しばしば、逆級化構造を示す淘汰の良いレンズ状礫質粗粒砂～中粒砂を挟み、これらはしばしばクライミングリップル葉理、カレントリップル葉理、下位層への侵食構造を示す。本堆積相は、水平・垂直方向に堆積相 B, D, F, H と明瞭な境界をもって接し、堆積相 H とは部分的に指交関係で接する。

本堆積相では、洪水堆積物を特徴づける逆級化構造を示すこと、礫質砂層とシルト～粘土基質の亜炭層との互層からなること、砂層においてクライミングリップル葉理やカレントリップル、侵食構造を示すことから、定常時に浮遊沈降によって泥が堆積し、かつ植物遺骸が集積する環境下で、間欠的に掃流運搬による砂が堆積していたと考えられる。これより、本堆積相は、凹地のような湿潤な後背湿地の堆積物であると考えられる。また、逆級化を示す淘汰の良いレンズ状礫質砂層は、河川の氾濫と堤防決壊によって生じたクレバス・スプレイによる堆積物であると考えられる。本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Fl に相当するが、炭質物や植物片を多量に挟む点で Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 C とも類似する。

堆積相 H ; 良淘汰シルト～粘土層相 : 層厚 30～280 cm. 本堆積相は、淘汰の良いシルト～粘土から構成される (Fig. 3-13-C). 内部構造として、しばしば平行葉理を示し、部分的に生物擾乱が認められる。本堆積相は、水平・垂直方向に堆積相 A, D, E, F, G, I, J と侵食境界ないし明瞭な境界をもって接し、堆積相 E, E, G, J とは部分的に指交関係で接する。堆積相 F とは漸移関係で接することもある。

本堆積相は、淘汰の良いシルト～粘土から構成され、部分的に平行葉理を示すことから、浮遊泥の沈降による堆積場と考えられる。従って本堆積相は、湖ないし池の堆積物と考えられる。本堆積相は、Miall (1996) の岩相 Fsm や Miall (1978) の岩相 Fsc に類似する。

堆積相 I ; 含植物片暗褐色シルト～粘土層相 : 層厚 30～120 cm. 本堆積相は、暗褐色を呈するシルト～粘土から構成され、横倒しとなった植物化石を豊富に挟む。また、泥炭として産する場合もある (Fig. A3-1-I). 植物化石は、葉、球果、枝、樹幹からなる。本堆積相は、水平・垂直方向に堆積相 D, H, F, J と侵食境界ないし明瞭な境界をもって接し、堆積相 J とは部分的に漸移関係で接する。

本堆積相は、横倒し植物化石や泥炭を産するシルト～粘土層から構成されることから、植物片が集まりやすくかつ浮遊泥の沈降する堆積場が示唆される。よって本層相は、後背湿地の沼沢地の堆積物と考えられる。本堆積相は、Miall (1978, 1996) の C に相当する。

堆積相 J ; シルト～粘土基質亜炭層相 : 層厚 30～120 cm. 本堆積相は、基質部に乏しいシルト～粘土基質の亜炭層から構成される (Fig. 3-13-D). 植物化石は、葉、球果、枝、樹幹からなる。本堆積相は、水平・垂直方向に堆積相 A, B, D, E, F, H, I と侵食境界ないし明瞭な境界をもって接し、堆積相 D, H とは部分的に指交関係で接する。また、堆積相 I とは、部分的に漸移関係で接する。

本堆積相は、シルト～粘土基質の亜炭層からなるが、基質部に乏しいことから沼沢地の堆積物と考えられる。本堆積相は、Miall (1978, 1996)の C に相当する。

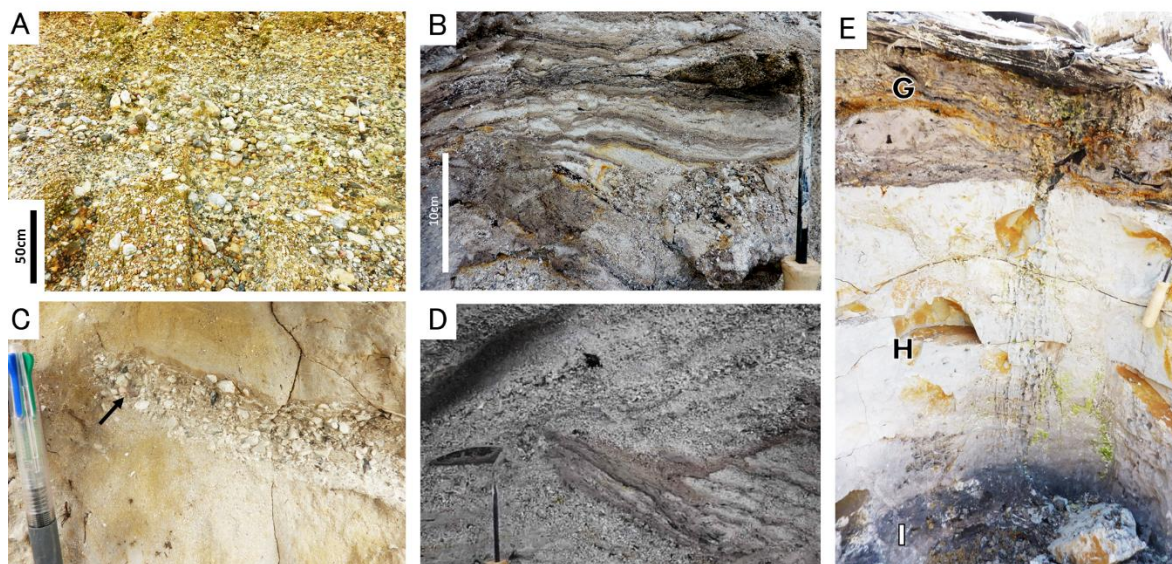


Fig. A3-1; Field photographs showing sedimentary Facies of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in Toki-Tajimi area. **(A)** Facies A; gravelly channel bar deposits showing massive gravel with sand matrix (taken at the 14 m up-section in the Yamakyu Mine). **(B)** Facies C; natural levee or proximal floodplain deposits; alternating beds of inversely size-graded sand and sandy silt with carbonaceous material layer (taken at the 12 m up-section in the north of Hishiya Mine). **(C)** Facies D; low-density debris-flow deposits; poorly-sorted sandy mud with pebbles and granules. The black arrow indicates concentrations of pebbles to coarse-grained sand (taken at the 4 m up-section in the the Yamakyu Mine). **(D)** Facies E; high-density debris-flow deposits showing the brownish silty sand layer interbedded in the cross laminated sand layer at high angle (taken at the 11 m up-section in the north of Hishiya Mine). **(E)** Facies G, H and I (taken at the 4.5 m up-section in the north of Hishiya Mine). Facies G (the upper part of this picture) shows the back-swamp deposits. Facies H (the middle part of this picture) indicates the lake deposits. Facies I (the lower part of this picture) indicates the pond deposits.

A3-1-3 愛知県豊田地域の瀬戸層群

当地域に分布する瀬戸層群の堆積柱状図を Fig. 3-17 に示す.

Facies Gm ; 礫支持礫層相 : 層厚 50 cm 以上. 本層相は, 材化石を無秩序に挟む分級に乏しい中粒砂まじり礫支持中礫層からなり, シルト質中礫層や暗灰色泥質砂からなる薄層をまれに挟む. 本層相は, 露頭面において膨縮状の断面を示す. 礫層内には, 角礫～亜角礫が卓越し, 礫支持の部位と基質支持の部位が混在する. 内部構造として, 不明瞭な斜交層理を示すことがあるが, 一般に不淘汰かつ塊状である. 材化石は, 礫支持中礫層中に挟まれ, 最大径 120 cm の横倒し樹幹化石を含む. 本層相は, 堆積相 Gst と侵食境界をもって接する.

本堆積相は Miall (1996) の岩相 Gci に相当する. Miall (1996) によると, 岩相 Gci は, 高密度ないし低密度デブリフローによる堆積物とされる.

Facies Gst ; 大型のトラフ状斜交層理礫質砂層相 : 層厚 200～250 cm. 本層相は, セット幅 2～3 m, セット厚 10～60 cm の大規模なトラフ型ないし舟状斜交層理を示す礫まじり極粗粒砂層 (最大礫径; 4 cm, 平均礫径; 0.7 cm) から構成される (Fig. 3-20-A). 礫は主に角礫～亜角礫が卓越し, 円礫を含む. 層理の厚さは, 10～40 cm のものが多く, 比較的大型の層理を示す. また, 層理毎の粒度変化が著しい. トラフ型斜交層理内部のフォアセットは, 急傾斜する部分で 15°～20°の傾斜角を示し, Jopling (1965) の tangent 型から concave 型に類似した漸近線的な形態を有する (Fig. 3-19). 露頭面において, 本層相は, 露頭面においてチャンネル状ないし楔状の断面を示す. 本層相は, 堆積相 Gm, Gsp, Gsg, St と明瞭な境界をもって接するか, 上方に向かって細粒化し堆積相 St と明瞭な境界をもって接する.

下位層への削りこみの深さは, 水流による侵食能力の高さを示す. 本堆積相内部の砂質礫層からなる構造は, プール埋積時のバーの発達によるフォアセットを示すと考えられる. また, 一般に, 漸近線的なフォアセットの形態は, 高流速の水流による (Jopling, 1965). 本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Gt に相当する. Miall (1977) によると, 岩相 Gt は, 砂礫で埋積された浅いチャンネルを構成する堆積物とされる.

Facies Sp ; 小型のトラフ状斜交層理礫質砂層層 : 層厚 50～100 cm. 本層相は, セット幅 30～60 cm, セット厚数 cm～30 cm の小規模なトラフ型斜交層理を示す礫まじり極粗粒砂層 (最大礫径; 2 cm, 平均礫径; 0.5 cm) から構成される (Fig. 3-19). 礫は主に角礫～亜角礫が卓越し, 円礫を含む. 露頭面において, 本層相は楔状の断面を示す. 斜交層理の基底は, 数 cm～数 10 cm の深さで下位層を削る侵食面をなす. 基底部には, 部分的に偽礫が含まれる. 本層相は, 堆積相 Gsg, Sr, Sm と明瞭な境界をもって接するか, 下位の堆積相 Gst から漸移する.

本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 St に相当する.

Facies Gsp ; プラナー型斜交層理礫層相 : 層厚 40~50 cm. 本層相は, 中礫~細礫層 (礫径 ≤ 1 cm)からなり, 砂を含まず全層理にわたって粒度変化がほとんどない. 層理の間隔頻度は 5~15 cm のものが多く, 薄層理を示す. 露頭面において, 本層相は, 露頭面において側方によく連続的し, 楔状の断面を示す. 内部構造として, 平行葉理もしくはセット幅約 150 cm で著しく緩傾斜なプラナー型斜交層理を示す. 斜交層理内部のフォアセットの傾斜角は, 8° ~ 10° のものが多く, 漸近線的な層理面を示す (Fig. 3-19). また, 再活動面による侵食構造が卓越する. 本層相は, 堆積相 Gst, Ss と明瞭な境界をもって接する.

本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Gp ないし岩相 Sp に相当する. Miall (1977)によると, Gp は, 氾濫ステージにおける ringoid バーの移動によってつくられるとされる.

Facies Gsg ; 凸状斜交層理砂質礫層相 : 層厚 100~250 cm. 本層相は, 分級に乏しい細礫~極粗粒砂層からなり, 粗粒砂~中粒砂を含む. 砂質シルト層がマッド・ドレイプとして挟まれることもある. 本層相は, 露頭面において, 下に平坦であり上に凸のレンズ状の断面を示す (Figs. A3-2-A, A3-2-B). 内部構造として, プラナー型斜交層理, フォアセット葉理, カレントリップル, 正級化構造を示す. 斜交層理の基底において, 侵食構造はみられない. 本層相は, 堆積相 Gst, Ss と明瞭な境界をもって接する.

本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Gp や岩相 Sp に類似するが, 上に凸の断面を示すことや侵食構造を伴わない点でそれらと異なる. 下に平坦で上に凸の断面は, バー堆積物で特徴的な外形であり (八木下, 2001), 本堆積相は, チャンネル内部に形成された砂礫質バーの堆積物であると考えられる. また, マッド・ドレイプは, 水流の停滞期の存在を示唆する.

Facies Sr ; クライミング葉理礫質粗粒砂層相 : 層厚 50~120 cm. 本層相は, 細礫まじり良淘汰粗粒~中粒砂層 (最大礫径; 2 cm)からなり, まれに数 mm~数 cm の砂質泥からなる薄層を挟む. 層理の厚さは 10~20 cm のものが多く, 比較的大型の厚層理を示す. 露頭面において, 本層相は楔状の断面を示す. 内部構造は多様であり, クライミング葉理, 斜交層理, カレントリップル, 正級化構造や逆級化構造を示す (Figs. 3-20-B, 3-20-C). リップルの波高は, 10 cm 以下のものが多い. 斜交層理の基底において, 侵食構造はみられない. 本層相は, 堆積相 Gst や Gsg, Ss の上部や側方に明瞭な境界をもって接する. まれに, 堆積相 Gst と指交関係にある. また本堆積相は, 上方に向かって細粒化し堆積相 Sm へ漸移するか, 堆積相 Al, Ml と明瞭な境界をもって接する.

本堆積相は, 内部構造が多様であることから, 流速や碎屑物供給量変化に伴うリップルの移動が卓越していたと考えられる. 本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Sr に相当する.

Facies Ss ; レンズ状シルト質砂層相 : 層厚 20~200 cm. 本層相は, 主にシルト質極細粒砂層, 良淘汰細粒~極細粒砂層, 暗灰色粘土質砂層の互層から構成され, まれに炭質物からな

る数 mm～数 cm の薄層を挟む。良淘汰細粒砂～極細粒砂層は、数 mm～数 cm であり、カレントリップル葉理を示す。露頭面において、レンズ状の断面を示す。内部構造として、荷重痕や火炎構造がみられ、生物擾乱によって堆積構造を認識できないことが多い。また、細粒砂～極細粒砂層の挟まれる頻度が上位に向かって小さくなり、上方細粒化する。また、本層相の基底は、下位層を削る侵食面をなす (Fig. 3-20-D)。本層相は、露頭面において、幅 10～300 cm の下に凸のレンズ状の断面を示す。本層相は、堆積相 Gst, Gsg と明瞭な境界をもって接する (Figs. 3-20-D, A3-2-B)。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Ss に相当する。別の水流による侵食作用によってできた窪みが、後のステージの堆積作用によって碎屑物によって埋積されたスコアーフイルの堆積物と考えられる。

Facies Sg ; 逆級化砂層相 : 層厚 2～50 cm。本層相は、塊状で淘汰の良い粗粒砂～中粒砂層、逆級化構造を示す細礫～極粗粒砂層からなる。露頭面において、本層相は舌状ないし膨縮状の断面を示す。内部構造として、粗粒であるほど明らかな逆級化構造を示し (Fig. 3-20-E)、細粒であるほど無構造ないし正級化構造を示す。また、水抜け構造がよく認められ、部分的に下位層を侵食する。まれに、カレントリップルやフォアセット葉理を示す。本層相は、堆積相 Sm, Al, Ml と明瞭な境界をもって接する。

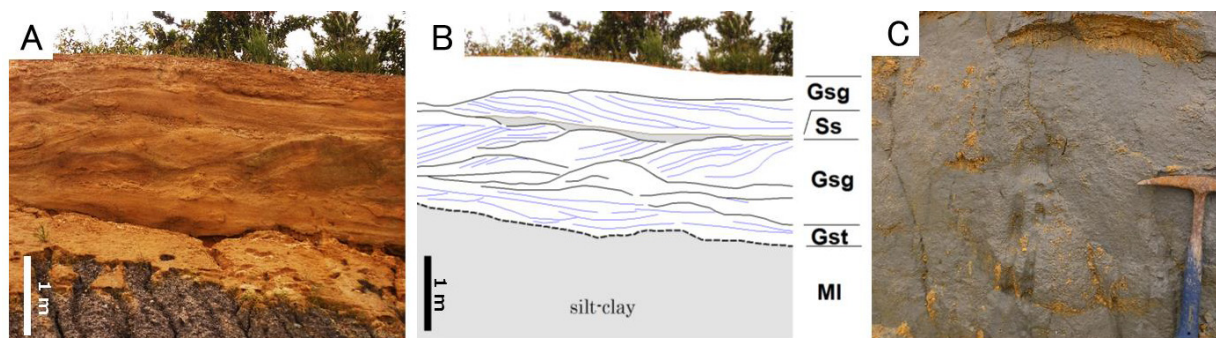


Fig. A3-2; Field photographs showing sedimentary facies and their sedimentary structures. (A) The boundary between facies association LM and BC. Facies association BC in these figures mainly consists of Facies Gsg showing apparent convex-upward shape. The facies association indicates predominance of sedimentation by longitudinal bar in the braided channel system. (B) Sketch of Fig. A3-2-A. The dotted line indicates erosional boundary by the base of braided channel. (C) Facies Sm showing massive silty medium grain size sand to fine grain size sand.

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 S1 に類似するが、フォアセットが 15°~20°と急傾斜を示す点でそれと異なる。Miall (1977)によると、岩相 S1 は、スコアーフィルやクレバス・スプレイの堆積物とされる。

Facies Sm ; シルト質砂層相 : 層厚 100~150 cm. 本層相は、シルト質な中粒~細粒砂層からなる。内部構造として、正級化構造がみられるが無構造塊状であることが多い (Fig. A3-2-C). 本層相は、堆積相 Ss, Sr の上位に明瞭な境界をもって接する。また、上方細粒化ないし水平方向に細粒化して堆積相 M1 へ漸移するか、堆積相 A1 と指交関係で接する。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 F1 や岩相 Fm に相当し、氾濫原の堆積物と考えられる。

Facies A1 ; 砂泥互層相 : 層厚 270 cm. 本層相は、シルト層と極細粒砂まじり中粒~細粒砂層との互層からなり、しばしば炭質泥からなる薄層を挟む。露頭面において、楔状の断面を示す。生物擾乱を被り堆積構造を認識できないことが多いが、コンボリユート層理やカレントリップルを認識できる。本層相は、堆積相 Sr, Ss の上位に明瞭な境界をもって接する。また、堆積相 Sm, M1 と指交関係で接する。上方へは、上方細粒化して泥優勢砂泥互層となり、堆積相 M1 に漸移する。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 F1 に相当し、氾濫原の堆積物と考えられる。

Facies M1 ; シルト~粘土層相 : 層厚 500~600 cm. 本層相は、淘汰の良いシルト~粘土層からなる (Fig. 3-20-F). 露頭面において、水平方向への連続性が良く、水平距離 700 m 以上にわたって追うことができる。内部構造は、生物擾乱によってほとんど認識することができないが、まれに平行葉理がみられる。本層相は、堆積相 Sm や A1, C と水平・垂直方向に漸移関係で接するか、堆積相 Sg と明瞭な境界をもって接する。

本堆積相は、Miall (1996)の岩相 Fsm や Miall (1978)の岩相 Fsc に相当し、後輩湿地や池、湖の堆積物と考えられる。

Facies C ; 泥基質亜炭層相 : 層厚 10~70 cm. 本層相は、シルト~粘土基質の亜炭層からなる (Fig. 3-20-F). 露頭面において、水平方向への連続性が良く、水平距離 150 m 以上にわたって追うことができる。本層相は、堆積相 M1 と明瞭な境界をもって接する。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 C に相当し、沼沢地の堆積物と考えられる。

A3-2 古琵琶湖層群

A3-2-1 三重県島ヶ原地域の上野層と伊賀層

当地域に分布する上野層と伊賀層の堆積柱状図を，Fig. 3-33 に示す．

堆積相 1; 碎屑支持礫層相： 層厚 210～250 cm. 本堆積相は碎屑支持，砂基質の大～中礫層である (Fig. 3-36-A). 礫は円～亜円礫からなる．大部分でインブリケーションを示す大礫主体 (礫径; max 13 cm) の礫層からなるが，上部約 40 cm において成層した中礫主体 (礫径; max 6 cm) の礫層になることもある (Fig. 3-36-A). まれに偽礫を含み，級化構造を示すこともある．水平距離 10～15 m にわたって追跡でき，しばしば堆積相 10 (シルト～粘土層相)，堆積相 12 (粘土基質亜炭層相) へ指交関係で変化する (Fig. A3-3-A). また，上位に向かって堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相)，堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相)，堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相)，堆積相 9 (砂層－良淘汰粘土層互層相)，堆積相 11 (含植物片シルト－粘土層相) へ明瞭な境界をもって接する．下位層とは侵食境界をもって接する．本堆積相は，三光鉾山の下部層および中部層にみられ，法華鉾山ではみられない．

本堆積相下部の塊状礫層は Miall (1977, 1978) の岩相 Gm や Miall (1996) の岩相 Gh に，本堆積相上部の成層する中礫層は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Gp に類似する．碎屑支持の礫層は，細粒碎屑物の洗い流しが十分なされたことを示す (Miall, 1977). インブリケーション，成層構造をなす礫層であること，級化構造をもつこと，下位層を侵食することから，本堆積相は，礫質河川のチャネルないし縦洲 (longitudinal bar) の堆積物と解釈できる．

堆積相 2; イプシロン型斜交層理礫質砂層相： 層厚 70～100 cm. 本堆積相は中礫～極粗粒砂層 (礫径; max 6 cm)，極粗粒～細粒砂層，シルト質砂層が挟在する不均質堆積物から構成される．これらは，側方付加を示す斜交層理を示し，水平距離約 15 m にわたって側方付加層理を形成しており (Figs. 3-36-B, A3-3-B)，側方付加の方向は変化しない．単層内部では級化構造を示す (Fig. A3-3-C). また，側方への付加方向に向かって，粒径が減じる傾向にある．礫は主に亜角～角礫から構成される．本堆積相は，堆積相 1 (碎屑支持礫層相) の上位に明瞭な境界をもって接し，堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相) の上位に侵食境界をもって接する．また，本堆積相は，側方に堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相) や堆積相 10 (シルト～粘土層相)，堆積相 12 (粘土基質亜炭層相) と指交関係で接する．本堆積相は，三光鉾山に分布する北又礫部層にのみ出現し，法華鉾山ではみられない．

本堆積相を構成する岩相は，Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Sp, 岩相 St に類似するが，側方付加層理を示す点で異なる．本堆積相は，碎屑支持塊状礫層の上位に重なることから，礫質河川のバーの堆積物であると考えられる．本堆積相における斜層理は，およそ 15 m 以上にわたって連続しており，Allen (1963) のイプシロン型斜交層理に類似している．従って，本堆積相は，ポイントバーの堆積物である可能性がある．

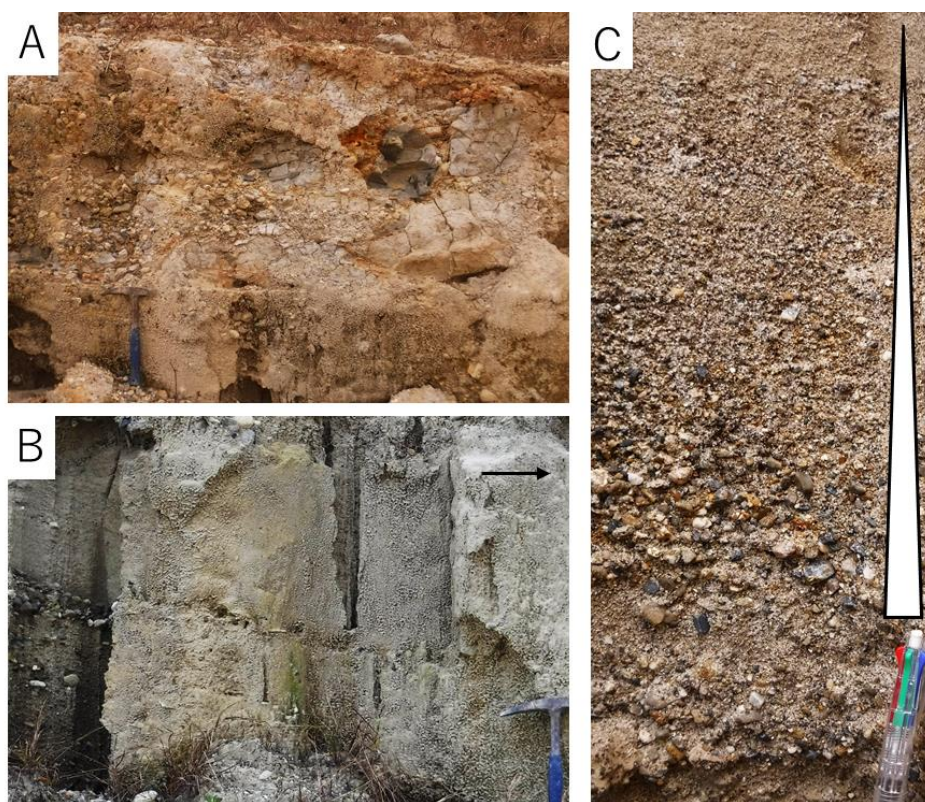


Fig. A3-3; Field photographs showing sedimentary Facies. (A) The boundary between Facies 1 (right side of this picture) and 12 (left side of this picture). The boundary indicates intertongue (taken at the 11 m up-section in the Sanko Mine). (B) Facies 2. Epsilon cross-bedding pebbly sand (taken at the 13.5 m up-section in the Sanko Mine). The black arrow shows the direction of lateral accretion. These beds are composed of gravel, sand and sandy silt showing heterogeneous grain size variation. (C) Normal size-grading in Facies 2 (taken at the 12.5 m up-section in the Sanko Mine).

堆積相 3; チャネル状斜交層理礫質砂層相： 150～200 cm の深さで下部の堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相), 堆積相 8 (膨縮状砂泥互層相), 堆積相 10 (シルト～粘土層相) を削り込む。また, 片側が急斜面の逆三角形状の断面を示し (Fig. 3-36-C), その幅は約 15 m に及ぶ。堆積構造は, 上方に向かって変化する。下位から, 平板型斜交層理を示す細礫～極粗粒砂層, セット幅 15～20 cm の小規模なトラフ型斜交層理を示す淘汰の良い礫質粗粒～中粒砂層 (礫径; max 0.5 cm; Figs. 3-36-D), セット幅約 150 cm の大規模なトラフ型斜交層理を示す礫質極粗粒砂層 (礫径; max 3 cm; Fig. A3-3-A), 中規模のトラフ型斜交層理を示す粗粒～中粒砂層, カレントリップル葉理ないし平行葉理を示すシルト質砂層となる。また, 内部にシルト～粘土からなる数 mm の薄層 (マッド・ドレイプ) を挟む。礫は円～亜円礫からなり, 礫径が大きい層ほど淘汰が悪い。また, フォアセット層理がみられる (Fig. A3-3-C)。基底部にはラグ堆積物, 偽礫が濃集する (Fig. A3-3-B)。本堆積相は, 逆三角形の緩斜面側に

むかって細粒化し、堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相)、堆積相 8(膨縮状砂層－炭質粘土層互層相)、堆積相 10(シルト～粘土層相)と侵食境界をもって接する。また、上方に向かって細粒化し、堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相)へ漸移するか、堆積相 12(粘土基質亜炭層相)と明瞭な境界をもって接する (Fig. 3-36-C)。

本堆積相を構成する岩層は、下位の礫質粗粒～中粒砂層において Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 Sp ないし岩相 St に、その上位の礫質極粗粒砂層において岩相 Gp に類似し、掃流による堆積物と考えられる。垂直・水平方向の堆積構造・粒度の変化や側方付加する斜交層理は、流路の側方移動に伴う流速・供給量変化を示唆するものといえる。低エネルギー下のチャネルやバーを示す堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相)や、氾濫原を示す堆積相 8(膨縮状砂層－炭質粘土層互層相)、沼沢地を示す堆積相 12(粘土基質亜炭層相)と水平・垂直方向に接し、チャネル状の外形を呈することから、本堆積相はチャネルやバーの堆積物と考えられる。

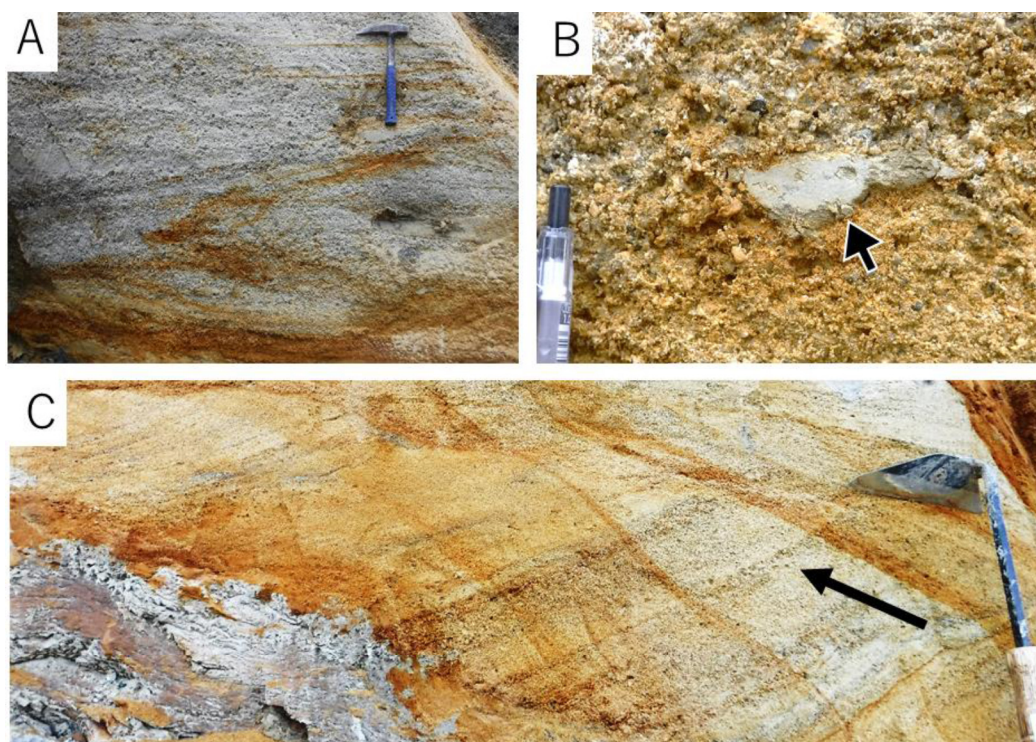


Fig. A3-4; Field photographs showing sedimentary Facies. (A) Cross-bedding pebbly sand of Facies 3 (taken at the 17.5 m up-section in the Hokke Mine). (B) Rip-up clast in the pebbly sand of Facies 3 (black arrow, taken at the 16.5 m up-section in the Hokke Mine). (C) Lateral accretion of Facies 3 (taken at the 17 m up-section in the Hokke Mine). The black arrow shows the direction of lateral accretion.

堆積相 4; 含泥層平板型斜交層理砂層相： 層厚 15～90 cm. 中粒砂卓越の極粗粒～極細粒砂層から構成され、数 cm 厚の級化構造を示す砂質粘土層を挟む。この砂質粘土層には、数 cm スケールの炭質物や植物片を含んでいる。また、しばしば炭質葉理を挟むシルト～粘土

からなる薄層 (マッド・ドレイプ)やレンズ状の中礫層もみられる。本堆積相は、上下ともに凸状の断面を呈する (Figs. A3-5-A, A3-5-B)。舌状体の幅は、2.5～3 m のものが多い。また、侵食構造 (Fig. 3-36-F)、平板型斜交層理、高角度 (20°～25°)でセット高 10 cm のフォアセット葉理、まれに級化構造を示す。本堆積相は、堆積相 1 (碎屑支持礫層相)の上位に明瞭な境界をもって接するか (Fig. 3-36-E)、堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相)や堆積相 7 (砂層優勢砂層－炭質泥層互層相)、堆積相 8 (膨縮状砂層－炭質粘土層互層相)、堆積相 9 (砂層－良淘汰粘土層互層相)、堆積相 10 (シルト～粘土層相)と侵食境界をもって接する (Fig. A3-5-A)。また、上位に向かって堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相)、堆積相 6 (砂層優勢砂層－炭質泥層互層相)、堆積相 7 (砂層優勢砂層－炭質泥層互層相)、堆積相 9 (砂層－良淘汰粘土層互層相)、堆積相 10 (シルト～粘土層相)、堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)と明瞭な境界をもって接する (Figs. 3-36-E, A3-5-B)。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Sp に類似するが、砂質粘土層やマッド・ドレイプを挟む点でそれと異なる。本層で認められる下に凸状の外形は、高流速の水流の侵食能力によるものと考えられる。一方、舌状体は、水流の減速過程で形成される。このことは、本堆積相の堆積前に侵食作用によってできた凹地状の地形に、掃流運搬による碎屑物が堆積し、水流の減速過程で上に凸の舌状体を形成したことを示す。従って本堆積相は、バーないし自然堤防、クレバスチャネルの堆積物と解釈できる。

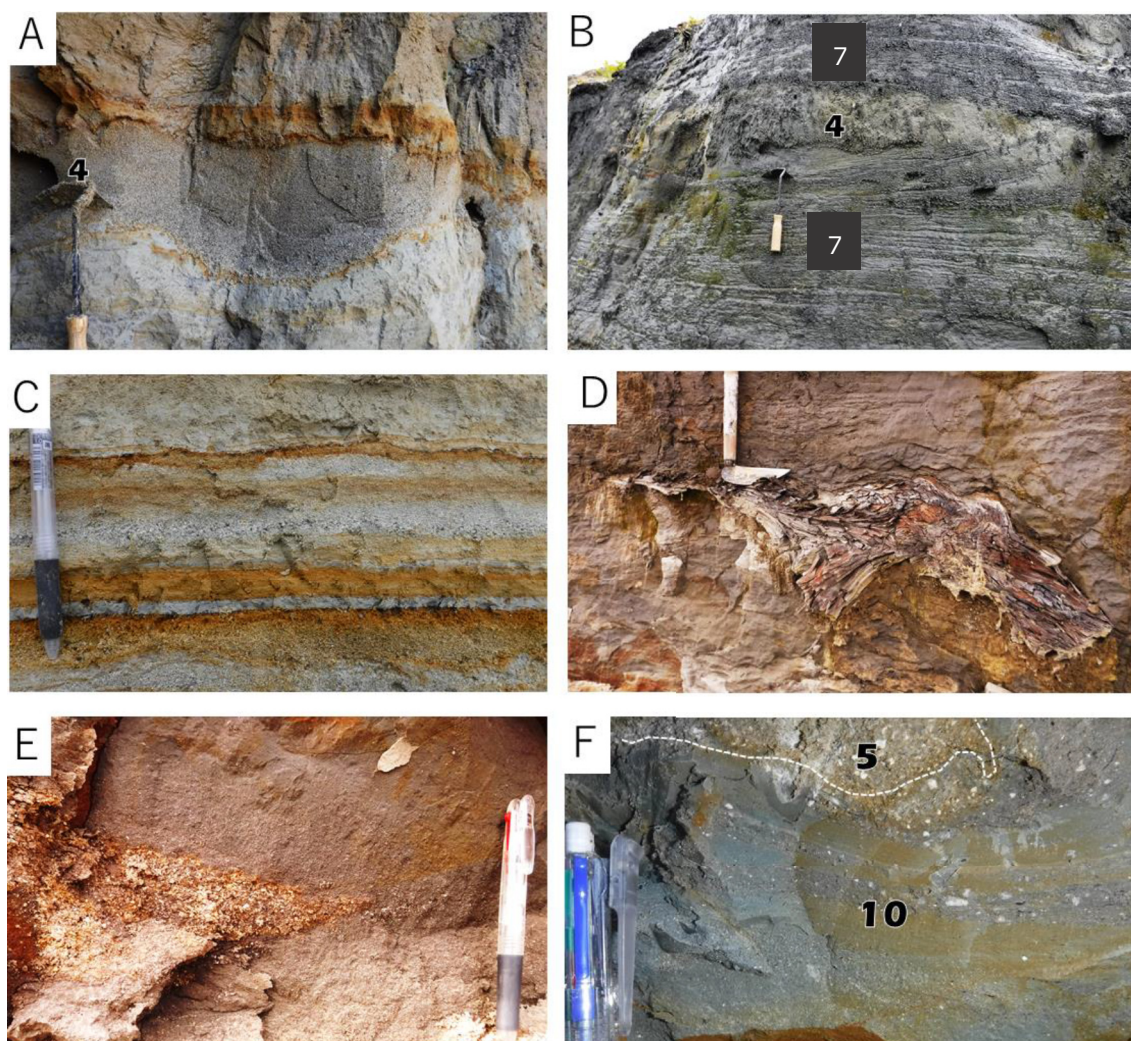


Fig. A3-5; Field photographs showing sedimentary Facies. (A) Facies 4 showing erosional bases (taken at the 4.5 m up-section in the Sanko Mine). (B) Facies 4 and 6 (taken at the 14 m up-section in the Hokke Mine). Facies 4 forms convex upward and down-ward shape. (C) Facies 9. Alternating beds of cs-fs and well-sorted silt-clay with carbonaceous thin layer (taken at the 25.5 m up-section in the Hokke Mine). Note less of flow deformation structure. Sandy layer showing normal size-grading. (D) Allochthonous plant fossil yielding in the Facies 7 (taken in the 13 m in the Hokke Mine). (E) Lenticular shape of Facies 5 (taken at the 5 m up-section in the Hokke Mine). (F) The boundary between Facies 5 and 10 (taken at the 5 m up-section in the Hokke Mine). Facies 10 is composed of alternating beds of well-sorted clay and silt-clay with granule.

堆積相 5; 含角礫塊状シルト層相： 層厚数 cm～55 cm. 細礫が無秩序に散在する不淘汰・塊状の極細粒砂混じりシルト～粘土から構成され (Fig. 3-36-J), レンズ状の外形を呈する (Fig. A3-5-E). 本堆積相はいわゆる蛙目粘土と呼称される窯業原料粘土に相当する. 礫は, 平均礫径約 3 mm で, 角～亜角礫の石英粒ないし長石粒からなる. 主に無構造・無層理であるが, 局所的に含礫率が高く礫径も大きい部分が偏在する. また, 下底面に侵食面を伴わない. 本堆積相は法華鉱山に分布する伊賀粘土部層の最下部層にのみ出現し, 堆積相 10 (シル

ト～粘土層相), 堆積相 11 (含植物片シルト～粘土層相), 堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)と垂直方向に明瞭な境界をもって接する (Fig. A3-5-F).

本堆積相は, シルト～粘土といった粘着粒子から構成され, 礫が不規則に配列する構造を呈することが特徴である. これより, 本堆積相の運搬・堆積プロセスにおいて, 砂や礫を支持する機構は, 粘土粒子による粘着力と浮力であったと考えられる. また, 本堆積相は, 主に塊状・無層理であり, 局所的に含礫率が高くそれらが密集する. これらの特徴は, 粘着粒子の多い堆積物重力流において, 剪断応力と粘着力, 摩擦力がつり合うことで, 流れの内部に等速度領域が生じ, 砕屑物質のなす構造がそのままパックされた状態で運搬されるリジット・プラグを示唆する構造であると考えられる. リジット・プラグは, デブリフロウの特徴である (徐・平, 1989). 以上より, 本堆積相は, 低密度デブリフロウによる堆積物と解釈できる. また, 本堆積相は, Miall (1996)の岩相 Gmm に相当する.

堆積相 6; カレントリップル葉理砂層相: 層厚 20～60 cm. 比較的淘汰のよい極粗粒～細粒砂から構成され, 泥層を挟まない. まれに細礫 (max; 1 cm)を含む. 外形は楔状を呈する. 内部構造として, カレントリップル葉理や小規模な平板型斜交層理, 級化構造を示す. 本堆積相は, 堆積相 3 (チャンネル状斜交層理礫質砂層相)と侵食境界をもって接するか, 堆積相 1 (砕屑支持礫層相), 堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相), 堆積相 3 (チャンネル状斜交層理礫質砂層相), 堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相), 堆積相 8 (膨縮状砂層－炭質粘土層互層相)の上位に明瞭な境界をもって重なる. 堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相), 堆積相 10 (シルト～粘土層相)と指交関係で接することもある. 上位に向かって細粒化し, 堆積相 10 (シルト～粘土層相)へ漸移するか, 堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)へ明瞭な境界をもって接する.

本堆積相は, 細粒な砂粒子から構成され, 内部構造としてカレントリップル葉理や小規模な平板型斜交層理を伴うことから, 低流速の掃流による堆積物であると考えられる. 本堆積相は, 堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相)の上位にある場合, クレバスチャンネルを構成する堆積物であると考えられる. 堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相)と側方に指交関係で接する場合と, 堆積相 3 (チャンネル状斜交層理礫質砂層相)の上位にある場合, チャンネル本流の減衰過程で堆積したバーの堆積物であると考えられる. 堆積相 8 (膨縮状砂層－炭質粘土層互層相), 堆積相 10 (シルト～粘土層相)と接する場合, 河川氾濫時に形成された掃流による堆積物と考えられる. 本堆積相は, Miall (1977, 1978, 1996)の Sr に相当する.

堆積相 7; 砂層優勢砂層－炭質泥層互層相: 層厚 30～200 cm. 膨縮状ないしレンズ状の外形を呈する中粒～細粒砂層と炭質葉理を含む砂質シルト～粘土層の互層から構成される. 本層は, 最大直径 50 cm 以上, 長さの 150 cm 以上の横倒しとなった材化石を挟むこともある (Fig. A3-5-D). 砂層と泥層の境界は明瞭で, 各層ともに層厚数 mm～数 cm である. 砂層は内部構造として, カレントリップル葉理, クライミングリップル葉理 (Fig. 3-36-H), 侵食

構造、逆級化構造を示し、生物擾乱によって無構造である場合もある。砂層は、上方厚層化・粗粒化することもあるが、垂直方向への層厚・粒度変化に関わらず淘汰が良い。また、側方への連続性が比較的よい。本堆積相は、堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相)、堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)、堆積相 13 (降下火山灰層相)と明瞭な境界をもって接する (Figs. 3-36-F, A3-5-B)。もしくは、堆積相 9 (砂層－良淘汰粘土層互層相)、堆積相 10 (シルト～粘土層相)から漸移する。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Fl に類似するが、炭質葉理を挟む点でそれと異なる。この岩相 Fl は、河川の氾濫時、氾濫原で形成される掃流や浮流による堆積物とされている (Miall, 1996)。本堆積相では、砂層において逆級化構造が認められる。一般に、逆級化構造は、氾濫原における洪水堆積物の特徴である (伊勢屋, 1982; 増田・伊勢屋, 1985)。フォアセット葉理を示す砂層とシルト～粘土層の互層は、掃流による砂の運搬・堆積と浮遊泥の沈降が繰り返していたことを示す。さらに、砂層から泥層へ鮮明な境界をもって変化することは、砂が瞬時に運搬・堆積されたことを示す。また、クライミングリップル葉理は、碎屑物供給量が多く急激な堆積によって形成される (Singh, 1972)。これらの特徴より、本層を構成する砂層は、自然堤防ないしディスタルなクレバス・スプレイの堆積物と考えられる。一方、泥層は、氾濫初期のウォッシュ・ロード堆積物ないし、定常時の滞水域での堆積物と考えられる。また、カレントリップル葉理やクライミングリップル葉理がみられることから、洪水流による水流が速くかつ碎屑物の供給量も多い堆積場にあったことが考えられる。砂層優勢であることから、洪水流の挟在が多いことが想定され、よって本堆積相は、チャンネルに近接した氾濫原の堆積物と考えられる。

堆積相 8; 膨縮状砂層－炭質粘土層互層相： 層厚 30～50 cm. 膨縮状ないしレンズ状の外形を呈する中粒～極細粒砂層、炭質葉理を挟む良淘汰シルト～粘土層の互層から構成される。砂層と泥層の占める割合はほぼ同じか、泥層がやや優勢である。砂層と泥層の境界は明瞭である。砂層は内部構造として、カレントリップル葉理、逆級化構造を示すこともある。しばしば火災構造や荷重跡、スランプ様の堆積構造 (Fig. 3-36-G)、コンボルト層理が認められる。砂層は上に凸の外形を呈することもある (Fig. 3-36-I)。シルト～粘土層は、数 mm の炭質葉理を挟むが、堆積相 7 (砂層優勢砂層－炭質泥層互層相)よりも挟まれる頻度や層厚が小さい。また、生物擾乱により堆積構造をほとんど認識できない層準もある。本堆積相は、水平方向に堆積相 3 (チャンネル状斜交層理礫質砂層相)と侵食境界をもって接する。堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相)、堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)と垂直方向に明瞭な境界をもって接する。堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相)、堆積相 9 (砂層－良淘汰粘土層互層相)、堆積相 10 (シルト～粘土層相)とは漸移関係で接する。

本堆積相は、Miall (1977, 1978, 1996)の岩相 Fl に類似するが、炭質葉理を挟む点でそれと異なる。砂層が逆級化構造を示すこと、砂層が泥層へ明瞭な境界をもって変化すること、急激な運搬・堆積に起因するとされる堆積後変形が認められること、チャンネルやバーの堆積物

の上位に位置する、ないし側方関係にあることから、本堆積相は、間欠的に洪水流が流入する氾濫原の堆積物と考えられる。本堆積相は、その特徴が類似する堆積相 7(砂層優勢砂層－炭質泥層互層相)と比較して、泥層優勢でありその淘汰も良いこと、砂層の内部構造としてフォアセット葉理に乏しいことから、洪水流の挟在が少なく、浮遊泥の沈降が卓越する静水環境の卓越するディスタルな氾濫原の堆積物と考えられる。

堆積相 9; 砂層～良淘汰粘土層互層相： 層厚 35～40 cm. 粗粒～細粒砂層、炭質葉理を挟む良淘汰粘土層の互層から構成される。砂層と泥層の境界は明瞭である。砂層は内部構造として、級化構造を示し (Fig. A3-5-C), シート状の外形を呈する。まれに堆積後変形を示すコンボルト層理がみられる。しばしば生物擾乱によって堆積構造が乱されている。堆積相 8(膨縮状砂層～炭質泥層互層相)と岩相が類似するが、本堆積相において堆積後の変形構造やフォアセット葉理が少なく、級化構造を示し、砂層と泥層の水平方向への連続性が非常に良いといった堆積構造の違いが認められる。本堆積相は、堆積相 1(砂屑支持礫層相), 堆積相 4(含泥層平板型斜交層理砂層相), 堆積相 12(粘土基質亜炭層相)と垂直方向に明瞭な境界をもって接する。また、堆積相 7(砂層優勢砂層－炭質泥層互層相), 堆積相 8(膨縮状砂層～炭質泥層互層相)とは漸移関係で接する。

本堆積相は、その粒度や堆積構造が堆積相 8(膨縮状砂層－炭質泥層互層相)に類似しており、前述の理由より氾濫原の堆積物と考えられる。堆積後の変形構造が少ないこと、洪水流による砂層が級化構造を示すことから、本堆積相はディスタルな氾濫原の堆積物と考えられる。本堆積相は、Miall (1977 1978, 1996)の岩相 Fl に相当する。

堆積相 10; シルト～粘土層相： 層厚 20～300 cm. 淘汰の良いシルト～粘土、ないし細粒砂～極細粒砂まじりシルトから構成される。無構造であり (Fig. A3-6-A), 一部に不明瞭な平行葉理がみられる (Fig. A3-6-B). まれに、淘汰の良い粘土層と含礫シルト～粘土層が数 cm オーダーで互層をなす場合もある (Fig. A3-6-B). 本堆積相の側方連続性は比較的良く、水平方向に最大で 50 m 以上追跡することができる。まれに、径数 cm～10 cm の植物片を含む (Figs. A3-6-A, A3-6-B, A3-6-C). 植物片は、層理に沿って水平に産することがほとんどであるが (Fig. A3-6-C, green arrow), 砂質シルト層中に、層理に対して斜めに入り込んでいることもある (Fig. A3-6-C, red arrow). 本堆積相と上位層の境界では、細粒～極細粒砂によって埋められた直径数 mm, 長さ数 cm の生痕化石がしばしば産する (Fig. A3-6-D). 本堆積相は、法華鉾山に露出する伊賀粘土部層の下部層に卓越し、堆積相 2(イプシロン型斜交層理礫質砂層相), 堆積相 4(含泥層平板型斜交層理砂層相), 堆積相 5(含角礫塊状シルト層相), 堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相), 堆積相 11(含植物片シルト～粘土層相), 堆積相 12(粘土基質亜炭層相), 堆積相 13(降下火山灰層相)と垂直方向に明瞭な境界をもって接する (Figs. A3-5-E, A3-5-F). 堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相), 堆積相 7(砂層優勢砂層－炭質泥層互層相), 堆積相 8(膨縮状砂層～炭質泥層互層相), 堆積相 11(含植物片シルト～粘土層相)とは漸移関係で接することもある。また、三光鉾山の北又礫相において、本堆積

相は、堆積相 1(碎屑支持礫層相)、堆積相 2(イプシロン型斜交層理礫質砂層相)、堆積相 6(カレントリップル葉理砂層相)と指交関係で接する。

本堆積相は、Miall (1996)の岩相 Fsm や Miall (1978)の岩相 Fsc に相当する。淘汰のよいシルト～粘土から構成され、部分的に平行葉理を示すことから、浮遊泥の沈降による堆積場と考えられる。従って本堆積相は、湖ないし池の堆積物と考えられる。

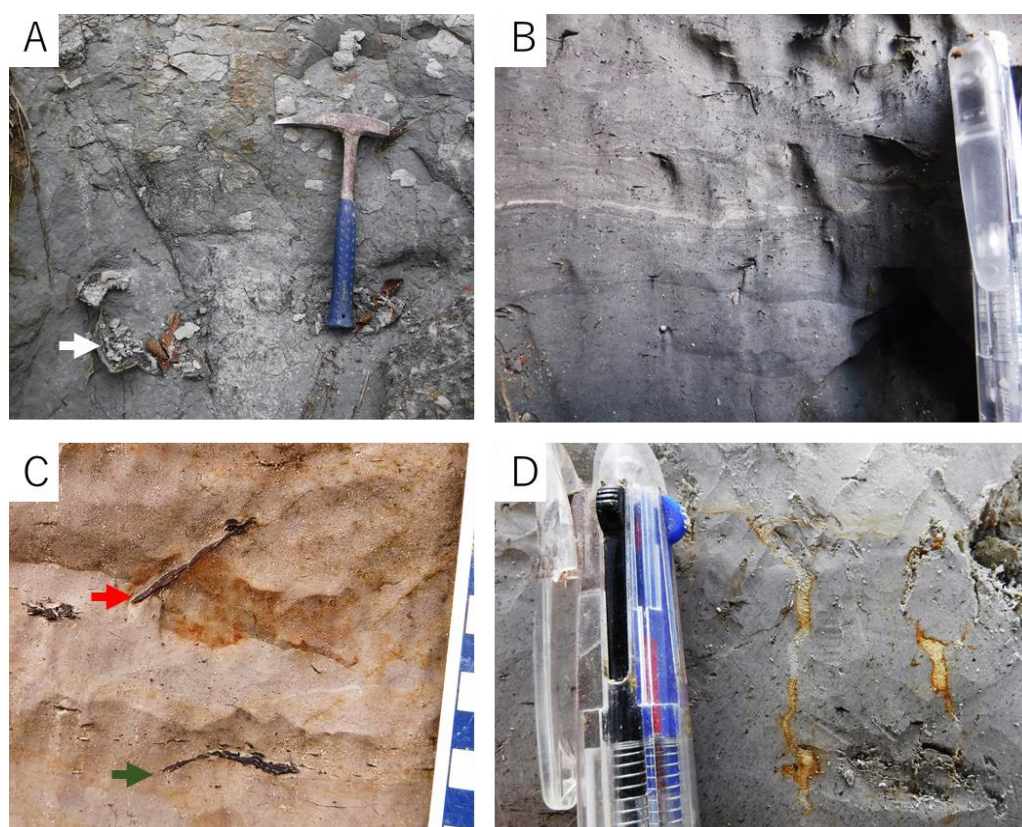


Fig. A3-6; Field photographs showing sedimentary Facies. (A) Facies 10. Grayish colored silt-clay with allochthonous plant fossils (white arrow. taken at the 17.5 m up-section in the Sanko Mine). (B) Parallel laminated silt-clay of Facies 10 (taken at the 8 m up-section in the Sanko Mine). (C) Allochthonous plant fossils in the sandy silt-clay layer with parallel laminae (taken at the 12.5 m up-section in the Hokke Mine). The plant fossil pointed by the green arrow is arranged on bedding plane. Other one pointed by the red is arranged across the laminae. (D) Burrows grew down from the surface of Facies 10 (taken at the 10 m up-section in the Hokke Mine).

堆積相 11; 含植物片シルト～粘土層相： 層厚 20～130 cm. 異地性の植物化石 (葉, 球果, 枝, 樹幹など)を豊富に挟むシルト～粘土から構成され (Fig. 3-36-L), 泥炭として産する場合もある。本堆積相は、いわゆる木節粘土と呼称される窯業原料粘土に相当する。本堆積相は、伊賀粘土部層の下部にのみ出現し、堆積相 1(碎屑支持礫層相)とは侵食境界で、堆積相 5(含角礫塊状シルト層相)とは垂直方向に明瞭な境界をもって接する。また、

堆積相 10 (シルト～粘土層相)や堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)へ垂直方向に漸移することもある，また，堆積相 12 (粘土基質亜炭層相)とは指交関係で接する．三光鉱山では，本堆積相と基盤岩である花崗岩が直接接している (Fig. A3-7-B)．

本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 C に相当する．材化石や泥炭を産する泥層は，植物片が集まりやすくかつ浮遊泥の沈降によって形成される．よって本堆積相は，後背湿地の沼沢地の堆積物と考えられる．

堆積相 12; 粘土基質亜炭層相： 層厚 30～110 cm. シルト～粘土基質の亜炭から構成される (Fig. 3-36-L)．これと類似する堆積相 11 (含植物片シルト～粘土層相)と比べて粘土基質部に乏しい．水平方向への連続性が良く，堆積相 3 (チャネル状斜交層理礫質砂層相)，堆積相 4 (含泥層平板型斜交層理砂層相)，堆積相 5 (含角礫塊状シルト層相)，堆積相 6 (カレントリップル葉理砂層相)，堆積相 7 (砂層優勢砂層～炭質泥層互層相)，堆積相 8 (膨縮状砂層～炭質泥層互層相)，堆積相 9 (砂層～良淘汰粘土層互層相)，堆積相 10 (シルト～粘土層相)と垂直方向に明瞭な境界をもって接する場合が多い．また，堆積相 1 (碎屑支持礫層相)，堆積相 2 (イプシロン型斜交層理礫質砂層相)，堆積相 10 (シルト～粘土層相)，堆積相 11 (含植物片シルト～粘土層相)とは，漸移関係，ないし指交関係で接することもある．三光鉱山に分布する本堆積相は，基盤の花崗岩の上に重なる (Fig. A3-7-B)．

本堆積相は Miall (1977, 1978, 1996) の岩相 C に相当する．粘土基質亜炭層からなるが，基質部に乏しいことから水流の少ない沼沢地の堆積物と考えられる．

堆積相 13; 降下火山灰層相： 層厚 45～70 cm. 細粒砂～極細粒砂サイズの火山灰から構成される．本堆積相は，級化構造を示し，堆積構造をほとんど示さない．ただし，部分的に平行葉理，板状の層理を示す．また，本堆積相は，立ち木化石を埋積する．立ち木化石の周囲の火山灰は，立ち木化石を中心としたコーン状の形態で層理をなす (Fig. 3-35)．鏡下において，この火山灰層はバブルウォール型のガラスを多く含む (Figs. A4-4-A, A4-4-B)．本堆積相の下位の堆積相 12 (シルト～粘土層相)とは明瞭な境界をもって接する．本堆積相は，降下火山灰であると考えられる．



Fig. A3-7; Field photographs of the granite in the Shimagahara area. **(A)** Weathered granite (taken in the Sanko Mine). **(B)** Unconformity between granite and the Iga Clay Member. The darkish layer of the upper part of this picture shows carbonaceous mud layer (Facies 11) of the Iga Clay Member (taken in the Sanko Mine).

Appendix 4

伊賀粘土部層の古土壌記載

Appendix 4 目次

A4-1 法華鉾山の古土壌記載 299

A4-2 三光鉾山の古土壌記載 317

A4-1 法華鉱山の古土壌記載

古土壌層 A

本古土壌層は、堆積相 5 の含角礫塊状シルト層を母材として発達する。また、本古土壌層上位には、堆積相 5 の含角礫塊状シルト層、堆積相 10 のシルト～粘土層、堆積相 11 の含植物片シルト～粘土層が重なる。

本古土壌層は、直径平均 5 mm、最長 30 cm の根化石を産するが、その分布密度は低い。また、古地表面から上位に向かって伸びる直径 4 cm の立ち木化石が少量産出する (Fig. A4-1-A)。古地表面から下位に深度約 15 cm に初生的堆積構造である平行葉理が残存する。層厚数 cm～5 cm の A 層 (2.5Y3/2; 黒褐色)、層厚約 27 cm の Bw 層 (2.5Y4/2; 暗灰黄色)、青灰色系の C 層 (2.5GY 5/1～6/1; オリーブ灰色)が認められる。土層内部での粒径の垂直変動は認められない。

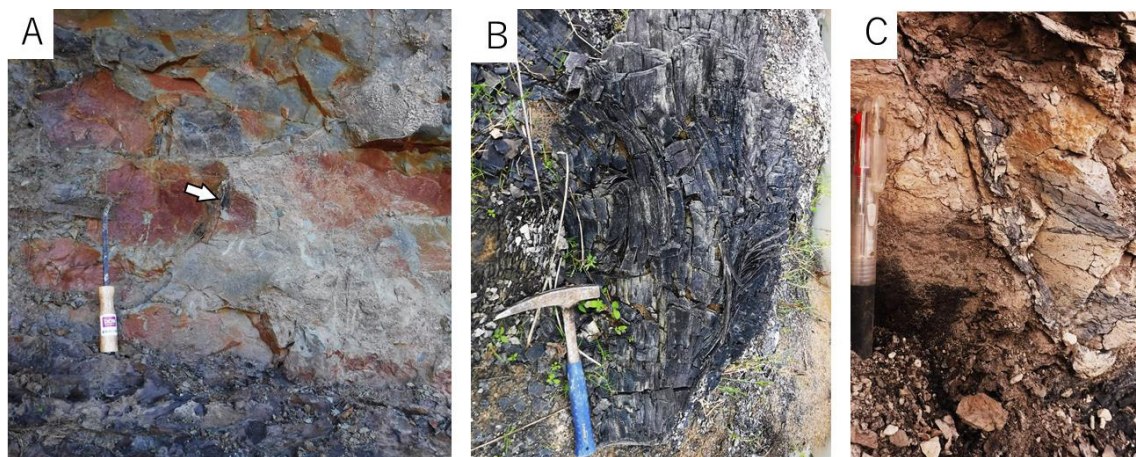


Fig. A4-1; Field photographs showing pedogenic features. (A) Standing tree fossil buried in lake or pond deposits (facies j) and low-density debris-flow deposits (facies e: taken at paleosol A). (B) Trunk fossil (taken at paleosol M). (C) Root fossils (taken at paleosol F).

古土壌層 B

本古土壌層は、堆積相 5 の含角礫塊状シルト層を母材として発達する。また、本古土壌層上位には、堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壌層は、直径平均 1 cm、長さ平均 30 cm の根化石、細根化石を産するが、その分布密度は低い。古地表面から深度約 20 cm に初生的堆積構造である逆級化構造が残存する。層厚数 cm の A 層、層厚約 25 cm の Bt 層 (5Y3/1; オリーブ灰色)、灰色系の土色を呈する C 層 (5Y5/1; 灰色)が認められる。Bt 層では、cutan (argillan)が発達しており (Fig. 3-41-A), mosaic plasmic 組織ないし clinobimasepic plasmic 組織に相当する。このことから、土壌粘土

の著しい乾湿変動が示唆されるものの、空隙への粘土集積 (illuviated clay)は認められない。粘土質なC層では、土壤団粒構造の断片である papule (直径約 1 mm)が僅かにみられる (Figs. A4-2-D, A4-2-E)。

古土壤層 C

本古土壤層は、堆積相 12 の含植物片シルト～粘土層と堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壤層上位には、堆積相 10 のシルト～粘土層が重なる。

本古土壤層は、根化石を産しないが、細根化石を豊富に産する。これらの出現する深度は、約 150 cm にまで及ぶ。層厚約 8 cm の A 層 (2.5Y4/2; 暗灰黄色)、層厚約 30 cm の Bw 層 (2.5Y3/1; 黒褐色, 2.5Y4/2; 暗灰黄)、灰色系の土色を呈する C 層 (2.5Y5/2; 暗灰黄色)が認められる。C 層の上部では、鏡下において cutan (argillan)が発達しており、Cw 層と判断できる。Bw 層では、cutan や少量のペレット、僅かに土壤団粒構造が認められる。しかし、cutan の発達度は低く、insepic plasmic 組織に相当する。また、空隙への粘土集積構造は、ほとんど認められない。Cw 層での cutan はより未発達となるが、根の周囲のみ発達度は高く同時消光し、omnisepic plasmic 組織に相当する (Fig. 3-41-B)。

古土壤層 D

本古土壤層は、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壤層上位には、堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壤層は、深度約 50 cm まで、直径数 mm、長さ数 10 cm の根化石を産する。細根化石はそれよりも深く 65 cm 以深にまで産する。層厚約 15 cm の A 層 (2.5Y3/2; 黒褐色)、層厚 10 cm 以上の Bw 層 (2.5GY7/1; 明オリーブ灰色)が認められる。A 層から C 層に向かって、粘土～シルトから極細粒砂にまで粗粒化する。A 層では、土壤団粒構造が豊富であり、団粒は直径 2.3 mm に達するものもある (Fig. 3-41-E)。また、粘土によって覆われる土壤団粒構造が明瞭に認識できる (Fig. 3-41-B)。Bw 層では、cutan (argillan)がさらに明瞭に発達しており、mosepic plasmic 組織に相当する (Fig. 3-41-D)。Bw 層下部においても、根による生物擾乱による攪拌は著しく、初生的堆積構造は認められない。

古土壤層 E

本古土壤層は、非結晶質な火山ガラスを豊富に含む堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壤層の上位には、火山灰まじりの堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壤層は、根化石を産出しないが、細根化石をわずかに産する。層厚 2～3 cm の A 層 (10YR3/1; 黒褐色)、層厚 23 cm 以上の Bt 層 (10YR4/2; 灰黄褐色)が認められる。土層内部での粒度の垂直変動は認められない。A 層では、土壤団粒構造、ペレットが認められる。cutan の発達も著しく、omnisepic plasmic 組織に相当する。さらに A 層では、根によって堆

積構造が著しく乱されている (Fig. A4-2-A). Bt 層における cutan の発達程度は, clinobimasepic plasmic 組織に相当し (Fig. 3-41-C), 土壌粘土の著しい乾湿変動が示唆されるものの, 空隙への粘土集積構造は僅かにしか発達しない. ただし, 空隙は, ガラス質なセメントによって埋められていることもある (Fig. A4-3-B).

古土壌層 F

本古土壌層は, 細粒砂〜シルトサイズの火山灰層と堆積相 12 の粘土基質亜炭層を母材として発達する. 火山灰層は火山ガラスに富み, 泥岩片といった異質岩片も僅かに含む.

本古土壌層は, 根化石や細根化石を産するものの (Fig. A4-1-C), それらの産出密度は低い. 古地表面から下位約 15 cm の層準には, 初生的堆積構造である平行葉理が残存しており, この層準を C 層として認識できる. 土層内部の土色の変化は認められず, 一様に 5Y8/3 (淡黄色) を呈する. C 層では, 粘土集積構造や cutan がまれに発達する. しかし, それらは互いに連結しておらず, sepicplasmic plasmic 組織を認識することはできない.

古土壌層 G

本古土壌層は, 粘土〜粗粒砂サイズの火山灰層と, 堆積相 10 のシルト〜粘土層を母材として発達する. また, 本古土壌層上位には, シルト〜中粒砂サイズの火山灰層が重なる. 母材物質である火山灰は, 主にバブルウォール型の火山ガラスから構成され (Figs. A4-4-A, A4-4-B, A4-4-C), 僅かに黒雲母 (Fig. A4-4-D), 斜長石, 白雲母, 石英を含む.

本古土壌層は, 根化石を産しない. しかし, 細根化石が密集しており, 古地表面を認識できる. また, 古地表面から下位に向かって直径数 mm の生痕化石が伸びる. 古地表面から上位に向かって枝分かれする立ち木が火山灰によって埋められた状態で産出する. この立ち木から周囲に向かってコーン状に傾斜した火山灰層のなす葉理が認識できる (Fig. 3-35). 古地表面より下位約 15 cm において, 初生的堆積構造であるカレントリップル葉理, 平行葉理が残存する. また, 鏡下において, 古地表面から深度約 5 cm においても, 初生的堆積構造である葉理が乱されことなく残存していることが認められる (Fig. A4-5-D). 層厚数 cm の A 層, 層厚約 15 cm の Bw 層 (10Y5/1; 灰色) を認識できる. Bw 層では, 粘土集積構造や cutan がまれに発達する. しかし, それらは互いに連結しておらず, sepicplasmic plasmic 組織を認識することはできない.

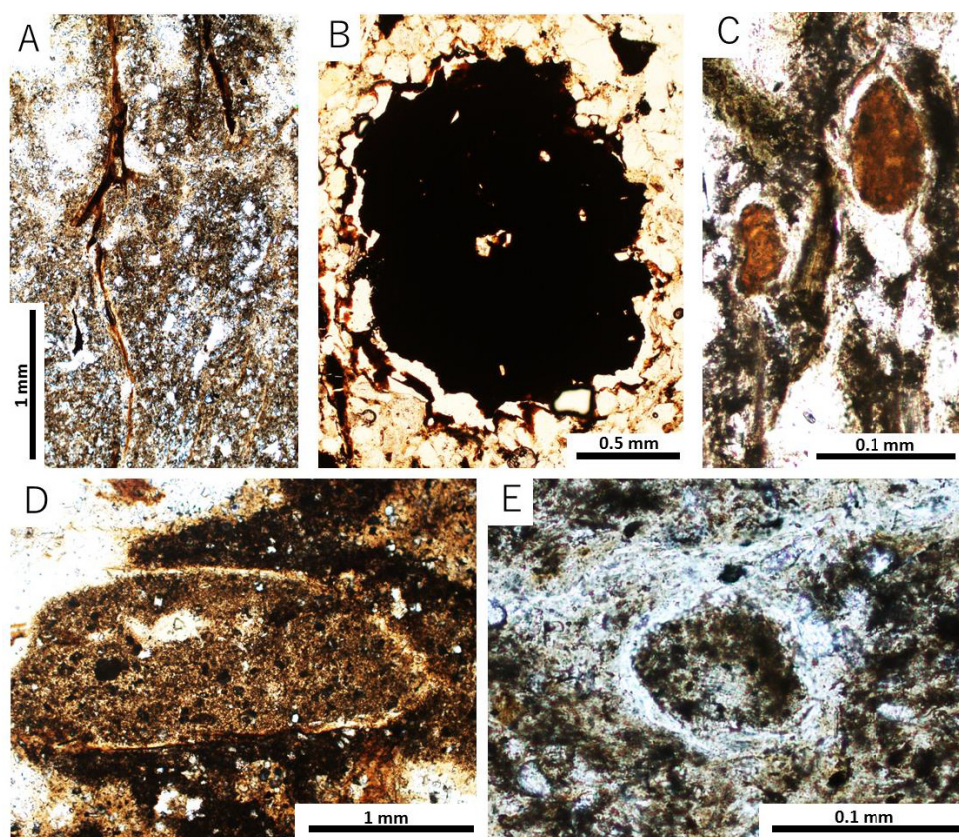


Fig. A4-2; Thin-section photomicrographs of pedostructures. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. Fine rootlet fossils with orange colored cutan (A horizon of paleosol E; 150622-1). (B) PPL. Cross-section of a burrow which are filled by sesquioxides (Bg horizon of paleosol L; 150622-11). (C) PPL. Pellets (A horizon of paleosol O; 150622-19). (D) PPL. Pedostructure covered by clay mineral (=cutan: Cw horizon of paleosol B; Ho6). (E) PPL. Papule (Cw horizon of paleosol B; Ho6).

古土壤層 H

本古土壤層は、シルト～極細粒砂サイズの降下火山灰層 (堆積相 13)を母材として発達する。また、本古土壤層の上位には、堆積相 10 のシルト～粘土層が重なる。

本古土壤層は、根化石を産しないが、根痕が密に産する。A 層から C 層に向かって、細粒砂～シルトから細粒砂～極細粒砂にまで粗粒化するが、これは初生的堆積構造によるものと思われる。また、深度約 40 cm において、初生的堆積構造であるコンボルト層理が残存する。層厚数 cm の A 層が認められるが、B 層を認識することはできない。土層内部の土色の変化は認められず、一様に淡い白色がかった土色 (5GY6/1; オリーブ灰色)を呈する。

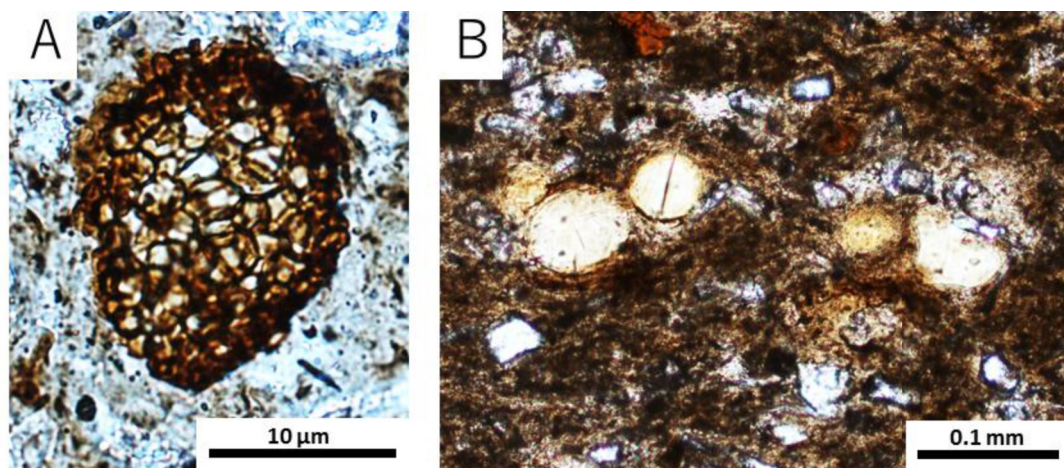


Fig. A4-3; Thin-section photomicrographs. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. A spore fossil. (B) PPL. Spherical pores illuviated by clay mineral.

古土壤層 I

本古土壤層は、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。本古土壤層の上位には、堆積相 10 のシルト～粘土層が重なる。また、古地表面から下位方向へ数 cm の層準では、白色の火山灰層をレンズ状に挟む。

本古土壤層は、根化石を産しないが、細根化石を密に産する。細根化石はしばしば根痕として残存している。土層内部での粒度、土色の垂直変化はなく、一様に 2.5GY5/1 (暗オリーブ灰色)を呈する。深度約 5 cm の層準において、粘土集積構造や cutan がまれにみられる。

古土壤層 J

本古土壤層は、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壤層上位には、堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壤層は、直径 3～4 cm、長さ 90～100 cm の根化石を産するが、その分布密度は低く、水平方向 2 m の範囲におよそ 1～2 本産するだけである。また、根痕や鉄酸化物によって覆われた生痕化石が産する。土層内部での粒度、土色の垂直変化はなく、一様に 5GY5/1 (オリーブ灰色)を呈する。A 層は層厚不明であるが、深度約 27 cm の試料では、空隙への粘土集積構造や cutan が僅かに発達しており、B 層に類似した特徴を示す。しかし、この層準における sepic plasmic plasmic 組織は認められない。

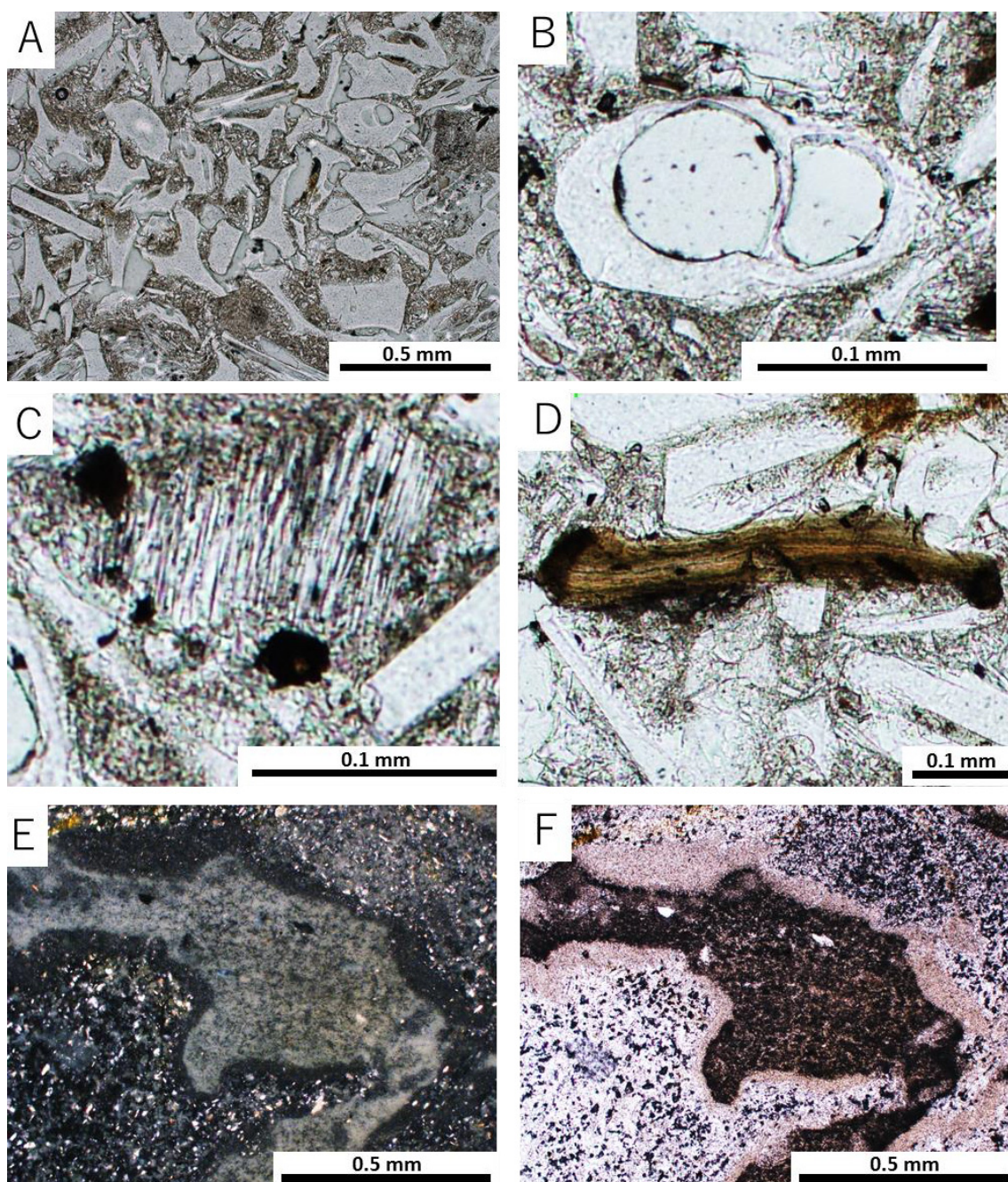


Fig. A4-4; Photomicrographs of volcanic ash layer in the Iga Clay Member. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL. Volcanic glass shards (in the volcanic ash layer, 9-11 m in the Hokke Mine). (B) PPL. Volcanic glass shard showing micropumice type T (Yoshikawa, 1976). In the volcanic ash layer, 9-11 m in the Hokke Mine. (C) PPL. Volcanic glass shard showing type Tb (Yoshikawa, 1976). In the volcanic ash layer, 9-11 m in the Hokke Mine. (D) PPL. Biotite (in the volcanic ash layer, 9-11 m in the Hokke Mine). (E) XPL. Argillized pumice (in the volcanic ash layer, 15.5 m in the Hokke Mine). (F) PPL. Same one of Fig. A4-4-E.

古土壤層 K

本古土壤層は，粘土の薄層を挟む中粒砂～細粒砂サイズの火山灰層と堆積相 12 の粘土基質亜炭層を母材として発達する．また，本古土壤層の上位には，堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる．母材物質である火山灰は，主にバブルウォール型の火山ガラスから構成され，僅かに黒雲母，石英，ジルコンを含む．空隙はガラス質セメントによって埋められている (Figs. A4-4-E, A4-4-F).

本古土壤層は，最大直径 4 cm，長さ平均 30 cm の根化石を豊富に産する．その分布密度は高く，水平方向 2 m の範囲におよそ 8～10 本産する．深度約 15 cm において，初生的堆積構造であるカレントリップル葉理，粘土の薄層が残存する．また，鏡下では，古地表面から下位約 5 cm の層準に，初生的堆積構造が認められる (Fig. A4-5-D)．土層内部での粒度，土色の垂直変化はなく，一様に 7.5Y7/3 (淡黄色) を呈する．土層分化も不明瞭であり，B 層を認識することはできない．古地表面から下位約 5 cm の層準において，火山灰層がなす葉理に沿ってできた空隙内部に，シデライトノジュールが集積する (Figs. A4-5-A, A4-5-B, A4-5-C)．これらシデライトノジュールの直径は，約 10 μm のものが多い．

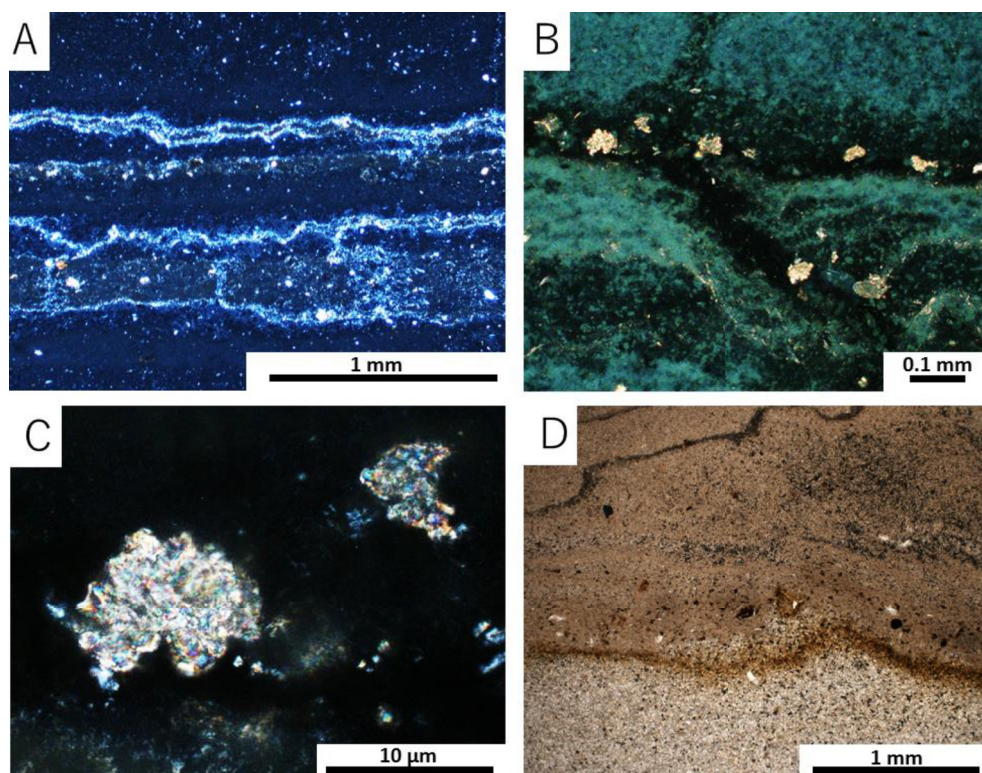


Fig. A4-5; Photomicrographs of volcanic ash layer in the Iga Clay Member. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) Laminated structure in the volcanic ash layer. (taken at paleosol K un the volcanic ash layer, 15.5 m in the Hokke Mine). (B) Siderite nodules are illuviated along these laminae of volcanic ash layer (taken at paleosol K in the volcanic ash layer, 15.5 m in the Hokke Mine). (C) Siderite nodules in the volcanic ash layer (taken at paleosol K un the volcanic ash layer, 15.5 m in the Hokke Mine). (D) Apparent laminated structure consisted of silt-clay sized volcanic ash.

古土壤層 L

本古土壤層は、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。古地表面は、複数層準認められる。本古土壤層の上位には、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層、堆積相 10 のシルト～粘土層が重なる。

本古土壤層は、長さ 10～30 cm の根化石、細根化石、根痕を産する。根化石は、深度 10～20 cm の層準において横方向に伸びるものが多い。また、根痕の内部は微細な粒状をなすシデライトによって埋められていることもある (Fig. A4-6-D)。古地表面から深度 20～35 cm の層準において、初生的堆積構造であるカレントリップル葉理やコンボルト層理、火炎構造、荷重痕が残存する。深度約 10 cm の層準までは青灰色系の土色 (5Y5/2; 灰オリーブ色) を呈し、それより下位の層準では灰色系の土色 (7.5Y5/1; 灰色) を呈する。さらに、古地表面から下位約 10～20 cm の層準には、鉄酸化物によって覆われた、ないし置換された生痕化石が多産する (Fig. A4-2-B)。これら生痕化石は多様な形態をなし、後述する 4 種類に分けられる。古地表面から下位約 10～20 cm の層準では、生痕化石とは関係なく鉄酸化物によって覆われたシデライトノジュールが多産する (Figs. A4-6-A, A4-6-B, A4-6-C)。また、この層準の碎屑物を塩酸につけた際、激しく発砲することから、微細スケールのシデライトノジュールの存在が示唆される。この層準では、鏡下観察においてペレットが多産する。また、鉄酸化物からなる cutan (=sesquan) が認められるものの、粘土からなる cutan (=argillan) は認められない。

伊賀粘土部層中に産出する生痕化石は、多種多様な形状をなす。それらは、以下に示す 4 つに区分できる。

- ① 斑点状生痕；これらは、直径数 mm の球状ないし管状の形態をなす生痕化石である。露頭では、斑点状の模様を成すように産し、5～10 cm 四方の領域に密集するように産出する (Fig. A4-7-A)。
- ② 管状生痕；これらは、直径約 1～2 mm、最長 5～6 cm の管状形態をなす生痕化石である (Fig. A4-7-B)。枝分かれはしない。露頭では点在して分布する。
- ③ 不定形生痕；これらは、不定形の形態をなす。規則的な形態を認識できない (Fig. A4-7-C)。
- ④ コロニー状生痕；これらは、主に直径 0.3～1.0 cm であり、しばしば先端部が膨らんだ形状を呈する。層理面に対して平行に並ぶことが多いが (Figs. A4-8-A, A4-8-B)、垂直方向に管状に伸びることもある (Fig. A4-8-D)。コロニー状の構造や複雑な枝分かれ構造を呈し、内臓のような形状をなす (Figs. A4-8-B, A4-8-C)。直径数 mm の通路状の管が伸びることもある。この生痕化石の内部はシデライトによって置換されている (Fig. A4-8-E)。

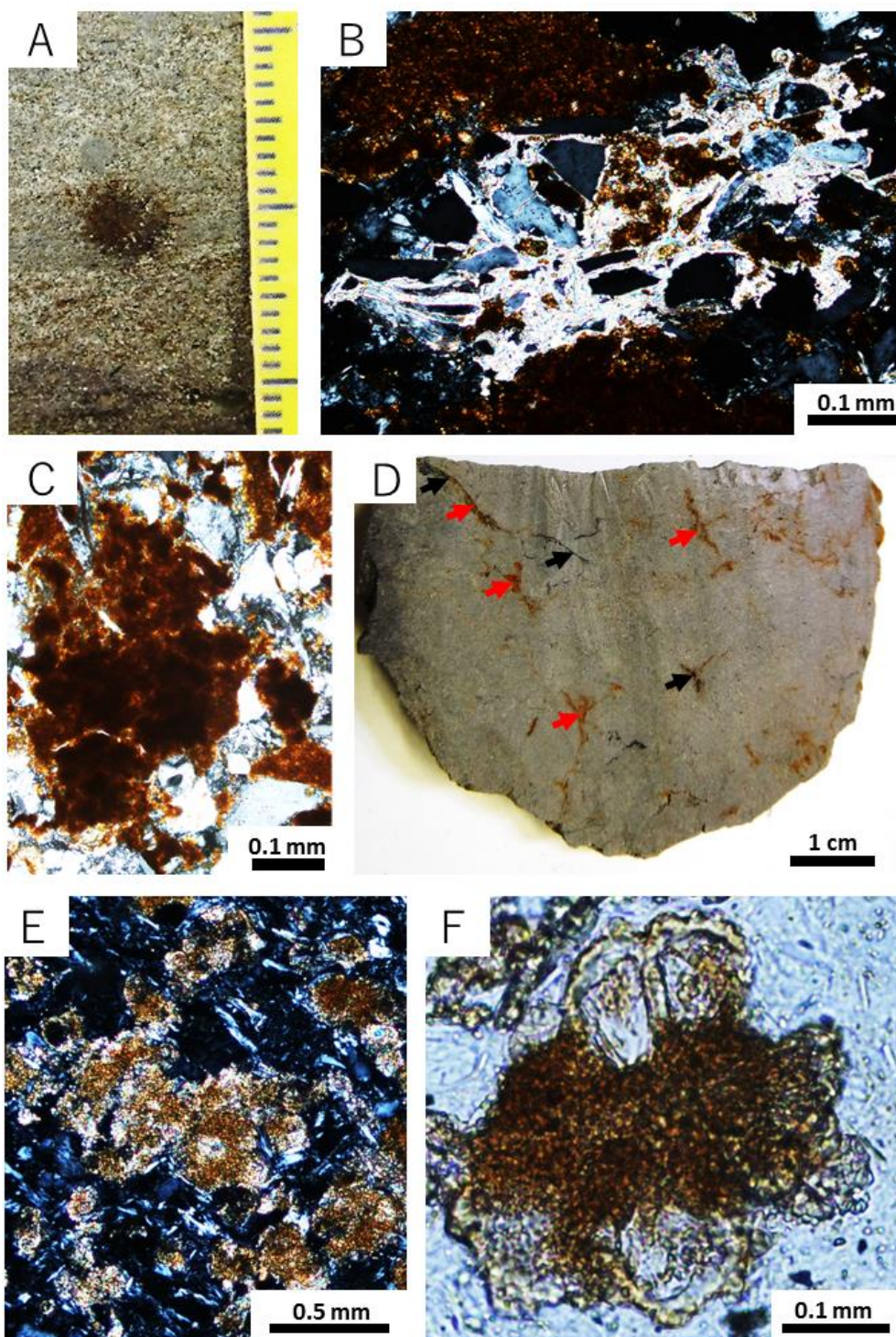


Fig. A4-6; Photographs of hand specimen and thin-section of pedogenic nodules. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) Siderite nodule coated by sesqui oxides (Bg horizon of paleosol L). (B) XPL. Calcite matrix (Bg horizon of paleosol L). (C) XPL. Sesqui oxides matrix which may be originally siderite nodules (Bg horizon of paleosol L). (D) A hand specimen of Bg horizon of paleosol L. These red arrows suggest root traces. These black arrows indicate fine rootlet fossils which are remained carbonaceous parts (Bg horizon of paleosol L). (E) XPL. Diatom fossils replaced by siderite (Cg horizon of paleosol N). (F) PPL. Diatom fossils replaced by siderite (Cg horizon of paleosol N).

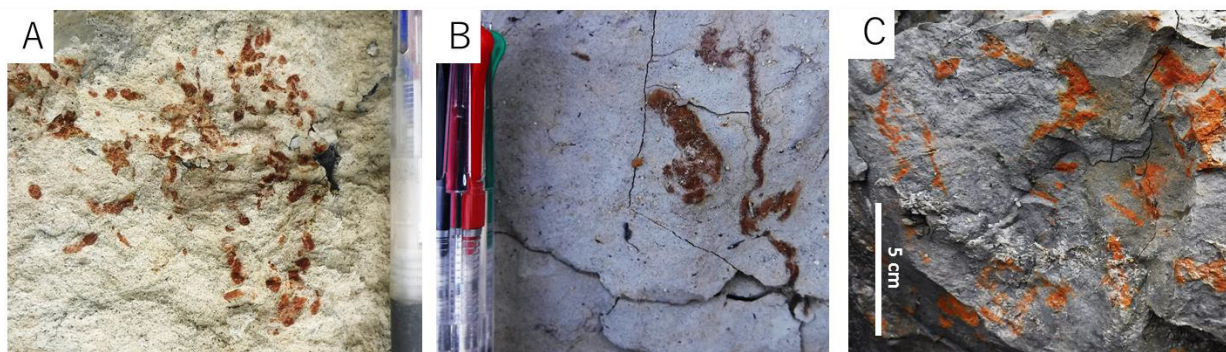


Fig. A4-7; (A) Spot-like burrows (taken at paleosol M). (B) Tubular burrows (taken at paleosol N). (C) Burrows showing indeterminate form (taken at paleosol L).

古土壌層M

本古土壌層は、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。本古土壌層の上位には、堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壌層は、直径 2 cm、最長 150 cm に達する長い根化石、細根化石を産する。この根化石は、古土壌層 L の土壌層を垂直方向に貫く (Fig. A4-9-A)。また、直径 50～60 cm の現地性の幹化石が、水平方向 2 m の範囲に 2～3 本産出する (Fig. A4-1-B)。古地表面より下位約 18 cm の層準に鉄酸化物によって覆われた生痕化石や楕円形のシデライトノジュールが水平方向に密集して産出する。生痕化石の形状は、前述の④コロニー状が多く、しばしば①斑点状や②管状、③不定形をなす。特に、④コロニー状生痕は、土層全体にまばらに産出し、本古土壌層中で最も目立つ。シデライトノジュールは、長径 10 cm、短径 3 cm の楕円形をなし、その周囲が鉄酸化物によって覆われており暗赤褐色 (5YR3/4) を呈する。層厚数 cm の A 層、層厚約 14 cm の Bw 層を認識できる。Bw 層では、赤褐色系の土色 (5Y6/3; オリーブ黄色) を呈する (Fig. A4-9-B)。ただし、本古土壌層の構造は、古土壌 L の土壌構造をオーバープリントしているため、それとの区分が困難である。

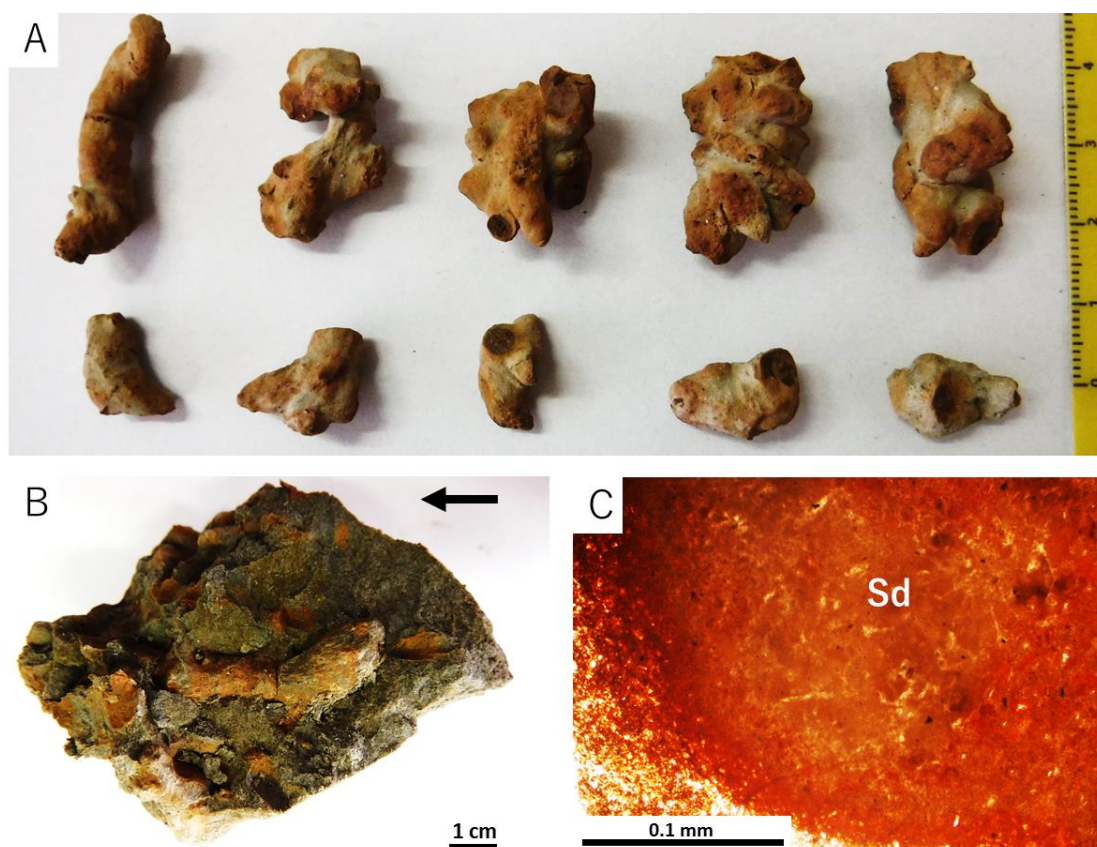


Fig. A4-8; (A) Burrows replaced by siderite and covered with sesquioxides in the paleosol M (pedotype Igg). These burrows show branching structure to various directions. (B) A hand specimen of paleosol M including colony-like burrows which grow to the vertical direction. The black arrow indicates stratigraphical upper level. (C) Thin-section microphotograph (normal-polarized light) of inner structure of a colony-like burrow yielding in paleosol L. Sd; Siderite.

古土壤層 N

本古土壤層は、粘土サイズの火山灰層、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層を母材として発達する。上位には、膨縮状砂層～炭質粘土層互層 (堆積相 8) が重なる。母材物質である火山灰は、主にバブルウォール型の火山ガラスから構成され、僅かに黒雲母、塩基性火山岩片を含む。空隙はガラス質セメントによって埋められている。

本古土壤層は、細根化石やリゾコンクリーションを産する。特に古地表面から下位 5 cm までの層準に細根化石や鉄酸化物によって覆われた生痕化石が密集する。ここでの生痕化石は、前述の② 管状生痕に相当する。深度約 25～30 cm の層準において、初生的堆積構造であるカレントリップル葉理、コンボルト層理、火炎構造、荷重痕が残存する。しかし、土層全体における粒径・土色の変化は認められず、土壤層位が発達しない。深度 57 cm 以深の層準では、珪藻がシデライトによって置換された状態で産出する (Fig. A4-7-F)。シデライトは、微細な粒状をなす (Figs. A4-7-G, A4-7-H)。この層準の碎屑物を塩酸につけた際、激しく発砲するため、微細な炭酸塩鉱物の存在が示唆される。深度約 25 cm までは、青灰色系の

土色 (10GY5/1; greenish gray; 日本語訳なし)を呈し、それより下位では灰色系の土色 (10Y5/2; オリーブ灰色)を呈する。深度約 25 cm までの粘土サイズ火山灰の層準では、平行葉理に沿ってできた空隙にシデライトが沈殿している (Figs. A4-5-B, A4-5-C)。この層準では、空隙への粘土集積構造や cutan が僅かに認められる。

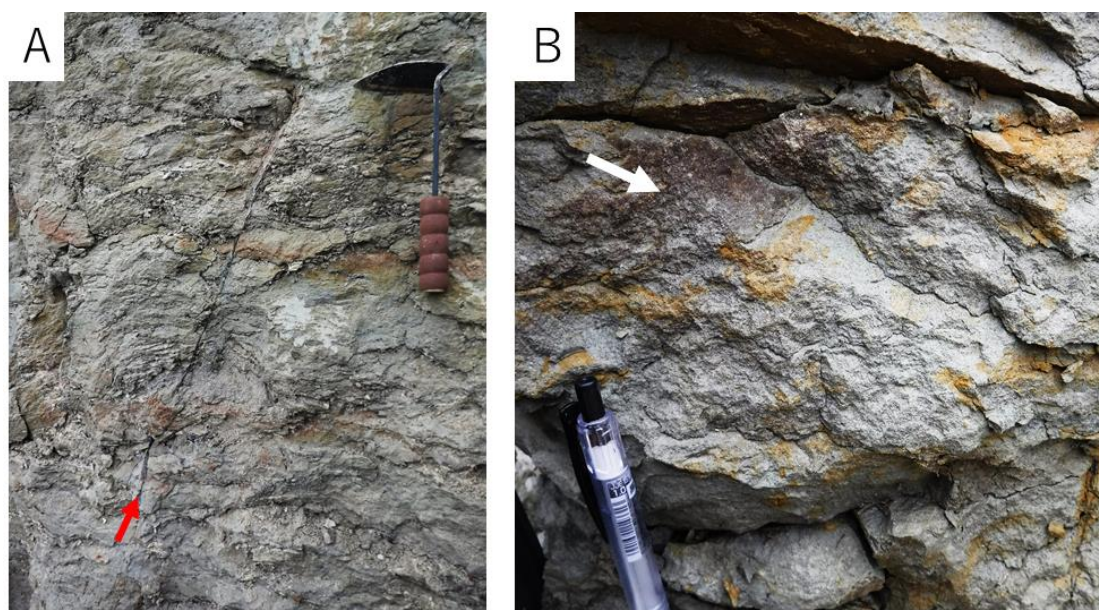


Fig. A4-9; (A) Paleosol horizon of paleosols L and M. The red arrow suggests root fossil growing from the paleo-exposure surface of paleosol M. Note that the root fossil penetrates Ag, Bg and C horizons of paleosol L. (B) Mottling of paleosol M (the white arrow). The light yellowish colored parts show siderite nodules.

古土壤層O

本古土壤層は、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層を母材として発達する。本古土壤層の上位には、堆積相 12 の粘土基質炭層が重なる。

本古土壤層は、直径 5 cm, 最長 120 cm に達する根化石、細根化石を多産する。深度約 105 cm の層準において、初生的堆積構造であるカレントリップル葉理、コンボルト層理、火炎構造、荷重痕が残存する。A 層から C 層に向かって、粘土から細粒砂～極細粒砂にまで粗粒化する。古地表面から下位約 95～100 cm の層準において、鉄酸化物によって覆われた、ないし置換された生痕化石が水平方向に密集して産出する。ここで産出する生痕化石の形状は、前述の④ コロニー状が多くみられ、① 斑点状、② 管状、③ 不定形をなすこともある。④ コロニー状生痕は、深深約 35～95 cm の層準に点在して産する。層厚約 9 cm の A 層 (5YR4/1; 褐灰色)、層厚約 30 cm の Bt 層、層厚約 55 cm の Bw 層 (5Y5/2; 灰オリーブ色)、層厚約 5 cm の Bg 層、青灰色系の土色を呈する Cg 層 (2.5GY5/1; オリーブ灰色)が認識でき

る。A層では、土壤団粒構造、ペレット (Fig. A4-2-C)を豊富に産出する。鏡下では、直径 0.1 ~0.2 mm, 長さ 8 mm 以上の生痕化石の内部に、ペレットが集積する (Figs. 3-41-F, 3-41-G)。また、A層では、粘土集積構造、papule, cutan も認められ、発達した粘土基質構造 (clinobimasepic plasmic 組織)を示す。土壤団粒は、直径 1 mm と大きい。Bt層では、A層よりも土壤団粒構造や cutan が未発達となるが、masepic plasmic 組織に相当する cutan が発達している。

古土壤層 P

本古土壤層は、堆積相 3 のチャネル状斜交層理礫質砂層、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層を母材として発達する。本古土壤層の上位には、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層が重なる。

本古土壤層は、長さ平均 30 cm の根化石を産出する。根化石が伸びる面から深度約 20 cm の層準において、初生的堆積構造であるプラナー型斜交層理、カレントリップル葉理が残存する。土層全体の土色変化は認められず、一様に灰色系の土色 (5Y7/2; 灰白色)を呈する。A層やB層に相当する層準は認識できない。

古土壤層 Q

本古土壤層は、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層を母材として発達する。本古土壤層の上位には、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層が重なる。

堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層の上部から下位に向かって、直径平均 5 mm, 最長 10 cm のリゾコンクリーションや、豊富な細根状のリゾコンクリーションを産出する。土層全体の土色の垂直変化はなく、一様に灰色系の土色 (7.5Y7/2; 灰白色)を呈する。A層やB層に相当する層準を認めることはできない。ただし、古地表面から約 5 cm の層準では、土壤団粒構造が認められる。

古土壤層 R

本古土壤層は、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層を母材として発達する。本古土壤層の上位には、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層が重なる。

堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層中の層厚約 20 cm において、細かいリゾコンクリーションを密に産する (Figs. A4-10-A, A4-10-B, A4-10-C)。これら根痕は、横方向に伸びるものが多い。この層準では、根によって、径数 mm～2 cm の細かい塊状に割れやすい (Fig. A4-10-A)。土層全体の土色の垂直変化はなく、一様に灰色系の土色 (7.5Y7/2; 灰白色)を呈する。A層やB層に相当する層準を認めることはできない。

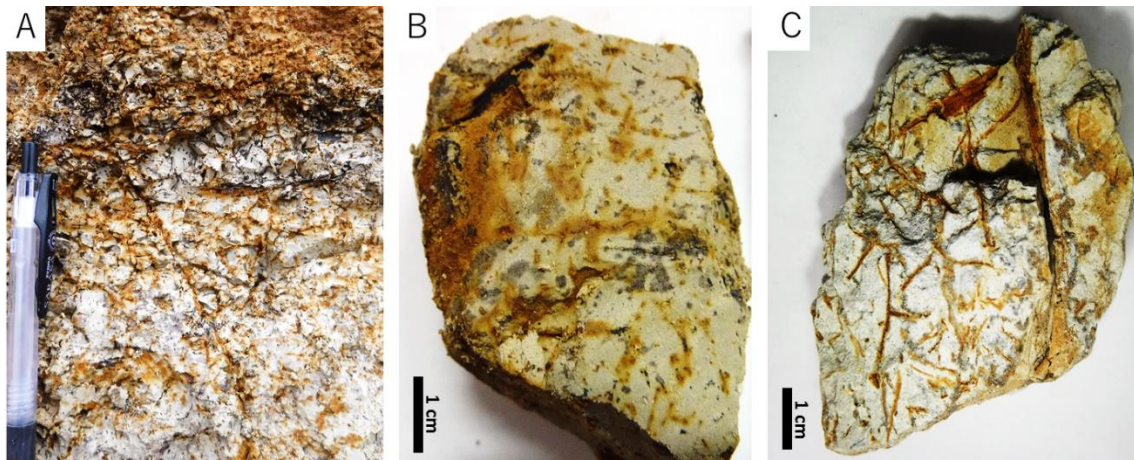


Fig. A4-10; **(A)** Fine rootlet fossils substituted by iron oxides (taken at paleosol Q). Note that the finer blocky cracks. **(B)** A hand specimen of paleosol Q showing some rhizoconcretions of fine rootlet fossils. **(C)** A hand specimen of paleosol c showing some rhizoconcretionf of fine rootlet fossils.

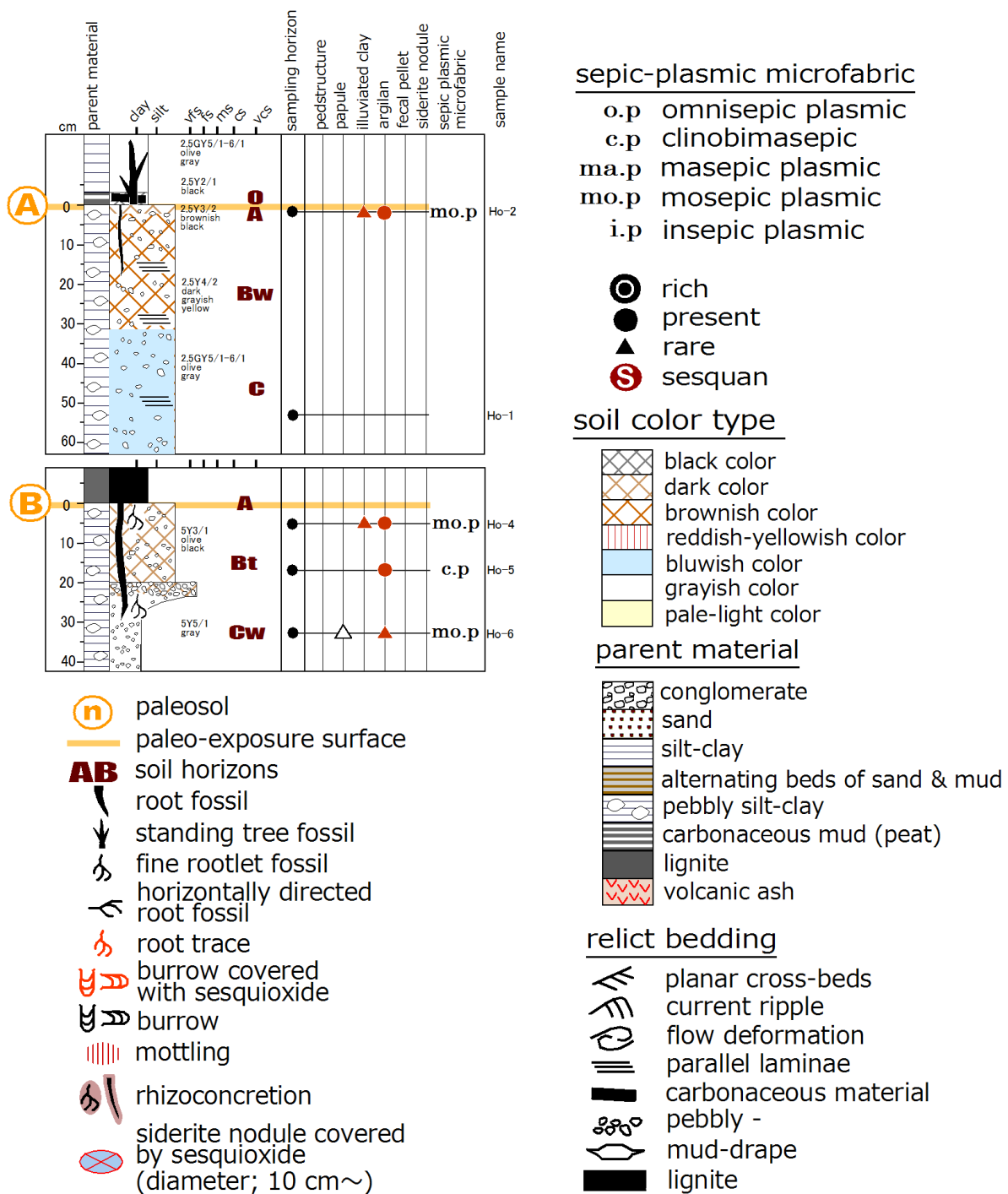


Fig. A4-11; Soil profiles of the paleosols A–B in the Iga Clay Member and legend for Fig. A4-11–A4-14.

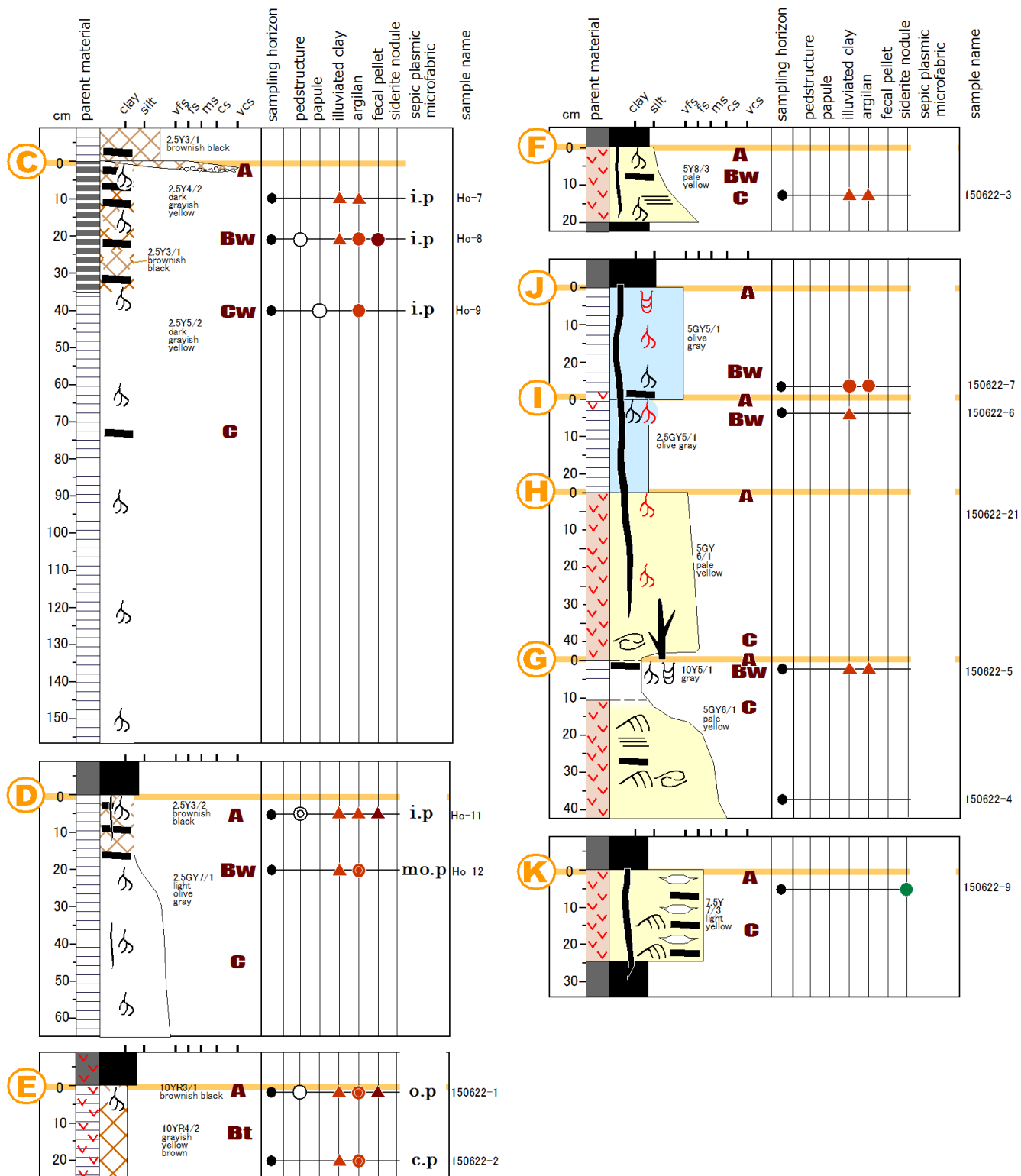


Fig. A4-12; Soil profiles of the paleosols C–K in the Iga Clay Member. For legend see Fig. A4-11.

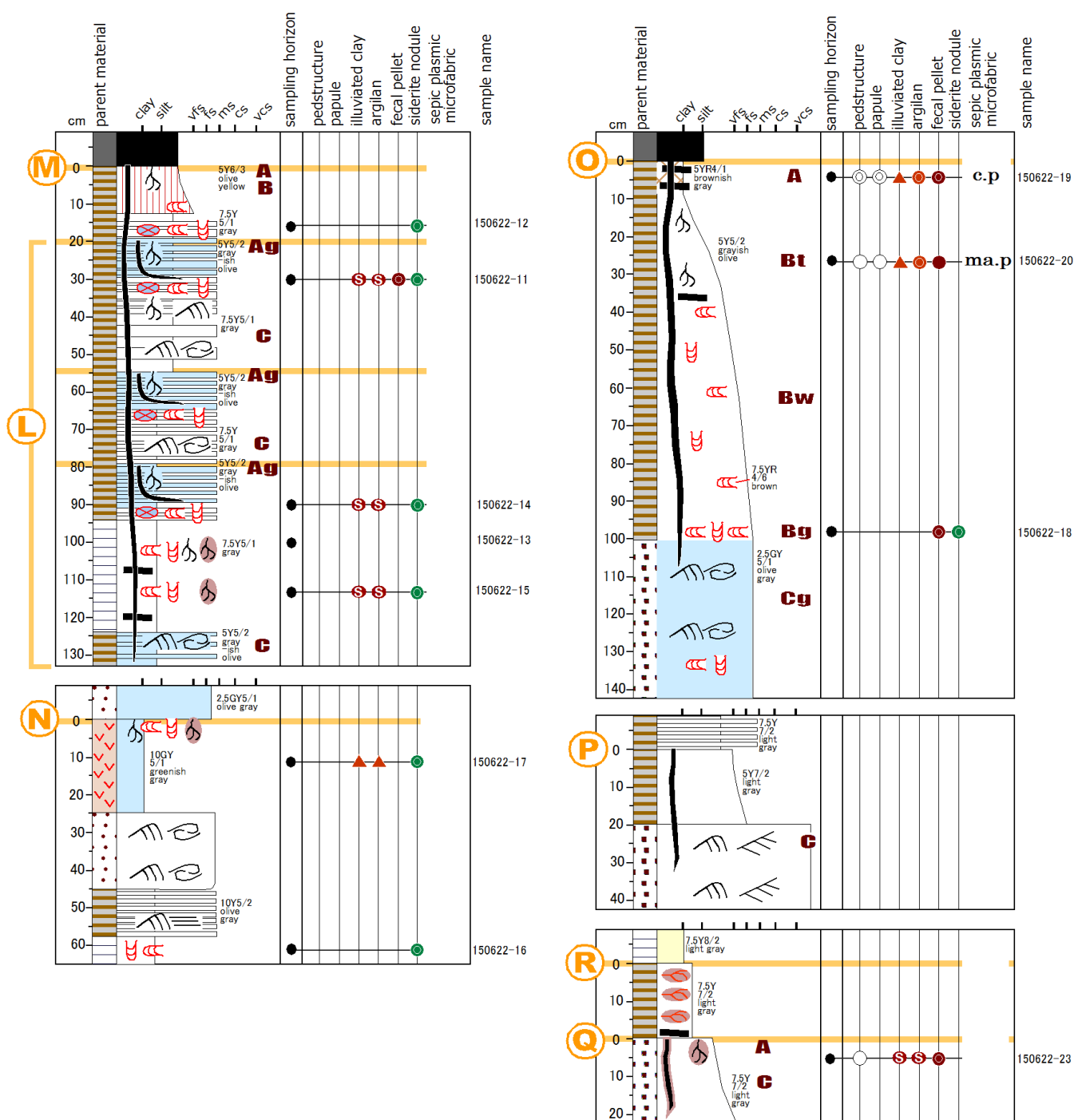


Fig. A4-13; Soil profiles of the paleosols M–R in the Iga Clay Member. For legend see Fig. A4-11.

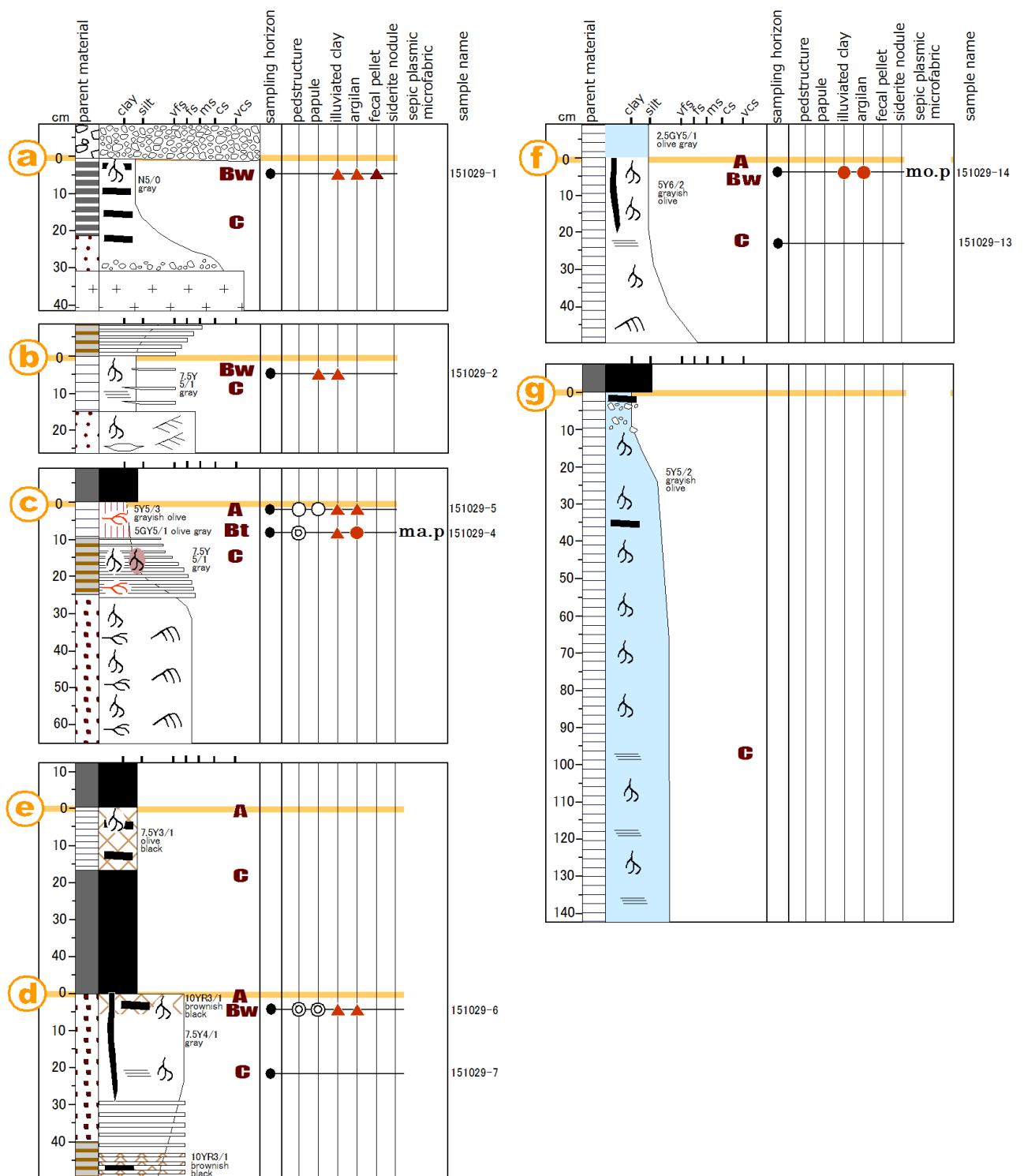


Fig. A4-14; Soil profiles of the paleosols a–g in the Iga Clay Member and the Kitamata Gravel Member. For legend see Fig. A4-11.

A4-2 三光鉱山の古土壌記載

古土壌層 a

本古土壌層は、堆積相 11 の含植物片シルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壌層の上部は、堆積相 1 の碎屑支持礫層によって削剥されている。

本古土壌層は、根化石を産出しないが、細根化石を少量産する。土層内での土色の変化はみられず、一様に灰色系の土色 (N5/0; 灰色)を呈する。本古土壌層の上部は、碎屑支持礫層によって削剥されており、O 層や A 層に相当する表層土壌層準を認識することができない。侵食面から下位約 5 cm の層準において、粘土集積構造, cutan, ペレットが僅かに認められ、この層準を Bw 層として識別できる。

古土壌層 b

本古土壌層は、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層を母材として発達する。また、本古土壌層とその上部層とは、堆積相 8 の膨縮状砂層～炭質粘土層互層による侵食面によって境される。

本古土壌層は、根化石を産出しないが、細根化石を豊富に産する。ただし、根化石による擾乱程度は小さく、侵食面から下位約 10 cm の層準において初生的堆積構造である平行葉理やレンズ状に入り込む砂層が残存する。O 層や A 層に相当する表層土壌層準は認識できず、侵食によって欠如している可能性がある。また、土層内での土色の変化はみられず、一様に灰色系の土色 (7.5Y5/1; 灰色)を呈する。侵食面から下位約 5 cm の層準において、papule, ペレット, 空隙への粘土集積構造や cutan, 直径数 mm の微細な生痕化石が僅かに認められる。そのため、この層準を Bw 層として識別できる。

古土壌層 c

本古土壌層は、堆積相 6 のカレントリップル葉理砂層、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壌層の上位は、堆積相 12 の粘土基質亜炭層によって覆われる。

本古土壌層は、根化石を産出しないが、細根化石、根痕、リゾコンクリーションを豊富に産する (Fig. A4-10-C)。これら細根化石や根痕は、横方向に伸びるものが多い。細根化石の分布密度は、古地表面に向かって大きくなる。古地表面から下位約 10 cm において初生的堆積構造である葉理が残存する。層厚数 cm の A 層、層厚約 10 cm の Bw 層 (5Y5/3; 灰オリーブ色), 灰色系の土色を呈する C 層 (7.5Y5/1; 灰色)が認識できる。A 層および B 層では、土壌団粒構造, papule, 粘土集積構造, cutan が発達する。特に Bw 層では、cutan の発達程度が著しく masepic plasmic 組織に相当し、土壌粘土の著しい乾湿変動が示唆される。

古土壤層 d

本古土壤層は、堆積相 9 の砂層～良淘汰粘土層互層を母材として発達する。また、本古土壤層の上位は、堆積相 12 の粘土基質亜炭層によって覆われる。

本古土壤層は、直径 1 cm, 最長 30 cm の根化石や、細根化石を産する。その分布密度は、水平方向 2 m の範囲におよそ 5 本である。古地表面から下位約 20 cm の層準において、初生的堆積構造である平行葉理が残存する。層厚数 cm の A 層 (10YR3/1; 黒褐色)と層厚 5 cm の Bw 層 (10YR3/1; 黒褐色), 灰色系の土色を呈する C 層 (7.5Y4/1; 灰色)を認識することができる。Bw 層では、土壤団粒構造, papule が豊富に認められるものの, cutan や粘土集積構造の発達度は低く, sepic plasmic 組織を認識することはできない。

古土壤層 e

本古土壤層は、堆積相 12 の粘土基質亜炭層のうち基質が多い層を母材として発達する。また、本古土壤層の上位は、堆積相 12 の粘土基質亜炭層が重なる。

本古土壤層は、根化石を産出せず、細根化石をやや産する。古地表面から下位約 10 cm において初生的堆積構造である葉理が残存する。土層全体の土色, 粒度の垂直変化は認められず、一様に暗色系の土色 (7.5Y3/1; オリーブ黒色)を呈する。数 cm の有機質な A 層が認識できるが、B 層を識別することはできない。

古土壤層 f

本古土壤層は、堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する。また、本古土壤層の上位は、堆積相 10 のシルト～粘土層によって再び覆われる。また、本古土壤層は、母材である堆積相 10 のシルト～粘土層が側方に向かって堆積相 2 のイプシロン型斜交層理礫質砂層, 堆積相 6 カレントリップル葉理砂層に指交関係で接する。

本古土壤層は、直径 5 mm, 最長 20 cm の根化石や、細根化石を産する。古地表面から下位約 20 cm の層準において、初生的堆積構造である平行葉理が残存する。土層内での土色の垂直変化は認められず、一様に灰色系の土色 (5Y6/2; 灰オリーブ色)を呈する。また、古地表面から深度約 50 cm から上位に向かって、細粒～極細粒砂サイズからシルトサイズにまで細粒化する。深度約 5 cm の層準において、粘土集積構造や cutan が発達しており、その発達程度は mosaic plasmic 組織に相当する。深度約 23 cm の層準では、これらの構造は認められない。これより、Bw 層と C 層を区別することができ、Bw 層は少なくとも深度数 cm ～5 cm までの層準に相当すると解釈できる。

古土壤層 g

本古土壤層は，堆積相 10 のシルト～粘土層を母材として発達する．また，本古土壤層の上位は，堆積相 12 の粘土基質亜炭層によって再び覆われる．

本古土壤層は，根化石を産出せず，細根化石を少量産する．これら細根化石は，少なくとも古地表面から下位 130 cm にまでのびる．古地表面から下位約 100 cm の層準において，初生的堆積構造である平行葉理が残存する．土層内での土色の垂直変化は認められず，一様に灰色系の土色 (5Y5/2; 灰オリーブ色)を呈する．また，土層内での粒度は，上部に向かって砂質シルトから粘土サイズにまで細粒化する傾向にあり，古地表面から深度約 10 cm までの層準では，不淘汰な細礫まじり粘土となる．本古土壤層では，A 層や B 層に相当する土壤層位を識別することはできない．

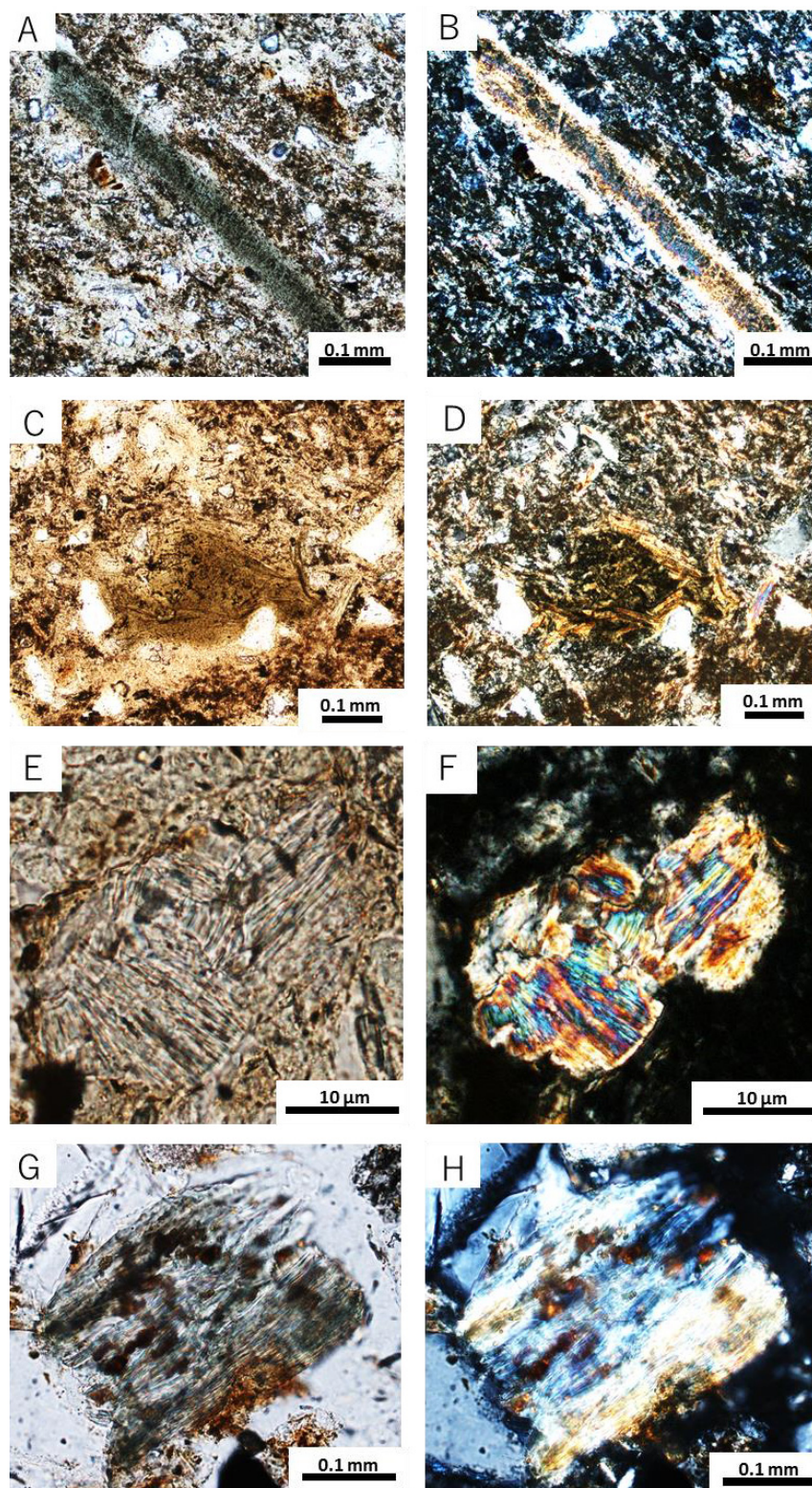


Fig. A4-16; Thin-section photomicrographs of minerals in the Iga Clay Member. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. (A) PPL and (B) XPL. Mica mineral with chloritization. (C) PPL and (D) XPL. Mica minerals. (E) PPL and (F) XPL. Muscovite. (G) PPL and (H) XPL. Biotite with chloritization. Titanites are crystalized along the cleavage of this biotite.

Appendix 5

分析手法

Appendix 5 目次

A5-1 粉碎の方法 322

A5-2 XRD 分析 323

A5-3 化学分析 326

A5-3-1 XRF 分析 326

A5-3-2 ICP-MS 分析 328

A5-4 薄片作成方法 329

A5-1 粉砕の方法

試料の粉砕は以下の手順で行った。試料の粉砕手順を Fig. A5-1 に図示する。

植物片をできるだけ排除し無作為に選別した 50~100 g の試料を 60℃のオーブンで半日以上乾燥させる。続いて、化学分析において、粉砕器具からの元素の混入の影響をできるだけ小さくするために、鉄乳鉢と石川式めう製自動乳鉢を用いて試料を粉砕する。

乾燥させた試料から無作為に約 30 g を選別する。その際、試料表面が風化・汚染されている部分や試料採取時のハンマー痕の残る部分を除去する。鉄乳鉢を用いて 2 mm 以下の粒子にまで粉砕する。これを、縮分法を用いて約 15 g ずつに分ける。片方の粉砕試料 (15 g) からは、後述の水簸によって細粒分を収集し、定方位の XRD 分析用試料とする。片方の粉砕試料 (15 g) は、さらに縮分 (約 7.5 g) し、石川式めう製乳鉢を 15 分間自動運転により指の腹で粒子を感じなくなるまで試料を粉砕する。これを XRF 分析と ICP-MS 分析用試料とする。

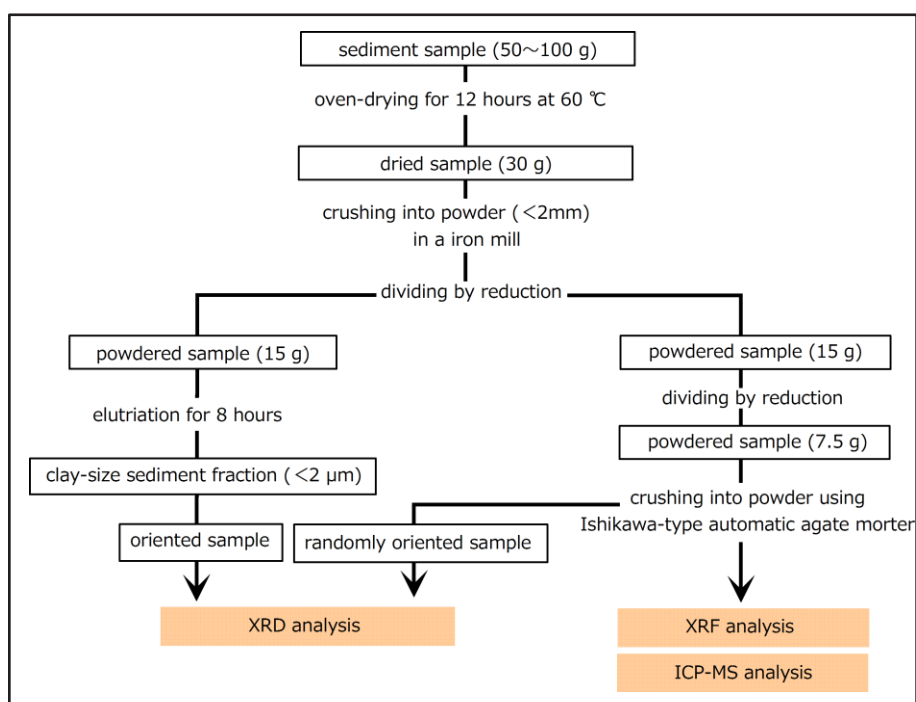


Fig. A5-1; Analytical procedure.

A5-2 XRD 分析

鉍物分析は、粘土粒子 (<4 μm)を対象に行うため、水簸法によって分離した試料を対象に行う。なお水簸法と定方位試料の作成方法は、下田 (1985)に従った。鉄乳鉢を用いて 2 mm 以下の粒子にまで粉碎した試料約 15 g と適量の水をビーカーに入れよく攪拌し、超音波振蕩器で約 3 分間粘土粒子を分散させる。分散させた試料、水 1000 ml、分散剤 (耳かき一杯程度)をシリンダーにいれ、ストークスの法則 ($t=0.3 \eta h/g(\sigma-\rho)D^2$ t : 沈降時間 (分) η : 水の粘性率 (20°Cで 1.00×10^{-2} dyne \cdot sec/cm²) h : 沈降距離 (cm) g : 重力加速度 (980 cm/sec²) σ : 粒子の比重 ρ : 水の比重 D : 粒子の直径 (cm)= 4 μm)で求められた放置時間 (8 時間)の間静置した後、水面下 10 cm の懸濁液をすべてサイフォンで回収する。なお、分散剤には二リン酸ナトリウム十水和物を用いる。回収した試料は、遠心分離器にかけ、上澄みを捨て、沈殿した粘土粒子を回収する。粘土鉍物の X 線回折分析は、定方位で行うため、本研究ではガラススライド法を用いて試料を作成する。遠心分離器から回収した粘土粒子約 0.5 g を少量の蒸留水と混ぜ、岩石薄片用スライドガラスに透けない程度の粘土の濃さで均一に塗り、乾燥させたものを定方位試料とする。

X 線回折分析は、各試料の定方位試料、エチレングリコール処理を行った試料、加熱処理を行った試料で行う。

エチレングリコール処理試料には、エチレングリコール ($\text{HOCH}_2 \cdot \text{CH}_2\text{OH}$) 溶液少量を定方位試料にまんべんなく噴射し、20 分ほど放置し、乾燥する前に分析を行う。

加熱処理は、電気炉を用いて後述の設定温度で 1 時間加熱した後、粘土鉍物が復水しないようデシケーターで冷却し、すばやく分析を行う。温度の設定は、定方位試料の X 線回折パターンにおいて 10 Å のピークを示す試料に 150°C と 600°C、14~15 Å のピークを示す試料に 300°C、7 Å のピークを示す試料に 500°C と設定する。

14~15 Å ピークの粘土鉍物を含む試料については、類似した底面間隔をもつ鉍物 (スメクタイト、バーミキュライト、緑泥石)を区別する必要があることから、塩酸処理と塩化カリウム処理を行い、X 線回折分析装置にかける。

塩酸処理は、酸に対する鉍物の溶解度の差を利用して粘土鉍物の同定を行う手法であり、主として Al を層間陽イオンとしてもつ 2 八面体型粘土鉍物 (モンモリロナイト、Al バーミキュライト、2 八面体型緑泥石)と、主として Mg, Fe を層間陽イオンとしてもつ 3 八面体型粘土鉍物 (サポナイト、バーミキュライト、3 八面体型緑泥石)を区別するために行う。処理方法は以下のとおり行う。水簸した試料薬さじ一杯分と、1:1 塩酸 5 ml を 10 ml 試験管にいれ攪拌した後、湯煎で 1 時間加熱する。その後、遠心分離器にかけ (350 回転, 5 分間), 上ずみの塩酸を捨てる。かわりに蒸留水約 5 ml を入れ攪拌し、同様に遠心分離器にかけ、上ずみを捨てる。この遠心洗浄を 3 回行い、沈殿した試料を用いて定方位試料を作成、X 線回折分析を行う。

塩化カリウム処理は、膨潤性粘土鉱物の層間陽イオンを K^+ で置換し、底面反射が変化することを利用してスメクタイト、バーミキュライトの同定を行う手法であり、以下のとおり処理を行う。水簾した試料薬さじ一杯分と、1 規定の塩化カリウム溶液 10 ml を 10 ml 試験管にいれ攪拌した後、湯煎で 20 分間加熱する。その後、遠心分離器にかけ (350 回転, 5 分間), 上ずみの塩化カリウム溶液を捨てる。かわりにエタノール約 5 ml を入れ攪拌し過剰の塩を除き、同様に遠心分離器にかけ、上ずみを捨てる。このエタノールによる洗浄作業を 2 回行い、蒸留水による遠心洗浄を 2 回行う。その後、沈殿した試料を用いて定方位試料を作成し、X 線回折分析を行う。

分析は、日本原子力研究開発機構東濃地科学センター設置の粉末 X 線回折分析装置 (株式会社 RIGAKU 製 Ultima IV X-ray Diffractometer), および信州大学理学部設置の粉末 X 線回折分析装置 (株式会社 RIGAKU 製, Ultima IV X-ray Diffractometer)を用い、特性 X 線に $Cu-K\alpha$ 線を使用した。測定データにおける強度は、バックグラウンドを除去したものをを用いている。

面間隔 (d)への変換は、未知試料の回折角 (2θ)からブラッグの式 ($2d\sin\theta=n\lambda$)を用いて算出される。測定条件は、Tables A-1 and A-2 に示すとおりである。

Table A-1; Measurement condition of the X-ray analysis of clay minerals.

target	Cu
filter	counter monochromator
tube voltage	40 kv
tube current	40 mA
scan field	$2\theta = 4^\circ - 15^\circ$
scan rate	1 $^\circ/\text{min}$
sampling angle	0.02 $^\circ$

Table A-2; Measurement condition of the X-ray analysis of oriented sample.

target	Cu
filter	counter monochromator
tube voltage	40 kv
tube current	30 mA
scan field	$2\theta = 3^\circ - 70^\circ$
scan rate	8 $^\circ/\text{min}$
sampling angle	0.02 $^\circ$

各粘土鉱物の同定は、下田 (1985) に従い、定方位試料の回折ピークと各処理後の回折ピークの変化から、次のように判断する。

スメクタイト；定方位試料回折ピークは、15.0～15.5 Å に強い一次反射を示し、幅広い底面反射をもつ。エチレングリコール処理によって 17.0 Å に膨潤する。300℃ の加熱処理によって、10 Å 付近に収縮し、500℃ の加熱処理によって 9.5 Å 付近にさらに収縮する。塩化カリウム処理によって 12.5 Å 付近に移動する。

バーミキュライト；定方位試料回折ピークは、14.3 Å の底面反射を示し、エチレングリコール処理によって移動しない。ただし、バーミキュライトの中には、エチレングリコール処理を施しても、その層電荷によってスメクタイトと同様な変化を示すものがある。そのため、塩化カリウム処理を行い 10 Å に収縮するものをバーミキュライトとする。また、塩化カリウム処理により 10 Å に収縮する 14～15 Å グループのうち、塩酸処理によって変化がみられないものを Al バーミキュライト、ピークが消失するものをバーミキュライトとする。スメクタイトと同様に、300℃ の加熱処理によって、10 Å 付近に収縮し、600℃ の加熱処理によって 9.5 Å 付近にさらに収縮する。

緑泥石；定方位試料回折ピークは、7 Å と 14～15 Å の底面反射を示す。塩化カリウム処理と 300℃ までの加熱処理による変化はなく、600℃ の加熱処理によって 14 Å の回折線の強度が増す。また、塩酸処理によって回折線が消失したものは、Fe や Mg を主成分とすることから酸によって溶解しやすい 3 八面体型緑泥石とし、容易に溶解せず回折線が変化しないものを 2 八面体型緑泥石とする。

雲母粘土鉱物 (イライト)；定方位試料回折ピークは、10 Å 付近に底面反射を示す。また、エチレングリコール処理、加熱処理で変化しないことから、ハロイサイトと区別される。

カオリナイト；定方位試料回折ピークは、7 Å に強い一次反射を示し、600℃ の加熱処理によってこれらの回折線が消失する。また、塩酸処理によって変化しない。

不定方位試料における各鉱物の同定は次のように行った。

雲母類；10 Å 付近に底面反射を示す。

アルバイト；3.26 Å と 3.00 Å に特徴的な反射を示す。

アルカリ長石；3.14 Å に反射を示す。

石英；3.35 Å に強い一次反射を示す。

A5-3 化学分析

A5-3-1 XRF 分析

分析は、ガラスビード法 (融剤:試料=2:1)により行う。分析試料の作成は三宅ほか (1996) に従い、四ホウ酸リチウム 3 倍希釈法を用いる。

粉碎した試料を磁製るつぽに入れ、電気炉で 12 時間灼熱 (880℃)させた後、 2.0000 ± 0.0002 g を秤量する。量り取った試料と四ホウ酸リチウム 4.0000 ± 0.0002 g をめのう製乳鉢を用いて十分攪拌し、ビードサンプラー (日本フィリップス社製 NP1234)を用いてガラスビードを作成する。なお、試料の強熱過程で失われる揮発性成分の割合を表す灼熱減量 (LOI; loss on ignition)は、以下の式で求められる。

$$\text{LOI (\%)} = (\text{灼熱処理前重量 (g)} - \text{灼熱処理後重量 (g)}) / \text{灼熱処理前重量 (g)} \times 100$$

測定は、信州大学理学部地質科学教室設置の波長分散型蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS 社製 PW2400)、原子力研究開発機構東濃地科学センター設置の波長分散型蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS 社製 PW2400)、および高知大学海洋コア総合研究センター設置の波長分散型蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS 社製 PW2400)を用いて行った。使用した装置は、X 線管球に Rh 対陰極を使用し、特性 X 線として RhK α 線を使用している。また、測定は真空状態で行う。

分析値の定量には検量線法を用いる。なお、X 線強度と元素含有量との相関関係のばらつきであらわされるマトリックス効果の補正は、PHILIPS 社製のソフト Super Q ver5 によって行われる。主要元素についての補正は、各元素どうしの吸収と励起効果から決めたファンダメンタルパラメーターを用いて、標準試料の検量線の切片と勾配を補正しながら求める。なお、主要元素の検量線は、すべて産業技術総合研究所地質調査総合センターの岩石標準試料 (22 試料)を用いて検量線を作成している。分析条件と誤差は三宅ほか (1996)に詳しく、標準試料を 5 回ずつ分析し、繰り返し測定することによって得られる偶然誤差を、含有量に対する標準偏差の割合で計算すると以下のとおりである。

SiO₂ : 0.17 %以下, TiO₂ : 0.4 %以下 (含有量 0.5 %以下の試料について; 以下同様), Al₂O₃ : 0.2 %以下 (12 %以下), FeO* : 0.2 %以下 (0.1 %以下), MnO : 1.2 %以下 (0.06 %以上), MgO : 1.2 %以下 (0.6 %以上), CaO : 0.6 %以下 (0.5 %以上), Na₂O : 1 %以下 (1.4 %以上), K₂O : 0.3 %以下 (0.3 %以上), P₂O₅ : 2 %以下 (0.05 %以上)

なお、主要元素については、LOI の試料間の差によって生じる測定値の増減を考慮するために、各酸化物に LOI を足した Total が、各酸化物のみの Total と同じになるように再計算する。

微量元素のマトリックス補正は、Ni より重い元素 (Ni, Cu, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb)については、コンプトン散乱線の強度で規格化を行う。V, Cr, Ba, La, Ce, Nd については自身のバックグラウンド強度で規格化を行う。なお、検量線は、試薬を用いて作成した標準ガラスを用いて作成されている。分析条件と誤差は、津金・三宅 (2001)に詳しく、繰り返し測定することによって得られる偶然誤差を、含有量に対する標準偏差の割合で計算すると以下のとおりである。

V : 2 %以下 (100 ppm 以上) 5 %以下 (30 ppm 以上), Cr : 2 %以下 (40 ppm 以上) 5 %以下 (10 ppm 以上), Co : 10 %以下 (35 ppm 以上) 30% 以下 (5 ppm 以上), Ni : 2 %以下 (15 ppm 以上) 5 %以下 (5 ppm 以上), Zn : 2 %以下 (30 ppm 以上) , Ga : 2 %以下 (10 ppm 以上), Rb : 2 %以下 (50 ppm 以上)10 %以下 (10 ppm 以上), Sr : 1 %以下 (100 ppm 以上), Y : 2 %以下 (10 ppm 以上) 10 %以下 (5 ppm 以上), Zr : 1 %以下 (40 ppm 以上), Nb : 2 %以下 (10 ppm 以上), Ba : 5 %以下 (200 ppm 以上) 10 %以下 (50 ppm 以上), La : 20 %以下 (15 ppm 以上), Ce : 20 %以下 (20 ppm 以上), Nd : 20 %以下 (15 ppm 以上)

A5-3-2 ICP-MS 分析

希土類元素，および微量元素濃度を新潟大学理学部設置の ICP-MS (誘導結合プラズマ質量分析計; Agilent Technologies 社製 HP7500a)によって測定した。

本研究で扱う堆積物は珪質であることから，試料の分解にはアルカリ溶融法を用いた．手順は Roser et al. (2000)に従い，融剤として炭酸ナトリウムを使用する．無水炭酸ナトリウムは，和光純薬の試薬特級を，塩酸および硝酸は関東化学社電子工業用超高純度試薬を用いた．超純水は，逆浸透膜，連続イオン交換で脱イオン化したものを非沸騰型蒸留装置で蒸留したものを使用した．1000 倍希釈用のボトルは，5 % HCl に 7 日間以上漬けた後，純水，超純水でよくすすぎ乾燥させたものを用いた．5 万倍希釈用のバイアルは，TMSC 原液 (精密洗浄用超高純度アルカリ洗浄液)を 20 倍に希釈した溶液に 7 日間以上，10 % HCl に 7 日間以上それぞれ漬け置きした後，純水，超純水で同様によくすすぎ乾燥させたものを用いた．溶融手順は以下の通りである．

700℃以上の電気炉で 30 分間燃焼させた粉末試料 (0.1000 ± 0.0005 g)を白金るつぼへ入れる．マイクロピペットを用いて H_2O (0.5 ml)を投入し，静かに振動し試料粉末を湿らせる．次に EL (Electronics) HF (1 ml)を投入し攪拌し，150℃のホットプレート上で1～2 時間放置し乾固させる．乾固物が覆われるように炭酸ナトリウム (0.5000 ± 0.0005 g)を投入し，950℃以上の電気炉で 15 分間加熱分解する．加熱したるつぼに EL HNO_3 (5 ml)， H_2O (10 ml)，EL HF を数滴加え，150℃のホットプレート上で 20 分間加熱し，溶融生成物を分解した後，マイクロピペットを用いて，るつぼ内の上澄みをポリボトルに移す．この溶液化，加熱分解，回収を 2 回行い，最終的には H_2O を順次滴下し 1000 倍希釈溶液とする．最後に，1000 倍希釈溶液 (0.2 ml)，5 % 硝酸溶液 (9.7 ml)，内標準溶液 (Bi, In, Re; 0.1 ml)を混ぜ，5 万倍希釈溶液をつくり，これを最終希釈溶液として測定に用いる．

測定値の補正計算は，宮下ほか (2007)と同様の方法で行う．元素検出感度の低下 (ドリフト)による影響を排除するために，内部標準物質として未知試料に ^{115}In ， ^{185}Re ， ^{209}Bi を 2 ppb ずつ添加し，内標準補正を行う．また，白金るつぼからの元素の混入による影響を排除するために，試料を投じずに同様に溶融した希釈溶液 (ブランク)を 7 試料に一度測定し，この値を未知試料のバックグラウンドとみなして差し引く．ICP-MS では，イオン化の際の酸化物の生成により，質量数の低い元素が質量数の高い元素の波長に干渉を起こすことから，干渉補正を行う必要がある．干渉補正は，Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, U について行い，未知試料測定前に干渉を引き起こす元素を滴下した溶液を測定し，それらの生成比を求めることで補正を行う．

定量は Eggins et al. (1997)の方法を用い，USGS の標準試料 (BHVO-2 ; ハワイ島玄武岩; Eggins et al., 1997) を未知試料と同様に分解・測定し検量線を作成した．

A5-4 薄片作成・観察

採取した試料は、未固結堆積物であることから、薄片作成を以下の手順で行った。

カッターナイフと #320 の紙やすりを用いて試料をサイコロ状に整形し、120℃のオーブンで半日以上乾燥させる。固化剤としてペトロポキシを塗付し、再びオーブンにて固化させる。試料は研磨に耐えられず研磨面がはがれるため、カーボランダムの #800 と #1500 を用いて慎重に片面を研磨する。この際、研磨面から碎屑粒子が流れ落ちる場合や割れ目が発達する場合は、順次研磨面や割れ目にペトロポキシを塗付、乾燥させるという手順を繰り返す。研磨面をペトロポキシで岩石薄片用スライド・ガラス (28～48 mm) に接着した後、反対側の面を同番のカーボランダムを用い、偏光顕微鏡下で石英粒子が黄色～クリーム色を呈するまで研磨する。

Appendix 6

化学組成の記載

Appendix 6 目次

A6-1 主要・微量元素組成 332

A6-1-1 灼熱減量の評価 333

A6-1-2 記載 339

A6-1-2-a 瑞浪層群 340

A6-1-2-b 阿波層群 341

A6-1-2-c 瀬戸層群 陶土層 344

A6-1-2-d 古琵琶湖層群 上野層 349

A6-1-2-e 古琵琶湖層群 伊賀層 351

A6-1-2-f 古琵琶湖層群 阿山層 353

A6-1-2-g 古琵琶湖層群 甲賀層 354

A6-1-2-h 古琵琶湖層群 蒲生層 356

A6-2 REE 組成 261

A6-2-1 記載 361

A6-2-1-a 瀬戸層群 陶土層 362

A6-2-1-b 古琵琶湖層群 上野層 363

A6-2-1-c 古琵琶湖層群 伊賀層 363

A6-2-1-d 古琵琶湖層群 阿山層 363

A6-2-1-e 古琵琶湖層群 甲賀層 363

A6-2-1-f 古琵琶湖層群 蒲生層 363

A6-3 化学・鉱物風化程度 366

A6-3-1 記載 367

A6-3-1-a 瑞浪層群 367

A6-3-1-b 阿波層群 367

A6-3-1-c 瀬戸層群 陶土層 368

A6-3-1-d 古琵琶湖層群 上野層 371

A6-3-1-e 古琵琶湖層群 伊賀層 371

A6-3-1-f 古琵琶湖層群 阿山層 372

A6-3-1-g 古琵琶湖層群 甲賀層 372

A6-3-1-h 古琵琶湖層群 蒲生層 372

A6-1 主要・微量元素組成

瀬戸層群土岐口陶土層 91 試料 (土岐～多治見地域:77 試料, 恵那市南部地域:14 試料), 瀬戸陶土層 47 試料 (瀬戸地域:22 試料, 豊田地域:25 試料), 古琵琶湖層群上野層 46 試料 (伊賀粘土部層:33 試料, 中郷部層:13 試料), 伊賀層 14 試料 (北又礫層:5 試料, 炊村部層:5 試料, 柘植部層:4 試料), 阿山層 26 試料 (和田部層:15 試料, 甲南部層:11 試料), 甲賀層 29 試料 (佐治川部層:9 試料, 牧部層:3 試料, 吉永互層:17 試料), 蒲生層 7 試料 (布引山互層:4 試料, 迫粘土部層:3 試料)について, 全岩での化学組成分析を行い, 主要元素組成及び微量元素組成を検出した.

また, 下部中新統の阿波層群から 10 試料を (平松層:3 試料, 槇野層:7 試料), 及び瑞浪層群から 19 試料 (生俵層:14 試料, 明世層下部層戸狩層 3 試料・中部層山野内層:2 試料)を採取し, 前期～中期中新世の化学風化程度を検証した. なお, 下部～中部中新統の海成層については, 径 20 μm 以下の粒子を選別した後, 細粒分に対しての化学分析を行った.

A6-1-1 灼熱減量の評価

瀬戸層群，および古琵琶湖層群の試料の多くは，試料重量の 10 %以上の高い灼熱減量 (LOI; loss on ignition)を示す．灼熱減量は，主に試料中の揮発性物質の割合を示しており，① 非晶質粘土や粘土鉱物に含まれる層間水 (H_2O)，② 硫化鉱物，③ 炭酸塩鉱物，④ 有機炭素に由来する．そこで，灼熱減量の由来を検証するために，①の非晶質粘土や粘土鉱物に含まれる層間水 (H_2O)については，粘土鉱物に主に由来する Al_2O_3 と SiO_2 との相関，および層間に水分子をもつ膨潤性粘土鉱物 (バーミキュライト・スメクタイト)の含有量に注目する．②の硫化鉱物由来の硫黄酸化物 (SO_x)については，還元的環境下で硫化物として沈殿する Co との相関，および硫化鉱物であるパイライト (FeS_2)の存在の有無に注目する．③の炭酸塩鉱物中の炭酸成分 (CO_2)については，CaO との相関，および炭酸塩鉱物であるシデライト (FeCO_3)の存在の有無に注目する．④の有機炭素については土色の定性判断における土色グループに注目する．

瀬戸層群

全分析試料 (137 試料)のうちの 56 試料は，LOI が 10 %以上と高い．また，LOI が 20 %を越える試料は，3 試料 (Na56, 161008-6, K3)ある．

① 非晶質粘土や粘土鉱物の層間水： $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は，LOI と強い正相関を示す (Fig. A6-1-1)．LOI が 10 %以上の試料のうちのおよそ 7 割が， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が 4 以上の細粒な粒度構成を示す．さらに，LOI が 20 %以上の試料 (Na56, 161008-6, K3)，および試料 161008-12 は，多くの試料が示す($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)-LOI の直線的なトレンドから，高い LOI の領域に外れてプロットされる．

不定方位の粉末 X 線回折分析から得られた各鉱物のピーク強度を用いて，膨潤性粘土鉱物と石英との比を算出した．なお，膨潤性粘土鉱物の同定とピーク強度の読み取りには 14~15 Åのピーク強度を，石英の同定とピーク強度の読み取りには 3.35 Åの一次反射のピークを用いている．粘土鉱物と石英の比を示す $\{(\text{Smectite}+\text{Vermiculite})\times 100\}/\text{Quartz}$ は，LOI と弱く正相関する (Fig. A6-1-2)． $\{(\text{Smectite}+\text{Vermiculite})\times 100\}/\text{Quartz}$ が 10 以上の，膨潤性粘土鉱物の高い含有量を示す試料 (14 試料)すべてが LOI 10 %以上を示す．特に，膨潤性粘土鉱物を最も多く含む試料 161008-6 は，LOI が 20 %以上と高く，その多くは粘土鉱物中の層間水によることが示唆される．なお，軽石や火山ガラスといった火山灰質な粒子を含む 2 試料 (K6, 161005-5)のうち，特に試料 161005-5 は，多くの試料が示す($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)-LOI の直線的なトレンドから，高い LOI の領域にやや外れてプロットされる．

② 硫黄酸化物 (SO_x)： Co は LOI と相関しない (Fig. A6-1-3)．また，高い LOI を示す試料が高い Co 濃度を示すわけではない．

不定方位の粉末 X 線回折分析により、パイライトの有無を検証した (Fig. A6-1-E). なお、パイライトの同定には 2.71 \AA のピークを用いている. パイライトが検出された試料は、5 試料ある. これらの LOI は、 $3.66 \sim 12.8 \%$ と幅広いレンジを示す.

- ③ 炭酸塩鉱物: CaO は LOI と弱い正相関を示す (Fig. A6-1-4). ただし、 CaO の含有量は少なく、全ての試料の CaO wt\% が 1 wt\% に満たない.

不定方位の粉末 X 線回折分析により、シデライトの有無を検証した (Fig. A6-1-5). なお、シデライトの同定には 2.80 \AA のピークを用いている. シデライトを含む試料は、検討試料中で 16 試料ある. これらの LOI は、 $3.66 \sim 15.6 \%$ と幅広いレンジを示す. ただし、豊田地域に分布する陶土層のシデライトを含む試料のうちのいくつか (161004-18, 161004-12, 161005-5) は、多くの試料が示す $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)\text{-LOI}$ の直線的なトレンドから、高い LOI を示す領域に少し外れてプロットされる.

- ④ 有機炭素: 一般に土色は、土壤中における炭素含有率との関係をもつ (八木, 1993). マンセル方式における $2/2$, $1.7/1 \sim 2/1$ の明度/彩度を示す土色は、炭素含有率 12% 以上を示すことが明らかにされている (真下, 1973). そこで、土色グループ毎に LOI の違いを検証する (Fig. A6-1-6). 本論における土色グループは、真下 (1973) を参考に、マンセル方式の $2/2$, $1.7/1 \sim 2/1$ の土色を黒色系と、 $3/1$, $3/2$, $2/3$ の土色を暗色系と定義している (3 章参照).

黒色系の土色を示す試料 (Na56) の LOI は、 21.23% と高い揮発性成分の含有率を示す. 暗色系の土色を示す試料の LOI は、 $6.46 \sim 21.79 \%$ と幅広いレンジを示す. ただし、暗色系の土色を示す試料は、多くの試料が示す $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)\text{-LOI}$ の直線的なトレンドから、高い LOI を示す領域に外れてプロットされる傾向にある.

瀬戸層群の LOI は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ との強い正相関を、膨潤性粘土鉱物の含有量との弱い正相関を示すことから、主に粘土鉱物の層間水として含まれる H_2O に起因する可能性が高い. 一般的に、還元的環境下で硫化物として沈殿する Co と LOI が相関を示さず、硫化鉱物であるパイライトを含む試料の LOI が著しく高くないことから、瀬戸層群の LOI は硫化物に起因しないと考えられる. ただし、シデライトを含む試料のうちのいくつかは、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と LOI が示す直線的なトレンドから LOI が高い領域に外れてプロットされる. これらの試料の LOI は、シデライト (炭酸塩鉱物) に起因している可能性がある. また、炭素含有率が高い黒色～暗色の土色を示す試料は、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と LOI が示す直線的なトレンドから LOI が高い領域にやや外れてプロットされるため、これらの試料の LOI は有機炭素に起因する可能性が高い.

本研究では、LOI が 20% を越える瀬戸層群の試料 Na56, 161008-6, K3 を考察には用いない.

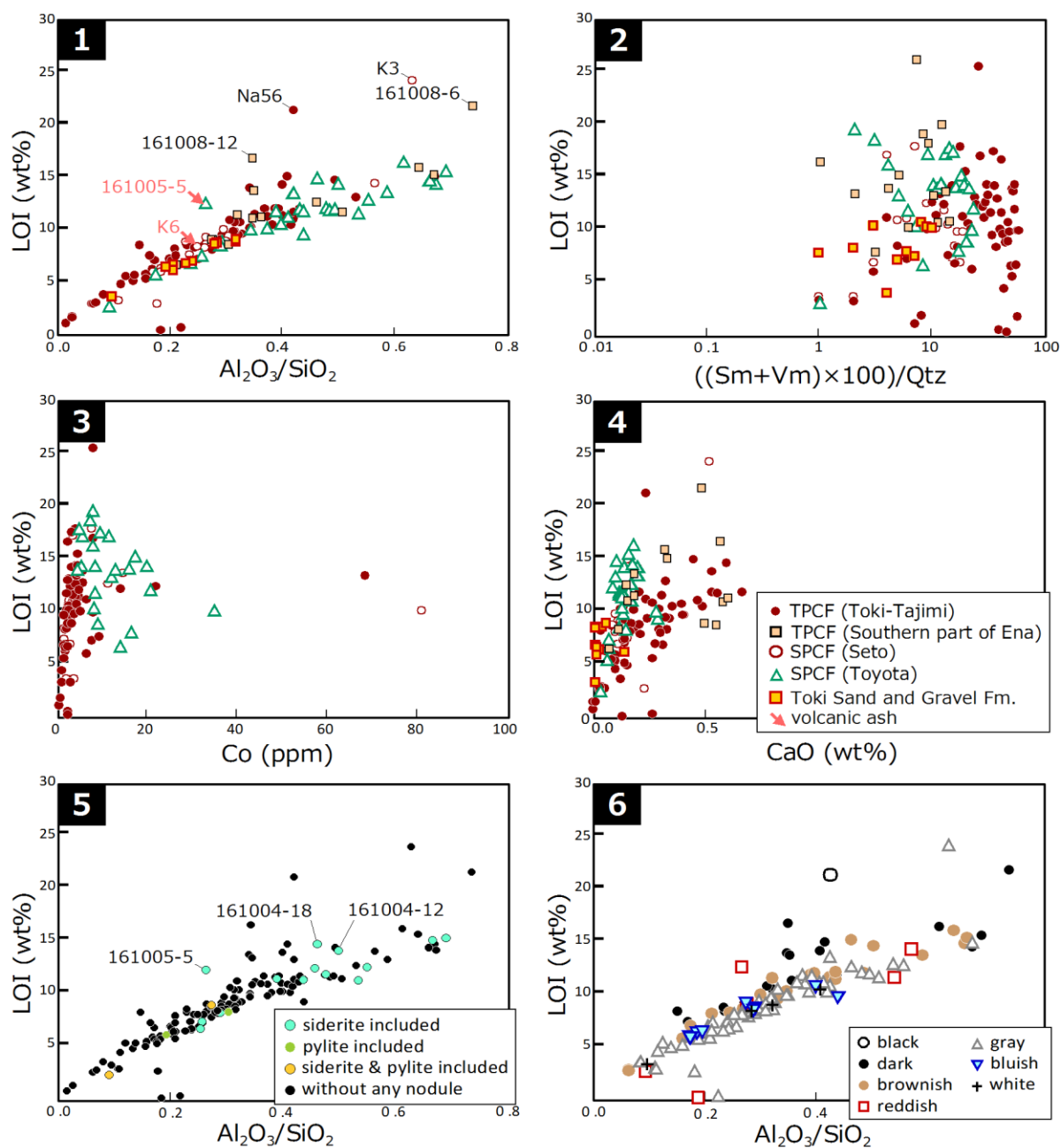


Fig. A6-1; LOI-selected index variation diagrams for the Porcelain Clay Formation and the Toki Sand and Gravel Formation in the Seto Group. (1) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -LOI plot. (2) $\{(\text{Sm}+\text{Vm}) \times 100\}/\text{Quartz}$ -LOI plot. Clay mineral contents are calculated from X-ray powder diffraction patterns for bulk samples. (3) Co-LOI plot. (4) CaO-LOI plot. (5) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -LOI plot showing presence of siderite and pyrite nodules. (6) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -LOI plot showing each soil color type. For detailed soil color type see Table 3-1. LOI; loss on ignition, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Qtz; quartz, TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

古琵琶湖層群

全分析試料 (123 試料)のうちの 36 試料は, LOI が 10 %以上と高いが 20 %を越える試料はない.

- ① 非晶質粘土や粘土鉱物の層間水: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は, LOI と弱い正相関を示す (Fig. A6-2-1). 上野層伊賀粘土部層の 5 試料 (Ho5, Ho9, Ho11, 150622-1, 150622-2), および伊賀層炊村部層の試料 (151030-3)では, その他の試料が示す直線状のトレンドから外れて, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して高い LOI を示す. 一方, 上野層伊賀粘土部層の 4 試料 (Ho3, Ho6, Ho7, 150622-13)では, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して低い LOI を示す.

$\{(\text{Smectite}+\text{Vermiculite})\times 100\}/\text{Quartz}$ は, LOI と非常に弱く正相関する (Fig. A6-2-2). ただし, LOI が 10 %以上の高い揮発性成分の含有率を示す試料でも, 膨潤性粘土鉱物の含有量が高くないものもある (Ho11, 150622-11). なお, 火山ガラスを多量に含む 2 試料 (150622-3, 150622-17, 150622-21)では, LOI が 6.56~10.73 %を示し, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して特に高い LOI を示さない.

- ② 硫黄酸化物 (SO_x): Co は LOI と相関しない (Fig. A6-2-3). また, LOI が 15 %以上を示す試料では, Co が 5 ppm と低い値を示す.

パイライトのピークが検出された 1 試料 (Ho12)の LOI は, 13.06 %と高い含有率を示すが, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して特に高いわけではない (Fig. A6-2-5).

- ③ 炭酸塩鉱物: CaO は LOI と相関しない (Fig. A6-2-4). ただし, CaO が 1.50 wt%と最も高い値を示す試料 Ho9 は, LOI が 18.44 %と高い揮発性物質の含有率を示す. ただし, Ho9 では, X 線回折分析において炭酸塩鉱物のピークを検出できない.

炭酸塩鉱物であるシデライトを含む試料は, 検討試料中で 24 試料ある. これらの LOI は, 3.67~15.51 %と幅広いレンジを示す. ただし, シデライトが検出された試料において, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に対して LOI が特に高いわけではない.

- ④ 有機炭素: 黒色系の土色を示す試料 (151028-3)の LOI は, 12.57 %と高い値を示す. 暗色系の土色を示す試料の LOI は, 6.73~18.29 %と幅広いレンジを示す. ただし, 暗色系の土色を示す試料 Ho5, Ho11, 150622-1 では, LOI が 15 %前後を示し, 高い揮発性物質の含有率を示す (Fig. A6-2-6).

古琵琶湖層群の LOI は, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ との弱い正相関を, 膨潤性粘土鉱物の含有量との非常に弱い正相関を示すことから, 粘土鉱物の層間水として含まれる H_2O に起因する可能性が高い. 還元的環境下で硫化物として沈殿する Co と LOI が相関を示さず, 硫化鉱物であるパイライトを含む試料の LOI が特に高くないことから, 古琵琶湖層群の LOI は硫化物に起因しないと考えられる. ただし, X 線回折分析において炭酸塩鉱物のピークを示す試料 150622-1 や高い CaO 含有量を示す試料 Ho9 では, LOI が 15 %を越えており, 高い揮発性物質の含有率を示す. これらの試料の LOI は, シデライト (炭酸塩鉱物)に起因している可能性がある.

る．また，炭素含有率の高い暗色の土色を示す試料 Ho5, Ho11, 150622-1 では，LOI 15 % 前後と，高い揮発性物質の含有率を示すことから，これらの試料の LOI は有機炭素に起因する可能性が高い．

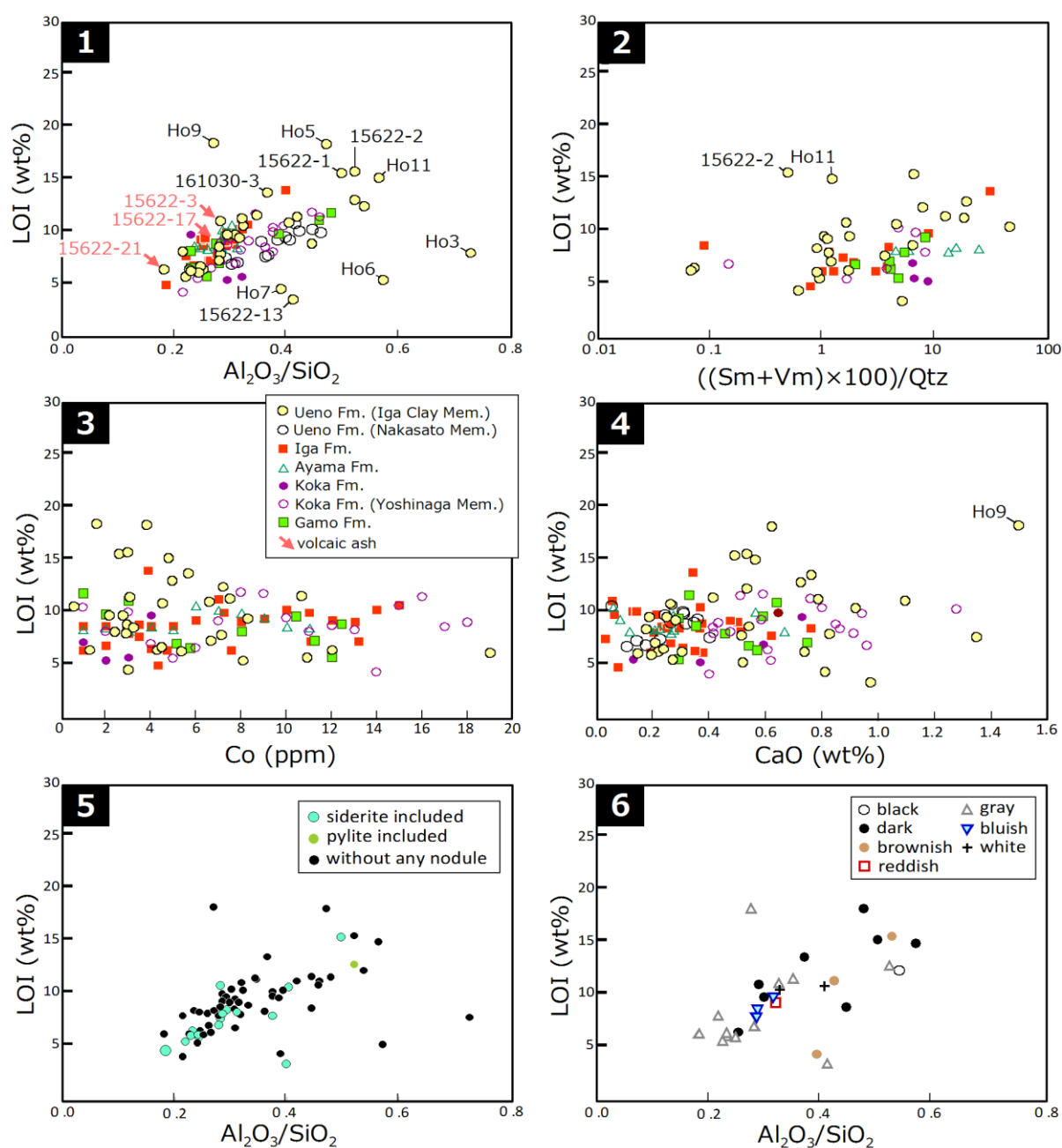


Fig. A6-2; LOI-selected index variation diagrams for the Kobiwako Group (the Ueno, the Iga, the Ayama, the Koka and the Gamo Formations). (1) (Al_2O_3/SiO_2) -LOI plot. (2) $\{(Smectite+Vermiculite) \times 100\}/Quartz$ -LOI plot. Clay mineral contents are calculated from X-ray powder diffraction patterns for bulk samples. (3) Co-LOI plot. (4) CaO-LOI plot. (5) (Al_2O_3/SiO_2) -LOI plot showing presence of siderite and pyrite nodules. (6) (Al_2O_3/SiO_2) -LOI plot showing each soil color type. For detailed soil color type see Table. 3-1. LOI; loss on ignition, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Qtz; quartz.

A6-1-2 記載

以下に下部～中部中新統 (瑞浪層群・阿波層群), 瀬戸層群, 古琵琶湖層群の主要元素の組成幅, スパイダー図, ハーカー図, Zr/Sc-Th/Sc 図それぞれにおける傾向を記載する.

スパイダー図は, 大陸頁岩 (PAAS ; Post-Archean Australian Shale; Taylor and McLennan, 1985)によって規格化したものを用いる (Figs. A6-3, A6-5, A6-8),

ハーカー図は, 主要元素については横軸を SiO_2 に (Figs. A6-4, A6-6, A6-9), 微量元素については横軸を Al_2O_3 として, 特に Ba, Sr, Rb (LIL 元素), V, Zr (HFS 元素), Y について示す (Figs. A6-7, A6-10). なお, Ba, V, Zr の値は, XRF によって得られた分析値を用いる.

A6-1-2-a 瑞浪層群

明世層の SiO_2 は 64.40～71.57 wt% (平均 65.76 wt%) を, TiO_2 は 0.60～1.31 wt% (平均 0.98 wt%) を, Al_2O_3 は 15.34～19.19 wt% (平均 17.56 wt%) を, Fe_2O_3 は 5.42～10.24 wt% (平均 8.35 wt%) を, MnO は 0.02～0.17 wt% (平均 0.08 wt%) を, MgO は 1.53～1.95 wt% (平均 1.74 wt%) を, CaO は 2.35～3.49 wt% (平均 3.00 wt%) を, Na_2O は 1.13～2.15 wt% (平均 1.45 wt%) を, K_2O は 0.67～1.74 wt% (平均 0.96 wt%) を, P_2O_5 は 0.07～0.23 wt% (平均 0.12 wt%) を示す.

生俵層の SiO_2 は 74.45～77.31 wt% (平均 75.70 wt%) を, TiO_2 は 0.54～0.68 wt% (平均 0.59 wt%) を, Al_2O_3 は 12.21～14.28 wt% (平均 13.30 wt%) を, Fe_2O_3 は 3.97～5.08 wt% (平均 4.59 wt%) を, MnO は 0.02～0.04 wt% (平均 0.03 wt%) を, MgO は 1.01～1.53 wt% (平均 1.38 wt%) を, CaO は 0.58～1.42 wt% (平均 1.07 wt%) を, Na_2O は 0.94～1.61 wt% (平均 1.13 wt%) を, K_2O は 1.93～2.62 wt% (平均 2.14 wt%) を, P_2O_5 は 0.05～0.10 wt% (平均 0.07 wt%) を示す.

スパイダー図 (Fig. A6-3)

明世層では, 大陸頁岩 (PAAS) に対して CaO , Na_2O , V, Zr に富み, K_2O が枯渇する. それ以外の主要元素は, 大陸頁岩 (PAAS) と類似した組成を示す. ただし, 戸狩層では, MnO が枯渇する試料も認められる.

生俵層では, 大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , V に富み, それ以外の元素がやや枯渇する. 特に, MnO , P_2O_5 は顕著に枯渇している.

ハーカー図 (Fig. A6-4)

明世層では, 生俵層や阿波層群と比べて, SiO_2 が低い傾向にある.

生俵層では, 全ての酸化物が主要元素のハーカー図上で, クラスターをつくる.

A6-1-2-b 阿波層群

平松層において、 SiO_2 は 65.93～70.37 wt% (平均 69.62 wt%) を、 TiO_2 は 0.70～0.77 wt% (平均 0.73 wt%) を、 Al_2O_3 は 15.35～17.34 wt% (平均 16.04 wt%) を、 Fe_2O_3 は 3.57～5.04 wt% (平均 4.44 wt%) を、 MnO は 0.04～0.08 wt% (平均 0.06 wt%) を、 MgO は 1.43～2.26 wt% (平均 1.81 wt%) を、 CaO は 2.14～4.30 wt% (平均 3.48 wt%) を、 Na_2O は 1.64～1.84 wt% (平均 1.71 wt%) を、 K_2O は 1.75～2.45 wt% (平均 2.55 wt%) を、 P_2O_5 は 0.11～0.09 wt% (平均 0.11 wt%) を示す。

槇野層において、 SiO_2 は 67.09～75.25 wt% (平均 73.00 wt%) を、 TiO_2 は 0.75～0.90 wt% (平均 0.80 wt%) を、 Al_2O_3 は 11.19～18.30 wt% (平均 14.00 wt%) を、 Fe_2O_3 は 4.04～5.59 wt% (平均 4.66 wt%) を、 MnO は 0.03～0.07 wt% (平均 0.06 wt%) を、 MgO は 1.42～2.54 wt% (平均 1.71 wt%) を、 CaO は 1.21～2.74 wt% (平均 1.98 wt%) を、 Na_2O は 1.51～1.60 wt% (平均 1.59 wt%) を、 K_2O は 1.32～3.53 wt% (平均 2.85 wt%) を、 P_2O_5 は 0.05～0.15 wt% (平均 0.13 wt%) を示す。

スパイダー図 (Fig. A6-5)

平松層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して、 SiO_2 、 CaO 、 Na_2O 、V に富み、それ以外の元素がやや枯渇する。特に、 CaO 、 Na_2O に富む。

槇野層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して、 SiO_2 、 CaO 、 Na_2O 、V に富み、それ以外の元素がやや枯渇する。

ハーカー図 (Fig. A6-6)

平松層では、 MgO 、 CaO の高い試料が認められる。

槇野層では、 MgO の高い試料が認められ、 K_2O が高い。

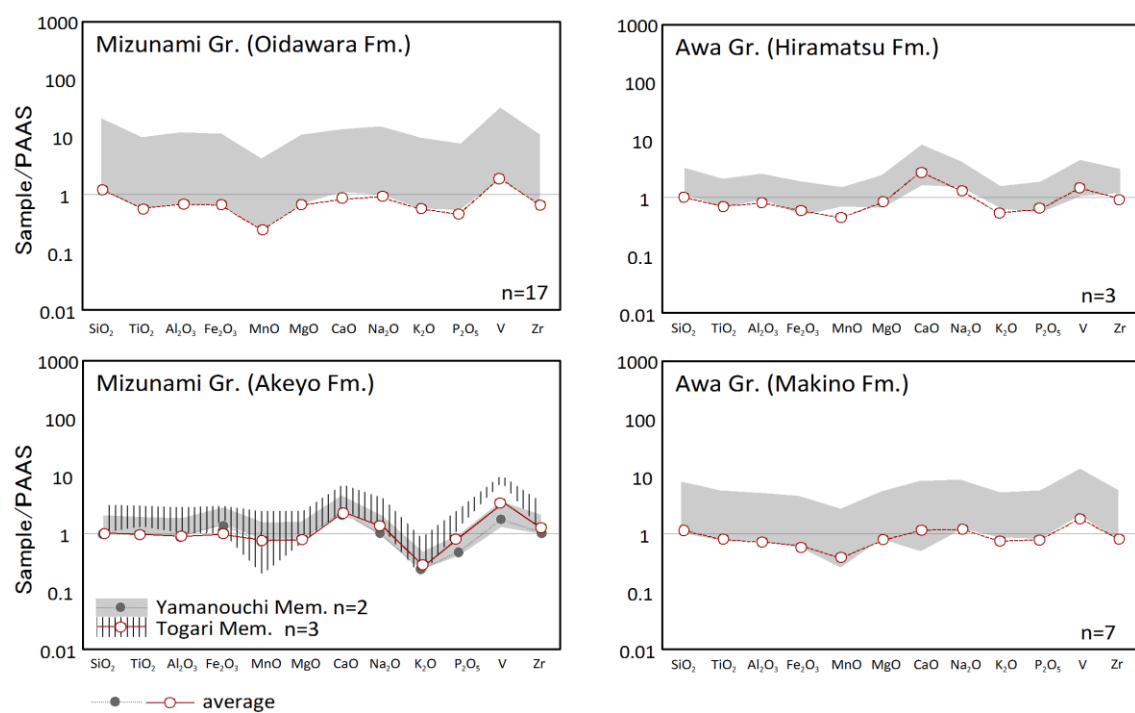


Fig. A6-3; PAAS-normalized spider diagrams of the lower Miocene formations (the Mizunami Group and the Awa Group).

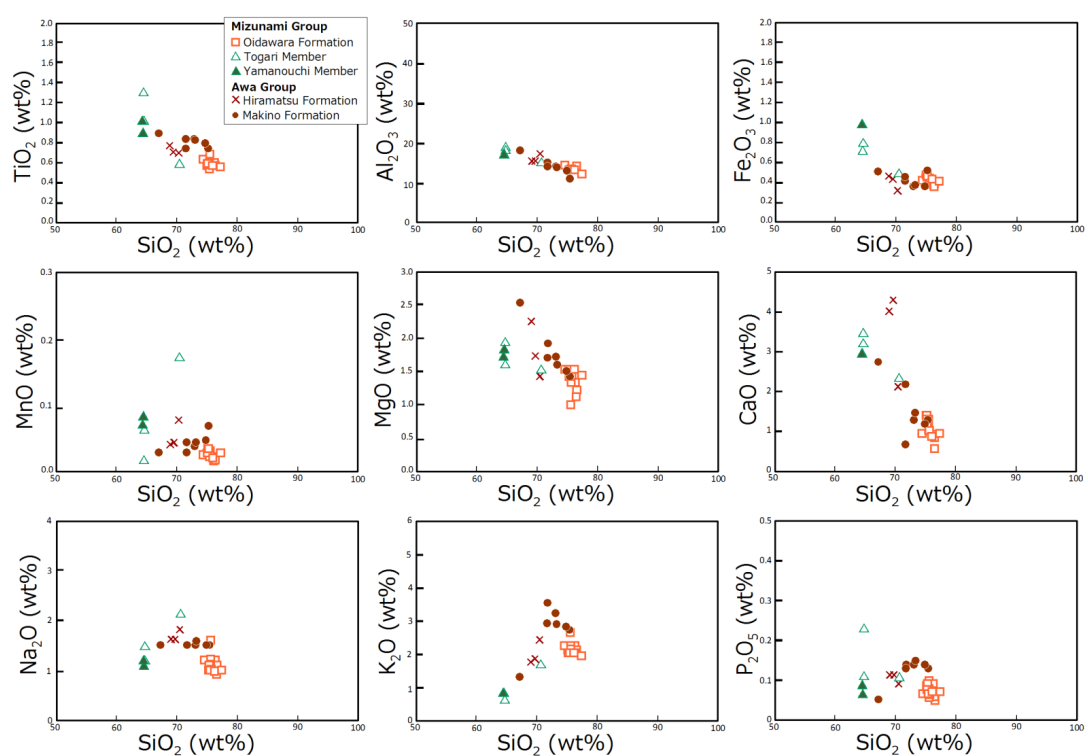


Fig. A6-4; Variation diagram of major elements against SiO_2 (wt%) of the Lower to the Middle Miocene Formations (the Mizunami Group and the Awa Group).

A6-1-2-c 瀬戸層群 陶土層

恵那市南部地域に分布する土岐口陶土層において、 SiO_2 は 55.45～79.26 wt% (平均 67.32 wt%)を、 TiO_2 は 0.64～1.13 wt% (平均 0.91 wt%)を、 Al_2O_3 は 16.67～40.91 wt% (平均 26.89 wt%)を、 Fe_2O_3 は 0.58～5.41 wt% (平均 2.05 wt%)を、 MnO は 0.00～0.05 wt% (平均 0.01 wt%)を、 MgO は 0.06～0.94 wt% (平均 0.39 wt%)を、 CaO は 0.07～0.60 wt% (平均 0.34 wt%)を、 Na_2O は 0.06～0.89 wt% (平均 0.24 wt%)を、 K_2O は 0.55～2.54 wt% (平均 1.81 wt%)を、 P_2O_5 は 0.02～0.07 wt% (平均 0.03 wt%)を示す。

土岐～多治見地域に分布する土岐口陶土層において、 SiO_2 は 61.99～97.62 wt% (平均 76.24 wt%)を、 TiO_2 は 0.16～1.70 wt% (平均 1.10 wt%)を、 Al_2O_3 は 1.64～33.04 wt% (平均 19.18 wt%)を、 Fe_2O_3 は 0.14～3.28 wt% (平均 1.25 wt%)を、 MnO は 0.00～0.03 wt% (平均 0.01 wt%)を、 MgO は 0.03～1.09 wt% (平均 0.46 wt%)を、 CaO は 0.00～0.67 wt% (平均 0.24 wt%)を、 Na_2O は 0.00～0.14 wt% (平均 0.08 wt%)を、 K_2O は 0.30～3.40 wt% (平均 1.39 wt%)を、 P_2O_5 は 0.01～0.06 wt% (平均 0.04 wt%)を示す。

瀬戸地域に分布する瀬戸陶土層において、 SiO_2 は 56.98～87.57 wt% (平均 75.35 wt%)を、 TiO_2 は 0.10～1.24 wt% (平均 0.64 wt%)を、 Al_2O_3 は 9.56～38.33 wt% (平均 21.43 wt%)を、 Fe_2O_3 は 0.40～2.46 wt% (平均 0.86 wt%)を、 MnO は 0.01～0.02 wt% (平均 0.01 wt%)を、 MgO は 0.09～0.42 wt% (平均 0.18 wt%)を、 CaO は 0.03～0.52 wt% (平均 0.13 wt%)を、 Na_2O は 0.00～0.94 wt% (平均 0.04 wt%)を、 K_2O は 0.41～5.14 wt% (平均 1.34 wt%)を、 P_2O_5 は 0.02～0.05 wt% (平均 0.03 wt%)を示す。

豊田地域に分布する瀬戸陶土層において、 SiO_2 は 56.05～88.34 wt% (平均 66.80 wt%)を、 TiO_2 は 0.36～1.45 wt% (平均 1.07 wt%)を、 Al_2O_3 は 8.13～39.06 wt% (平均 27.44 wt%)を、 Fe_2O_3 は 1.00～10.04 wt% (平均 2.49 wt%)を、 MnO は 0.01～0.07 wt% (平均 0.02 wt%)を、 MgO は 0.19～1.32 wt% (平均 0.50 wt%)を、 CaO は 0.03～0.28 wt% (平均 0.14 wt%)を、 Na_2O は 0.00～0.16 wt% (平均 0.02 wt%)を、 K_2O は 0.69～2.37 wt% (平均 1.49 wt%)を、 P_2O_5 は 0.02～0.06 wt% (平均 0.04 wt%)を示す。

スパイダー図 (Fig. A6-5)

全ての研究地域に分布する陶土層の傾向として、大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 に富み、 Fe_2O_3 , アルカリ・アルカリ土類元素, MnO , P_2O_5 に枯渇する点が挙げられる。特に、 Na_2O が枯渇しており、豊田地域の陶土層では大陸頁岩 (PAAS) より顕著に低い Na_2O の値を示す。アルカリ・アルカリ土類元素の枯渇の度合いは、瑞浪地域、土岐-多治見地域、瀬戸地域、豊田地域の順に大きくなる。瀬戸地域、土岐-多治見地域の陶土層では、V, Zr に富む傾向にある。陶土層全体の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは広く、試料間の組成に大きな違いがあることを示す。特に、土岐-多治見地域の陶土層の組成レンジは広い。

ハーカー図 (Figs. A6-6, A6-7)

恵那市南部地域の陶土層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。他地域の陶土層と比べて、 TiO_2 、 MgO がやや低い。 K_2O は SiO_2 と正相関を示す ($R^2=0.89$)。また、一部の試料 (161008-9, 161008-9', 161008-13, 161008-14)では、 Fe_2O_3 が3 wt%以上の高い値を示す。これらの試料は、シデライト (FeCO_3)ノジュールを産する層準から得られている。

土岐～多治見地域の陶土層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。本地域の陶土層は、他地域の陶土層と比べて、 SiO_2 が優位に高い。また、同地域の陶土層は、他地域の陶土層と比べて、 SiO_2 のほかに、 TiO_2 、 MgO が高い。 Ba 、 Sr 、 Rb 、 Y 、 V は Al_2O_3 との弱い正相関を示す。また、 Y の組成レンジが、他地域の陶土層と比べて非常に狭い。 Zr は Al_2O_3 とほとんど相関をもたない。 Ba 、 Sr 、 Rb 、 Zr 、 V が他地域の陶土層と比べて高い。

瀬戸地域の陶土層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。本地域の陶土層は、他地域の陶土層と比べて、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O が低い。ただし、2試料 (K4, K5)のみ K_2O が2.5 wt%以上の高い値を示す。 Ba 、 Sr 、 Rb 、 V は、 Al_2O_3 との弱い正相関を示す。一方 Zr は、 Al_2O_3 との弱い負相関を示す。 Ba 、 Sr 、 Rb は、他地域の陶土層と比べて低い値を示す。一方、 Y は他地域の陶土層と比べて高い値を示す。

瀬戸地域の陶土層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。本地域の陶土層では、一部の試料において、 Fe_2O_3 、 MgO が高い。特に試料 161005-1, 161005-2, 161005-4 は、 Fe_2O_3 が4.5 wt%以上の高い値を示し、高い Ba 、 Sr 濃度を示す。他地域の陶土層が、 Ba 、 Sr 、 Rb 、 Y 、 V と Al_2O_3 との相関関係を示すのに対し、豊田地域の陶土層では、これら微量元素が Al_2O_3 との相関を示さない。また、 Zr 、 V が他地域の陶土層と比べて優位に低い値を示し、その組成レンジも狭い。

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. 4-9)

土岐～多治見地域の土岐口陶土層は、検討地域中でも Zr/Sc が大きな試料が多い傾向にあり、これらは理想的なマグマ結晶分化のトレンド (PCT; primary compositional trend; Roser and Korsch, 1999)を横切り、 Zr/Sc が急傾斜を示す。瀬戸地域の瀬戸陶土層は、検討地域中でジルコン付加の影響が最も弱く、 Th/Sc 、 Zr/Sc ともに大きくPCTと類似したトレンドを示す。豊田地域の瀬戸陶土層は、 Zr 付加の傾向を示さない。しかし、 Zr/Sc が小さい値をもつ試料もある。これらの試料の鏡下観察では、シデライト (FeCO_3)ノジュールが認められる。

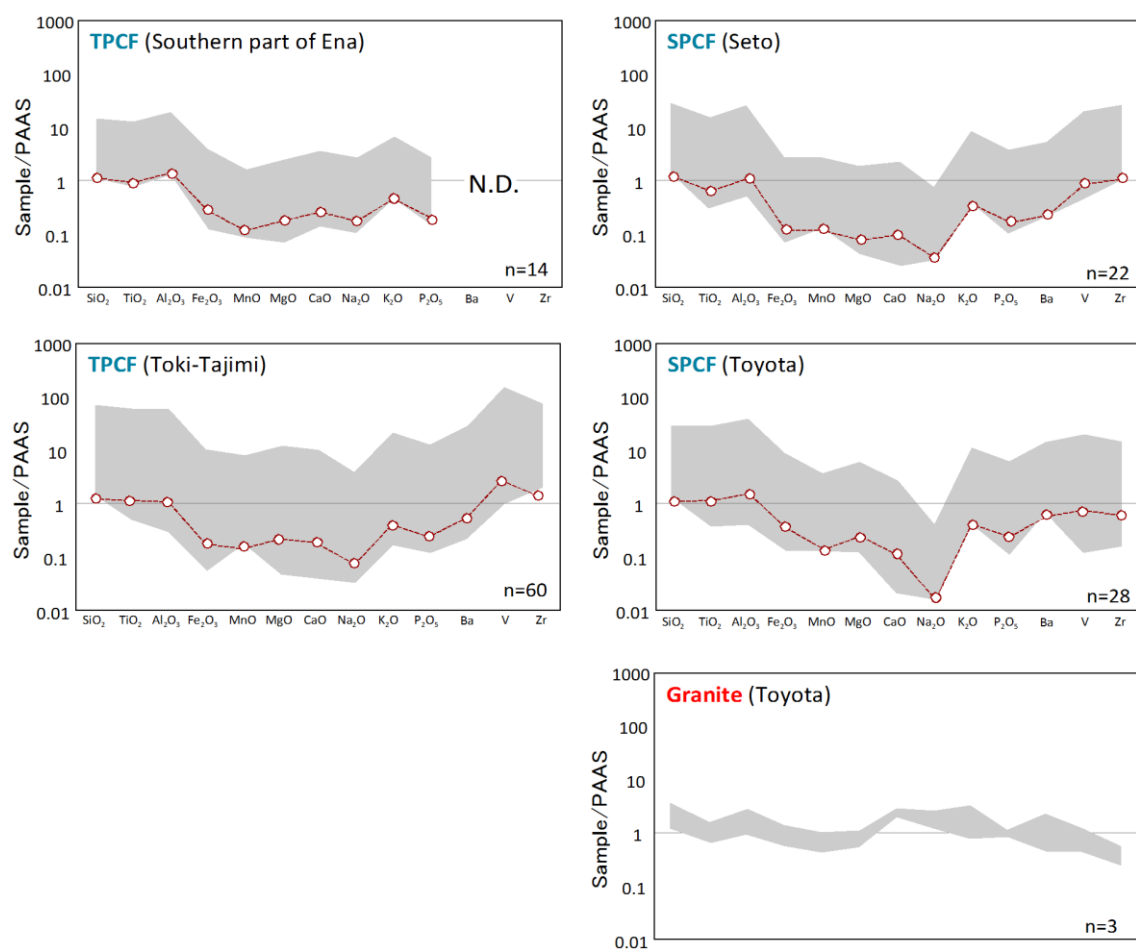


Fig. A6-5; PAAS (Post Archean Australian Shale; Taylor and McLennan, 1985)-normalized spider diagrams of the Porcelain Clay Formation and granite distributed in the Toyota area. N.D. means no data. TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

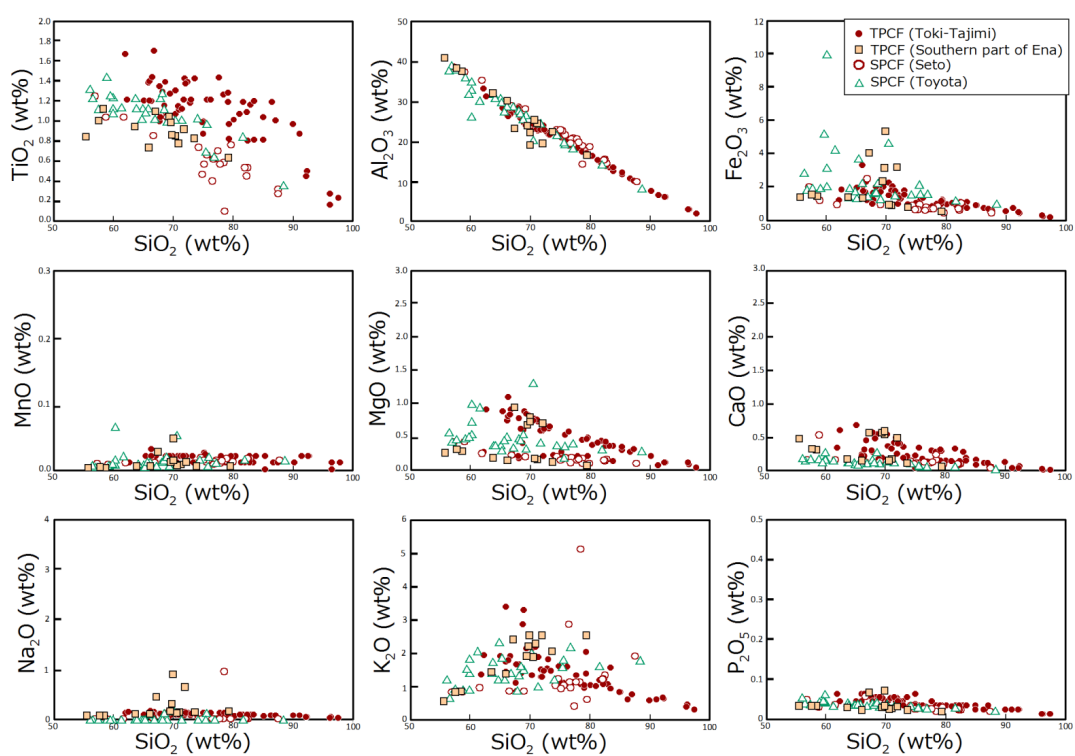


Fig. A6-6; Variation diagram of major elements against SiO₂ (wt%) for the Porcelain Clay Formation in the Seto Group. TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

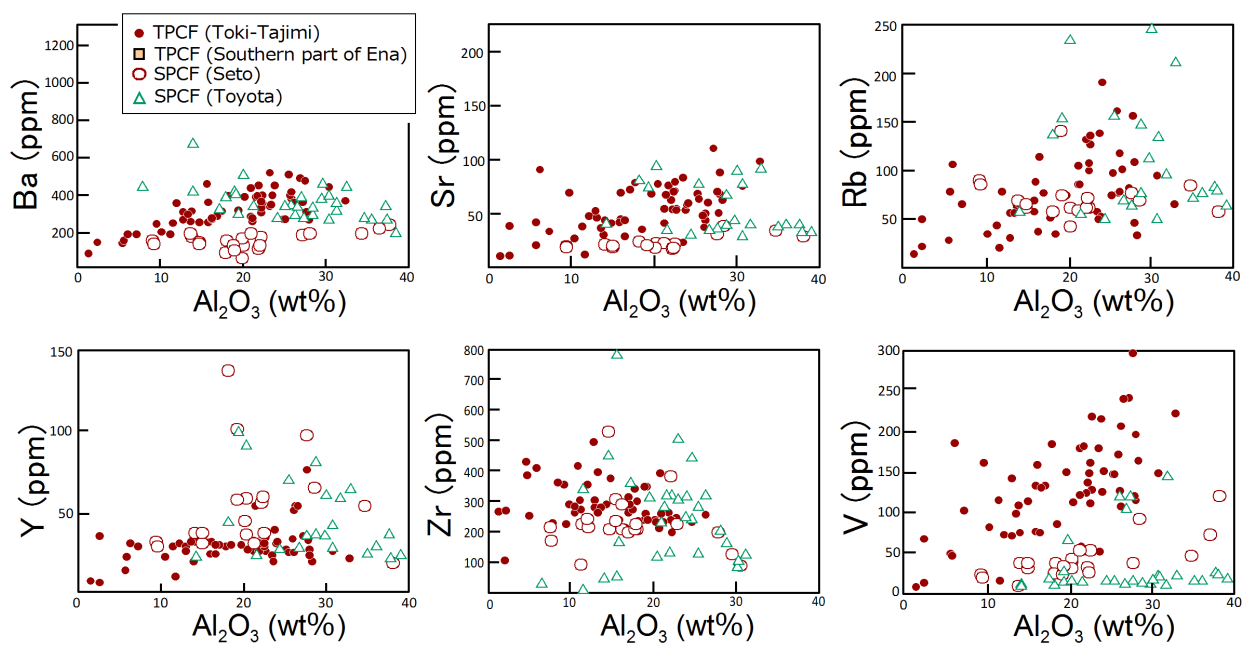


Fig. A6-7; Variation diagram of LIL (Ba, Sr, Rb) elements, Y, Zr and V against Al_2O_3 for the Porcelain Clay Formation in the Seto Group. TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

A6-1-2-d 古琵琶湖層群 上野層

島ヶ原地域に分布する伊賀粘土部層において、 SiO_2 は 55.42～76.41 wt% (平均 68.54 wt%) を、 TiO_2 は 0.11～1.80 wt% (平均 1.74 wt%) を、 Al_2O_3 は 13.95～40.14 wt% (平均 24.27 wt%) を、 Fe_2O_3 は 0.92～5.99 wt% (平均 2.52 wt%) を、 MnO は 0.01～0.10 wt% (平均 0.03 wt%) を、 MgO は 0.15～1.23 wt% (平均 0.53 wt%) を、 CaO は 0.15～1.50 wt% (平均 0.57 wt%) を、 Na_2O は 0.00～2.43 wt% (平均 0.67 wt%) を、 K_2O は 0.33～4.58 wt% (平均 2.06 wt%) を、 P_2O_5 は 0.02～0.08 wt% (平均 0.04 wt%) を示す。

信楽地域に分布する中郷部層において、 SiO_2 は 63.22～71.37 wt% (平均 66.38 wt%) を、 TiO_2 は 0.21～0.56 wt% (平均 0.41 wt%) を、 Al_2O_3 は 20.50～29.12 wt% (平均 25.49 wt%) を、 Fe_2O_3 は 0.77～3.18 wt% (平均 2.04 wt%) を、 MnO は 0.01～0.04 wt% (平均 0.02 wt%) を、 MgO は 0.08～0.93 wt% (平均 0.40 wt%) を、 CaO は 0.06～0.40 wt% (平均 0.27 wt%) を、 Na_2O は 0.69～2.67 wt% (平均 1.62 wt%) を、 K_2O は 3.08～4.56 wt% (平均 3.35 wt%) を、 P_2O_5 は 0.02～0.05 wt% (平均 0.03 wt%) を示す。

森 (2013MS)によると、伊賀大山田地域に分布する中村部層において、 SiO_2 は 65.94～68.73 wt% (平均 67.42 wt%) を、 TiO_2 は 0.64～0.89 wt% (平均 0.77 wt%) を、 Al_2O_3 は 17.14～20.02 wt% (平均 18.65 wt%) を、 Fe_2O_3 は 5.24～6.70 wt% (平均 6.03 wt%) を、 MnO は 0.05～0.20 wt% (平均 0.12 wt%) を、 MgO は 0.92～1.46 wt% (平均 1.20 wt%) を、 CaO は 0.96～2.86 wt% (平均 1.35 wt%) を、 Na_2O は 1.22～1.65 wt% (平均 1.35 wt%) を、 K_2O は 2.72～3.11 wt% (平均 2.91 wt%) を、 P_2O_5 は 0.11～0.26 wt% (平均 0.17 wt%) を示すとされる。

スパイダー図 (Fig. A6-8)

中村部層は、大陸頁岩 (PAAS) と類似した主要元素の組成を示し、 MgO がやや枯渇する。

伊賀粘土部層は、大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , Al_2O_3 , Ba, V, Zr に富み、 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 に枯渇する。伊賀粘土部層の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは広く、試料間の組成に大きな違いがあることを示す。

中郷部層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して Al_2O_3 , Na_2O , K_2O に富む。

ハーカー図 (Figs. A6-9, A6-10)

中村部層では、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O がクラスターをつくる。 Fe_2O_3 は、 SiO_2 との弱い負相関を示す ($R^2=-0.46$)。

伊賀粘土部層の主要元素、微量元素組成には、地域性が見出せる。法華鉾山に分布する伊賀粘土部層の主要元素、微量元素の組成が多様性に富むのに対し、三光鉾山に分布する本部層の主要元素、微量元素の組成はクラスターをつくる。また、法華鉾山に分布する伊賀粘土部層は、主要元素や微量元素の組成レンジが広く、多様な組成を示す。本鉾山の伊賀粘土部層において、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 が SiO_2 と負相関を示し、これらは石英によって希釈される

元素であるといえる。本鉾山の伊賀粘土部層の多くの試料では、 Fe_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 が乏しく、 SiO_2 , Al_2O_3 が高い。 TiO_2 のハーカー図上では、0.6~1.0 wt% にクラスターをつくるグループと、0.2 wt% 以下の低い濃度を示すグループがみられ、1 試料 (Ho-3) でのみ TiO_2 が 1.8 wt% と高い値を示す。また、いくつかの試料では、 Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O が高い値を示す。 K_2O のハーカー図上では、 K_2O が 1.0 wt% の低い濃度を示すグループと、 K_2O と SiO_2 が正相関を示し K_2O が 1.0~5.0 wt% の相対的に高い濃度を示すグループがみられる。同様の傾向は、 CaO , Na_2O でもみられる。また、 CaO , Na_2O , K_2O が SiO_2 と正相関を示す試料は、 Sr , Rb , Zr も高い濃度を示し、 Sr , Rb , Zr と Al_2O_3 が弱く負相関を示す。法華鉾山に分布する本部層の一部の試料 (15622-13, 15622-17, 15622-20) は、 Fe_2O_3 と Sr が高い値を示す。試料 15622-13, 15622-17 は、シデライト (FeCO_3) ノジュールを産する層準から得られている。

中郷部層では、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 が SiO_2 と負相関を示し、石英によって希釈される。一方、 Na_2O , K_2O に富み、 K_2O は、 SiO_2 との弱い正相関を示す ($R^2=0.56$)。また、本部層では、 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 が乏しい。

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. A6-11)

法華鉾山に分布する伊賀粘土部層の一部の試料は、 Zr/Sc が大きく急傾斜を示し、碎屑物のリサイクルによる Zr 付加のトレンドをもつ。また、同地域の伊賀粘土部層の一部の試料では、 Th/Sc 及び Zr/Sc とともに高い値を示し、PCT と類似するトレンドをもつ。

A6-1-2-e 古琵琶湖層群 伊賀層

伊賀層下部部層 (北又礫層・炊村部層)において, SiO_2 は 63.41~78.69 wt% (平均 71.71 wt%) を, TiO_2 は 0.45~1.28 wt% (平均 0.71 wt%) を, Al_2O_3 は 14.44~25.17 wt% (平均 18.72 wt%) を, Fe_2O_3 は 1.90~10.44 wt% (平均 4.45 wt%) を, MnO は 0.02~0.07 wt% (平均 0.05 wt%) を, MgO は 0.56~1.11 wt% (平均 0.91 wt%) を, CaO は 0.03~0.34 wt% (平均 0.20 wt%) を, Na_2O は 0.00~0.85 wt% (平均 0.46 wt%) を, K_2O は 1.07~3.30 wt% (平均 2.76 wt%) を, P_2O_5 は 0.02~0.13 wt% (平均 0.05 wt%) を示す.

伊賀層上部部層 (柘植部層)において, SiO_2 は 68.41~72.74 wt% (平均 70.45 wt%) を, TiO_2 は 0.61~0.89 wt% (平均 0.79 wt%) を, Al_2O_3 は 16.73~19.29 wt% (平均 17.73 wt%) を, Fe_2O_3 は 4.07~6.17 wt% (平均 5.39 wt%) を, MnO は 0.04~0.10 wt% (平均 0.06 wt%) を, MgO は 1.10~1.53 wt% (平均 1.29 wt%) を, CaO は 0.31~0.38 wt% (平均 0.34 wt%) を, Na_2O は 0.70~1.28 wt% (平均 0.91 wt%) を, K_2O は 2.80~3.09 wt% (平均 2.93 wt%) を, P_2O_5 は 0.02~0.12 wt% (平均 0.09 wt%) を示す.

スパイダー図 (Fig. A6-8)

伊賀層下部部層 (北又礫層・炊村部層)は, 大陸頁岩 (PAAS)に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Ba, V, Zr に富み, MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 にやや枯渇する傾向にある. CaO , Na_2O は, 炊村部層において顕著に枯渇する. ただし, 伊賀層下部部層全体の主要元素, Ba, V, Zr は, 大陸頁岩 (PAAS)の組成と類似しており, それは特に北又礫部層において顕著である. また, 伊賀層下部部層全体の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは狭く, 試料間の組成に違いがあまりないことを示す.

伊賀層上部部層 (柘植部層)は, 大陸頁岩 (PAAS)に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Ba, V にやや富み, CaO , MgO , P_2O_5 にやや枯渇する傾向にある. ただし, 伊賀層上部部層全体の主要元素, Ba, V, Zr は, 大陸頁岩 (PAAS)の組成と類似している. また, 伊賀層上部部層全体の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは狭く, 試料間の組成に違いがあまりないことを示す.

ハーカー図 (Figs. A6-9, A6-10)

伊賀層下部部層 (北又礫層・炊村部層), 上部部層 (柘植部層)ともに, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 は, SiO_2 と負の相関を示し, これらの元素が石英による希釈を受けていることを示す. TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Ba, Rb, Zr, V の組成は, 吉永互層以外の甲賀層, 蒲生層と類似する. 阿山層, 甲賀層, 蒲生層と比べて, 本部層では, Na_2O , Sr が乏しく, 上野層と類似した組成を示す. 伊賀層では, Fe_2O_3 が高い値を示し, 特に 2 試料 (151030-2, 151030-6)では, 7.38~10.44 wt%と高い値を示す. 試料 151030-6 では, TiO_2 が 1.28 wt%と高い値を示すが, 試料 151030-2 では, TiO_2 が 0.62 wt%とそれほど高い値を示さない.

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. A6-11)

Zr/Sc が急傾斜するような Zr 付加の傾向を示さない.

A6-1-2-f 古琵琶湖層群 阿山層

阿山層下部部層 (和田部層)において, SiO_2 は 65.36~71.88 wt% (平均 67.93 wt%)を, TiO_2 は 0.83~1.04 wt% (平均 0.92 wt%)を, Al_2O_3 は 17.45~21.61 wt% (平均 19.63 wt%)を, Fe_2O_3 は 3.75~7.75 wt% (平均 5.79 wt%)を, MnO は 0.02~0.23 wt% (平均 0.08 wt%)を, MgO は 0.90~1.59 wt% (平均 1.37 wt%)を, CaO は 0.06~0.76 wt% (平均 0.32 wt%)を, Na_2O は 0.26~1.41 wt% (平均 0.97 wt%)を, K_2O は 2.45~3.19 wt% (平均 2.90 wt%)を, P_2O_5 は 0.05~0.29 wt% (平均 0.09 wt%)を示す.

阿山層上部部層 (甲南部層)において, SiO_2 は 64.86~72.37 wt% (平均 68.89 wt%)を, TiO_2 は 0.80~1.03 wt% (平均 0.90 wt%)を, Al_2O_3 は 16.92~20.20 wt% (平均 18.96 wt%)を, Fe_2O_3 は 4.19~7.03 wt% (平均 5.58 wt%)を, MnO は 0.03~0.14 wt% (平均 0.06 wt%)を, MgO は 1.17~2.11 wt% (平均 1.48 wt%)を, CaO は 0.06~0.67 wt% (平均 0.27 wt%)を, Na_2O は 0.62~1.08 wt% (平均 1.95 wt%)を, K_2O は 2.47~3.42wt% (平均 2.81 wt%)を, P_2O_5 は 0.05~0.15 wt% (平均 0.10 wt%)を示す.

スパイダー図 (Fig. A6-8)

阿山層下部部層 (和田部層)は, 大陸頁岩 (PAAS)に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 に富み, CaO , P_2O_5 に枯渇する傾向にある. ただし, 阿山層下部部層全体の主要元素は, 大陸頁岩 (PAAS)の組成と類似している.

阿山層上部部層 (甲南部層)は, 大陸頁岩 (PAAS)に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Ba, V, Zr に富み, CaO , P_2O_5 に枯渇する傾向にある. ただし, 阿山層上部部層全体の主要元素, Ba, V, Zr は, 大陸頁岩 (PAAS)の組成と類似している.

ハーカー図 (Figs. A6-9, A6-10)

TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O は, SiO_2 と負の相関を示し, これらの元素が石英による希釈を受けていることを示す. TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , Ba, Sr, Rb, Y, Zr, V の組成は, 伊賀層, 吉永互層以外の甲賀層, 蒲生層と類似する. Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 が, 上野層, 伊賀層, 甲賀層, 蒲生層と比べて優位に高い.

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. A6-11)

Zr/Sc が急傾斜するような Zr 付加の傾向を示さない.

A6-1-2-g 古琵琶湖層群 甲賀層

甲賀層佐治川部層および牧部層において、 SiO_2 は 63.52～72.58 wt% (平均 68.40 wt%) を、 TiO_2 は 0.44～1.02 wt% (平均 0.75 wt%) を、 Al_2O_3 は 16.59～30.35 wt% (平均 21.43 wt%) を示す。 Fe_2O_3 は 1.17～5.93 wt% (平均 3.91 wt%) を、 MnO は 0.00～0.13 wt% (平均 0.04 wt%) を、 MgO は 0.21～1.78 wt% (平均 0.99 wt%) を、 CaO は 0.13～0.73 wt% (平均 0.46 wt%) を、 Na_2O は 0.73～1.55 wt% (平均 1.10 wt%) を、 K_2O は 2.35～3.29 wt% (平均 2.85 wt%) を、 P_2O_5 は 0.01～0.28 wt% (平均 0.07 wt%) を示す。

甲賀層吉永互層において、 SiO_2 は 61.14～74.79 wt% (平均 67.46 wt%) を、 TiO_2 は 0.28～0.77 wt% (平均 0.60 wt%) を、 Al_2O_3 は 16.09～28.03 wt% (平均 21.93 wt%) を、 Fe_2O_3 は 1.89～5.77 wt% (平均 3.89 wt%) を、 MnO は 0.03～0.07 wt% (平均 0.05 wt%) を、 MgO は 0.44～1.40 wt% (平均 0.97 wt%) を、 CaO は 0.40～1.28 wt% (平均 0.66 wt%) を、 Na_2O は 0.55～2.49 wt% (平均 1.45 wt%) を、 K_2O は 2.48～3.97 wt% (平均 2.94 wt%) を、 P_2O_5 は 0.03～0.07 wt% (平均 0.05 wt%) を示す。

スパイダー図 (Fig. A6-8)

甲賀層は、部層ごとに主要元素、Ba, V, Zr の組成が大きく異なる。

佐治川部層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O に富み、 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 に枯渇する傾向にある。また、本部層の主要元素のレンジは広く、試料間の組成に大きな違いがあることを示す。

牧部層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O に富み、 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 に枯渇する。特に、アルカリ・アルカリ土類元素の枯渇は顕著である。本部層の主要元素のレンジは狭く、試料間の組成に違いがあまりないことを示す。

吉永互層では、大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , Al_2O_3 , Ba, V に富み、 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 にやや枯渇する傾向にある。ただし、本部層全体の主要元素、Ba, V, Zr は、大陸頁岩 (PAAS) の組成と類似している。

ハーカー図 (Figs. A6-9, A6-10)

佐治川部層において、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO は、 SiO_2 と強い負の相関を示し、石英による希釈を受けている。本部層の TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 が伊賀層、阿山層、蒲生層と類似する。牧部層では、試料数が 3 試料と少ないため酸化物どうしの相関が不明である。 TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 が佐治川部層や吉永互層と比べて低い。吉永互層において、 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 は、 SiO_2 と負の相関を示し、石英による希釈を受けている。一方、 K_2O は、 SiO_2 と弱い正の相関を示す。 CaO と Na_2O の組成にはばらつきがあり、伊賀層、阿山層、蒲生層と比べて高い値を示すものがある。

佐治川部層では、吉永互層では、 SiO_2 、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO が佐治川部層、牧部層と比べてやや低い。

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. A6-11)

Zr/Sc が急傾斜するような Zr 付加の傾向を示さない。また、古琵琶湖層群のうちで最も Zr/Sc が小さい。

A6-1-2-h 古琵琶湖層群 蒲生層

蒲生層布引山部層および迫粘土部層において、 SiO_2 は 68.53～73.36 wt% (平均 70.67 wt%) を、 TiO_2 は 0.56～0.94 wt% (平均 0.78 wt%) を、 Al_2O_3 は 16.63～19.82 wt% (平均 18.19 wt%) を、 Fe_2O_3 は 3.20～4.95 wt% (平均 4.19 wt%) を、 MnO は 0.03～0.05 wt% (平均 0.04 wt%) を、 MgO は 0.85～1.46 wt% (平均 1.18 wt%) を、 CaO は 0.29～0.75 wt% (平均 0.45 wt%) を、 Na_2O は 1.06～1.49 wt% (平均 1.34 wt%) を、 K_2O は 2.91～3.35 wt% (平均 3.11 wt%) を、 P_2O_5 は 0.03～0.08 wt% (平均 0.04 wt%) を示す。

スパイダー図 (Fig. A6-8)

大陸頁岩 (PAAS) に対して SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , Ba, V, Zr に富み, Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 に枯渇する傾向にある。ただし、蒲生層全体の主要元素, Ba, V, Zr は、大陸頁岩 (PAAS) の組成と類似している。また、本層の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは狭く、試料間の組成に違いがあまりないことを示す。ただし、これは分析試料数が少ないことに由来するかもしれない。

ハーカー図 (Figs. A6-9, A6-10)

主要元素、微量元素は、組成レンジが狭く、クラスターをつくる。 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO は SiO_2 との負の相関を示し、石英による希釈を受けている。法華鉾山以外に分布する上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層と比べて、Sr がやや高い。

Zr/Sc-Th/Sc 図 (Fig. A6-11)

本層は、Zr/Sc がやや大きく、PCT を横切るトレンドをもつ。

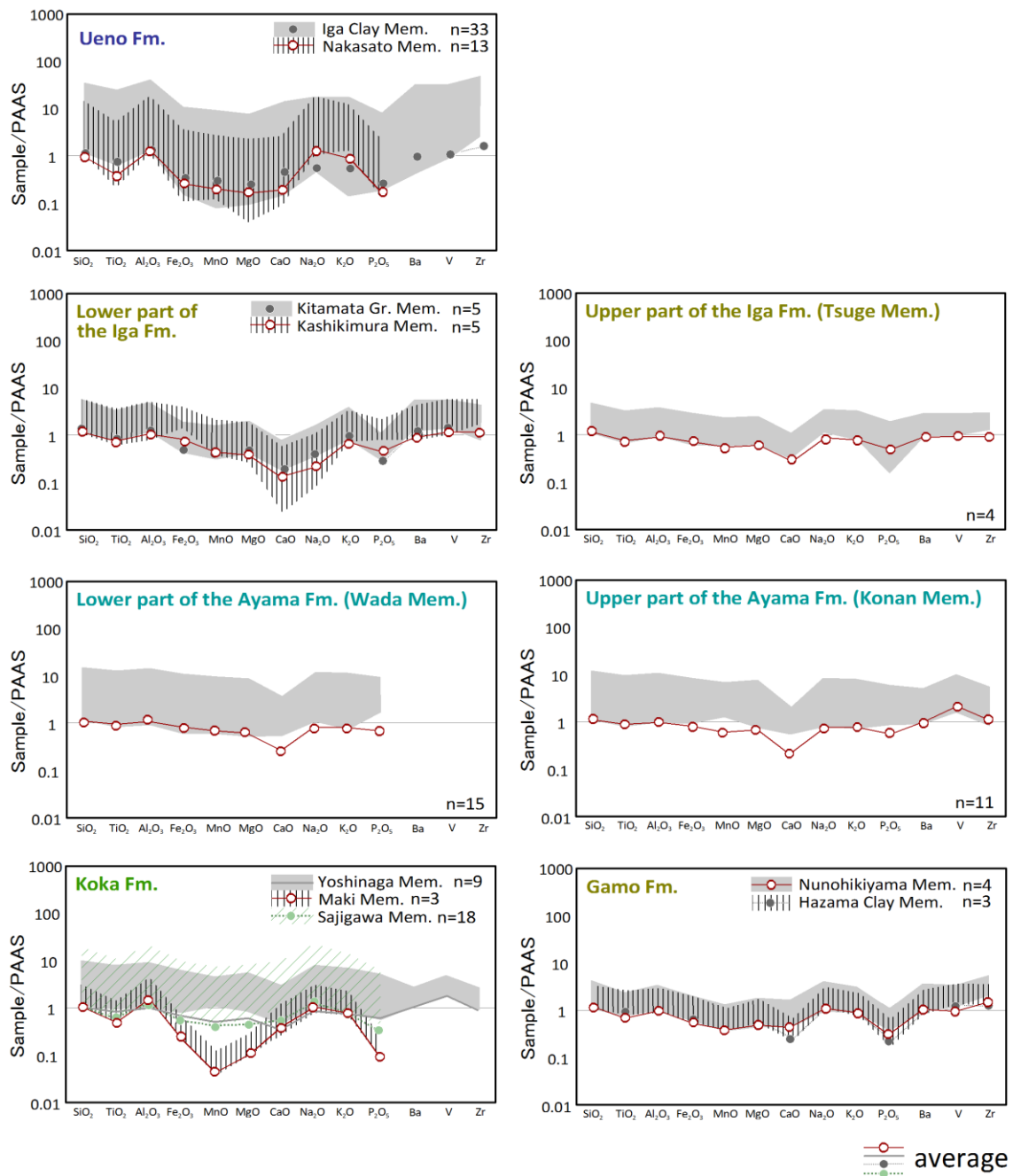


Fig. A6-8; PAAS-normalized spider diagrams of the Kobiwako Group. N.D. means no data. Gr; gravel.

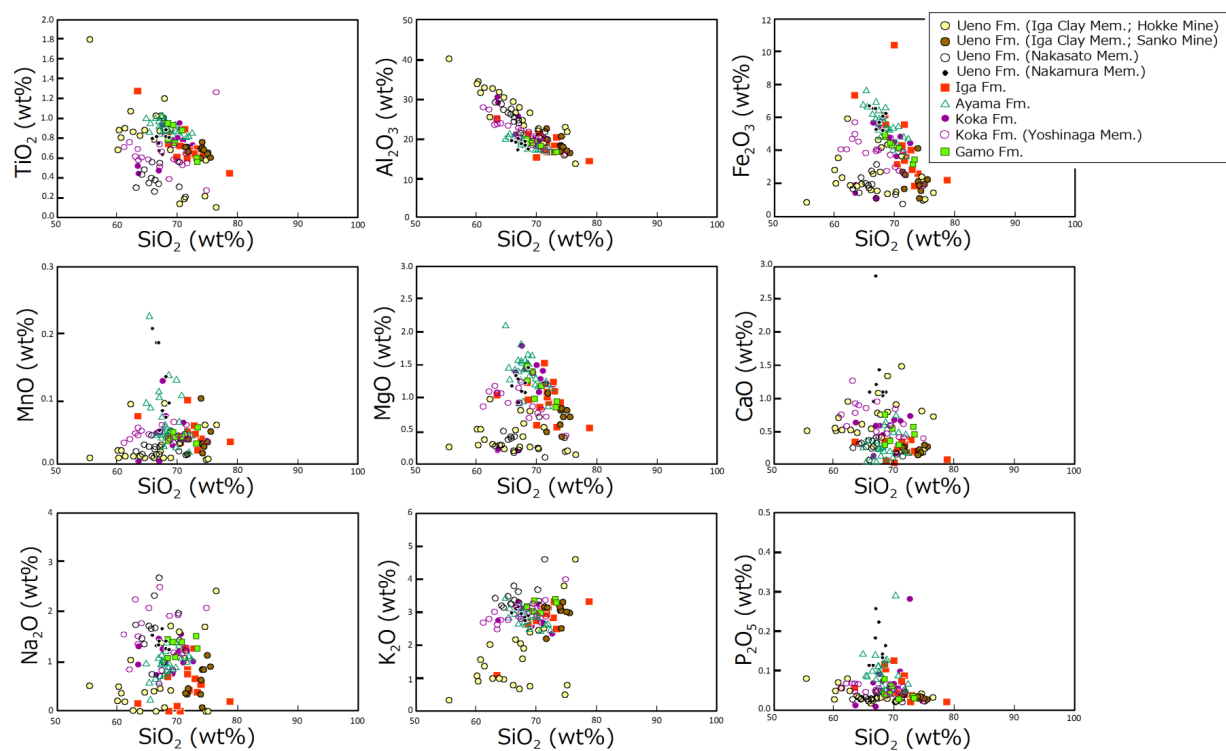


Fig. A6-9; Variation diagram of major elements against SiO_2 (wt%) by the Kobiwako Group. The data of chemical composition of the Nakamura Member are quoted from Mori (2013MS).

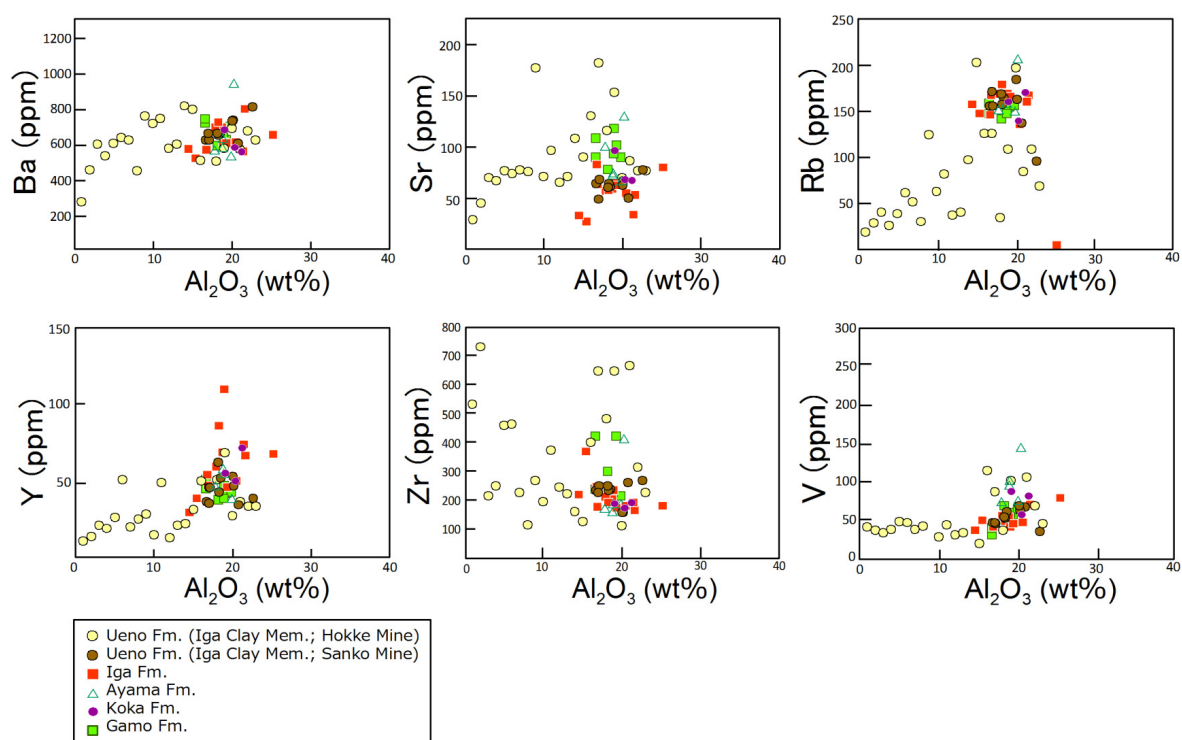


Fig. A6-10; Variation diagram of LIL (Ba, Sr, Rb) elements, Y and V against Al_2O_3 by the Kobiwako Group.

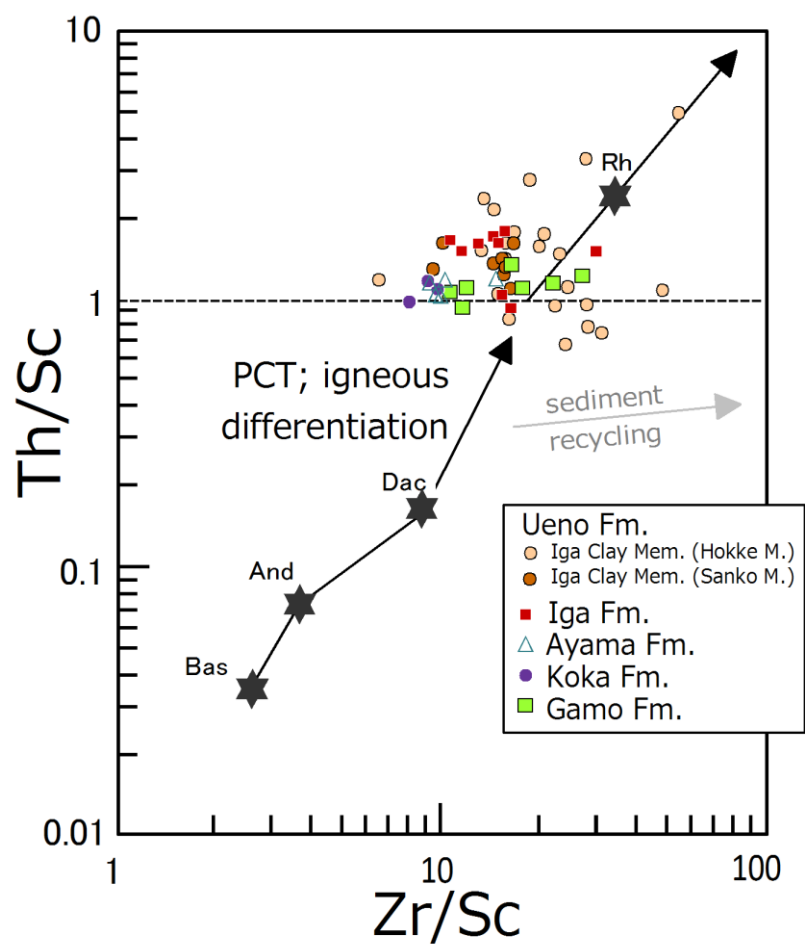


Fig. A6-11; Zr/Sc vs Th/Sc diagram (McLennan et al., 1993) of the Tokiguchi and the Seto Porcelain Clay Formation. Stars (Bas; basalt, And; andesite, Dac; dacite, Rh; rhyolite) are average of igneous rock compositions (as plotted by Roser and Korsch, 1999). PCT; Primary Compositional Trend.

A6-2 REE 組成

全岩での ICP-MS 分析を行い，希土類元素組成を検出した．

A6-2-1 記載

REE 含有量をコンドライトの REE 組成で規格化した REE パターンを Fig. A6-12 と Fig. A6-13 に示す．粒度効果による影響を考慮するために，4 章でも述べたように $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ を粒度指標として用いる． $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$ の粗粒な粒度組成を示すグループ， $0.2 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 0.4$ の中間的な粒度組成を示すグループ， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \geq 0.4$ の細粒な粒度組成を示すグループに分けて表す．

A6-2-1-a 瀬戸層群 陶土層

恵那市南部地域と土岐～多治見地域に分布する土岐口陶土層，豊田地域に分布する瀬戸陶土層の REE パターンは，粒度組成に関わらず，LREE に富み HREE が乏しい左肩上がりで明瞭な Eu の負異常を示す REE パターンを示す。

細粒な堆積物ほど， Σ REE が高い値を示す。特に，土岐～多治見地域の土岐口陶土層では，粒度の違いによる Σ REE の違いが顕著であり，粗粒な堆積物 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)ほど， Σ REE が低い傾向にある (Fig. A6-12)。

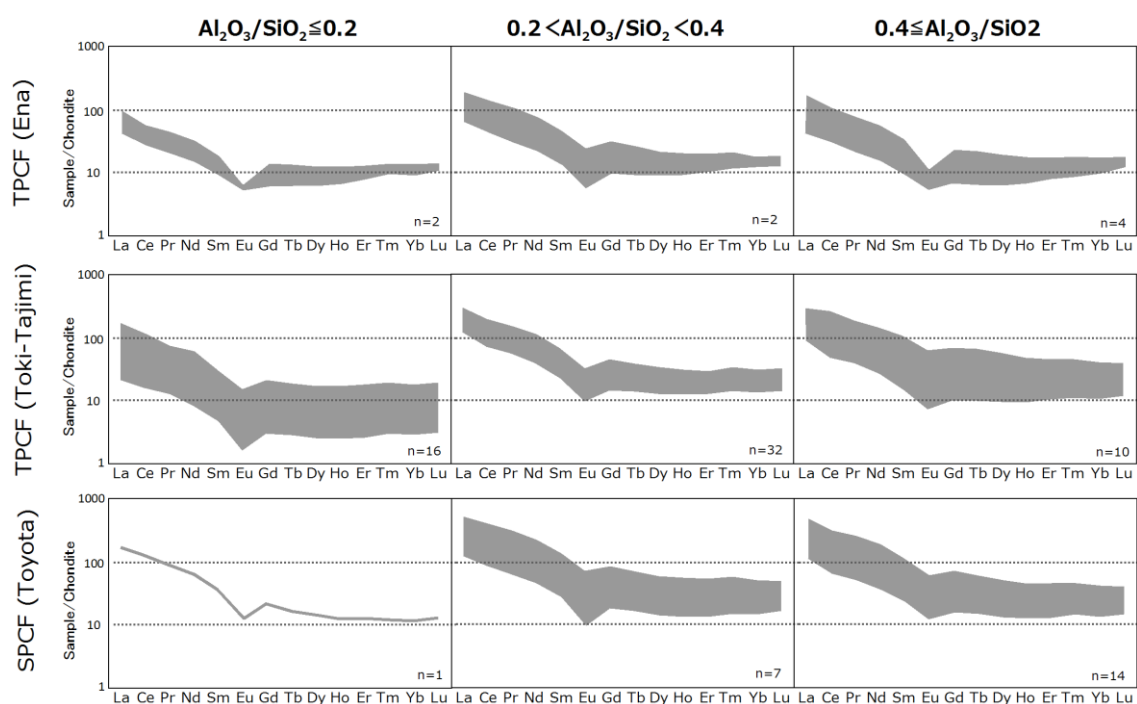


Fig. A6-12; Chondrite (Taylor and McLennan, 1985) normalized REE patterns of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation (TPCF) and the Seto Porcelain Clay Formation (SPCF) for each grain size deposits.

A6-2-1-b 古琵琶湖層群 上野層

上野層は、LREE に富み HREE が乏しい左肩上がりの REE パターンを示し、明瞭な Eu 負異常を示すが、中間的～細粒な粒度構成 ($0.2 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 0.4$)を示すグループでは、Eu 負異常の浅い試料もある。上野層では、粒度の違いによる REE 総量の違いが顕著であり、細粒な堆積物ほど REE 全体が高い値を示す。また、本層における REE パターンは非常に多様であり、中間的な粒度構成を示すグループにおいて HREE が右肩上がりを示し高い Yb, Lu 濃度を示す試料、Eu 異常をもたない試料、Ce 正異常を示す試料や、細粒な粒度構成を示すグループにおいて LREE の傾きが急傾斜を示しかつ Ce 正異常を示す試料などが認められる (Fig. A6-13).

A6-2-1-c. 古琵琶湖層群 伊賀層

伊賀層下部部層では、細粒な粒度構成を示すグループ ($0.4 \leq \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)を欠く。

伊賀層下部部層では、粗粒な粒度構成を示すグループ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)において、急傾斜で左肩上がりの LREE、やや右肩上がりの HREE、明瞭な Eu 負異常を示す。また、中間的な粒度構成を示すグループにおいて、LREE が高く HREE の低い左肩上がりで、明瞭な Eu 負異常をもった REE パターンを示す。Ce の負異常を示す試料も認められる (Fig. A6-13).

伊賀層上部部層では、粗粒な粒度構成を示すグループ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)と細粒な粒度構成を示すグループ ($0.4 \leq \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)を欠く。

伊賀層上部部層では、LREE が高く HREE の低い左肩上がりで、Eu 負異常をもった REE パターンを示す。また、試料間の REE パターンの違いがなく、類似した REE 組成を示す (Fig. A6-13).

A6-2-1-d 古琵琶湖層群 阿山層

阿山層上部部層では、粗粒な粒度構成を示すグループ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)と細粒な粒度構成を示すグループ ($0.4 \leq \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)を欠く。

阿山層上部部層では、LREE が高く HREE の低い左肩上がりで、Eu 負異常をもった REE パターンを示す。REE 全体がやや高い試料も認められる (Fig. A6-13).

A6-2-1-e 古琵琶湖層群 甲賀層

甲賀層では、粗粒な粒度構成を示すグループ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)と細粒な粒度構成を示すグループ ($0.4 \leq \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)を欠く。

甲賀層では、LREE が高く HREE の低い左肩上がりで、Eu 負異常をもった REE パターンを示す。また、Ce の負異常を示す (Fig. A6-13).

A6-2-1-f 古琵琶湖層群 蒲生層

蒲生層では,粗粒な粒度構成を示すグループ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \leq 0.2$)と細粒な粒度構成を示すグループ ($0.4 \leq \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)を欠く.

蒲生層では, LREE が高く HREE の低い左肩上がりで, Eu 負異常をもった REE パターンを示す. また, Ce の負異常を示す試料も認められる (Fig. A6-13).

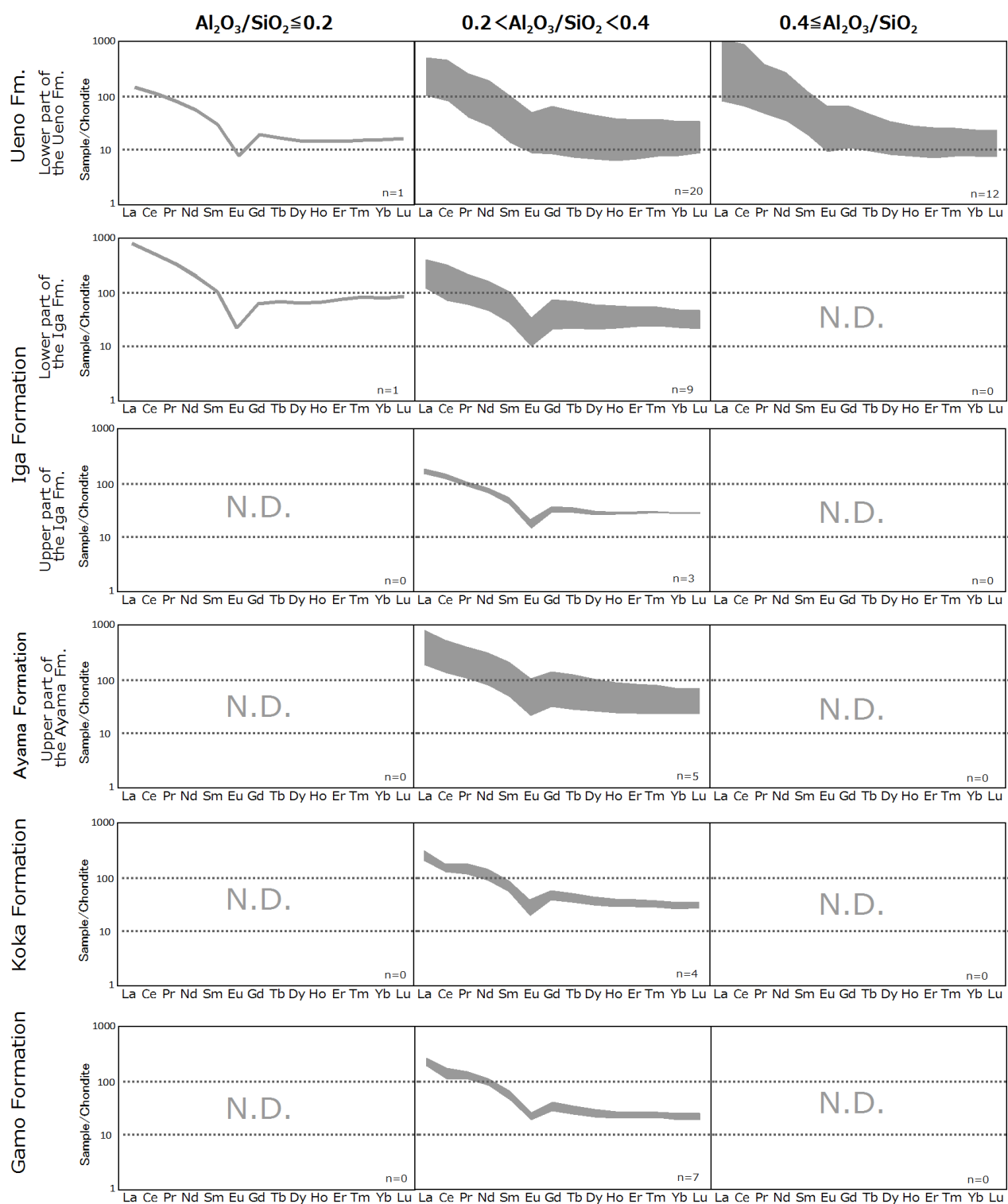


Fig. A6-13; Chondrite (Taylor and McLennan, 1985) normalized REE patterns of the Kobiwako Group for each grain size deposits. The Ueno Formation; the Iga Clay Member, the lower part of the Iga Formation; the Kitamata Gravel and the Kashikimura Members, the upper part of the Iga Formation; the Tsuge Member, the upper part of the Ayama Formation; the Konan Member, the Gamo Formation; the Nunohikiyama and Hazama Clay Members. N.D. means no data.

A6-3 化学・鉱物風化程度

各層の A-CN-K 図を Fig. 4-5, Fig. 4-13, Fig. A6-14 にそれぞれ示す.

また, 本論では粘土鉱物組成から鉱物風化度を検出する. 定方位での X 線回折分析から得られたピーク強度を用いて, 10 Å 鉱物, 12~14 Å 鉱物, 7 Å 鉱物の 3 成分からなる三角ダイアグラムを用いて粘土鉱物組成をあらわした (Figs. A6-15, A6-16).

A6-3-1 記載

A6-3-1-a 瑞浪層群

瑞浪層群の CIA 値は，生俵層において 66～77 (平均 72)を，明世層において 67～79 (平均 76)を示す (Fig.A6-14). 生俵層は， Al_2O_3 -($\text{CaO}+\text{N}_2\text{O}$)辺 (A-CN 辺)に平行な理想的な化学風化トレンド (IWT; Ideal Weathering Trend)を示し，流紋岩～花崗岩を母岩組成とする風化トレンドを示す. 明世層は，安山岩を母岩組成とする化学風化トレンド (IWT)を示すが，戸狩層の 1 試料のみ，IWT を外れ， K_2O 成分にやや富む組成を示す.

CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 図 (Fig. 4-3-1)において，生俵層，および明世層の粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)のレンジは狭く， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.16\sim0.30$ の範囲に収まるのに対して，CIA 値は 66～79 の相対的に幅広いレンジを示す. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値の相関はほとんどなく，CIA 値が粒度による影響をほとんど受けていない.

A6-3-1-b 阿波層群

阿波層群の CIA 値は，平松層において 68～70 (平均 68)を，槇野層において 63～74 (平均 66)を示す. 平松層は，その試料数が 3 試料と少ないため，供給源となる母岩組成や風化トレンドが読み取れない. 槇野層は，花崗岩を母岩組成とする風化トレンドを示す. ただし，槇野層の 1 試料のみ，IWT を外れ， K_2O 成分に枯渇する組成を示し，この試料だけが CIA 位 70 以上の相対的に高い化学風化度を示す.

CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 図 (Fig. 4-3-1)において，平松層，および槇野層の粒度 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)のレンジは狭く， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.15\sim0.27$ の範囲に収まるのに対して，CIA 値は 63～74 の相対的に幅広いレンジを示す. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ と CIA 値は弱い正相関を示し，CIA 値が粒度による影響を僅かに受けている.

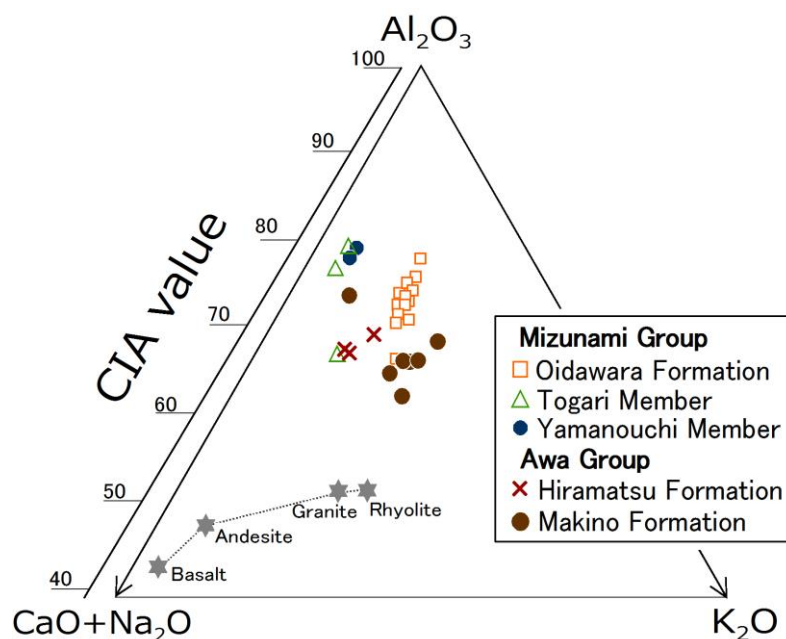


Fig. A6-14; Ternary A-CN-K diagram of the Mizunami Group and the Awa Group.

A6-3-1-c 瀬戸層群 陶土層

瀬戸層群下部部層の陶土層の CIA 値は、恵那市南部地域において 77~98 (平均 90) を、土岐~多治見地域において 82~96 (平均 91) を、瀬戸地域において 66~98 (平均 93) を、豊田地域において 81~98 (平均 93) を示す。陶土層全体での CIA 値は、66~98 (平均 91) を示す。

陶土層のほとんどの試料が、 Al_2O_3 - K_2O 辺 (A-K 辺) に沿うため母岩からの化学風化トレンドを認識できない (Fig. 4-5)。ただし、恵那市南部地域の土岐口陶土層の一部の試料は、 Al_2O_3 -($CaO+N_2O$) 辺 (A-CN 辺) に平行な理想的な化学風化トレンド (IWT) を示し、流紋岩~安山岩を母岩組成とする化学風化トレンドを示す。瀬戸地域の瀬戸陶土層の 1 試料 (K5) は、低い CIA 値 (CIA 値=66) を示す。この試料の K_2O 濃度は、5.14 wt% と高い値を示し、一般的な海成泥岩 (岩石標準試料; 以下 AIST-GRS と略: JSI-1, JSI-2; $K_2O=2.8\sim3$ wt%) と比べても異常に高い。また、この試料は、礫混じりのシルトから構成されるため、礫、砂といった粗粒なカリ長石粒子の混入によって、高い K_2O 濃度を示している可能性がある。この試料 (K5) を除いた場合、瀬戸地域の瀬戸陶土層の CIA 値は、82~98 (平均 94) となる。

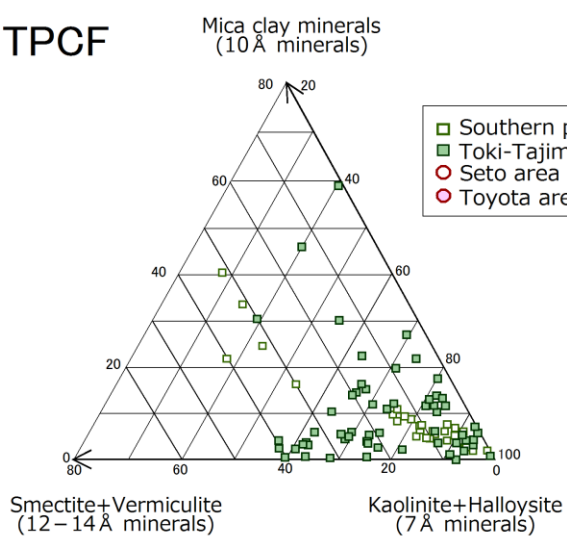
CIA 値- Al_2O_3/SiO_2 図 (Fig. 4-3-2) において、陶土層では、CIA 値と Al_2O_3/SiO_2 が正相関を示す。瀬戸地域の瀬戸陶土層は、粒度 (Al_2O_3/SiO_2) に対して急傾斜な CIA 値を示し、類似した Al_2O_3/SiO_2 を示す他 3 地域の試料と比べて、高い CIA 値をもつ。恵那市南部地域の土岐口陶土層の CIA 値 90 以下の試料は、類似した Al_2O_3/SiO_2 を示す他 3 地域の試料と比べて、低い CIA 値を示す。また、CIA 値- Al_2O_3/SiO_2 のトレンドが示す切片にはいくつかの多様性があり、異なる出発物質からの風化傾向を示唆している。

陶土層全体において、10Å鉍物成分の比率は0～59%を、12～14Å鉍物成分の比率は0～40%を、7Å鉍物成分の比率は28～100%を示す。陶土層の粘土鉍物組成は7Å鉍物（カオリナイト）成分に富む。

土岐口陶土層の粘土鉍物組成比は、ほとんどの試料で7Å鉍物成分が60%以上の比率を示す。ただし、いくつかの試料（Hi73, Y29, Y30, Y31, 161008-9, 161008-9', 161008-12, 161008-13, 161008-14）では、7Å鉍物成分が30～60%と低い比率を示す。特に、試料Y29, Y31, 161008-14の10Å鉍物成分は、40%以上もの高い比率を占める。土岐～多治見地域に分布する土岐口陶土層の粘土鉍物組成比は、10Å鉍物成分の比率が0～59%を、12～14Å鉍物成分の比率が0～40%を、7Å鉍物成分の比率が40～99%を示し、他3地域（恵那市南部地域、瀬戸地域、豊田地域）に分布する陶土層のそれと比べて、多様性に富む。この地域に分布する土岐口陶土層のいくつかの試料では、10Å鉍物（雲母粘土鉍物）成分が10%以下であり、12～14Å鉍物（膨潤性粘土鉍物）に少し富む（20～40%）組成を示す。恵那市南部地域に分布する土岐口陶土層の粘土鉍物組成比は、10Å鉍物成分が2～40%を、12～14Å鉍物成分が0～40%を、7Å鉍物成分が28～98%を示し、ほとんどの試料で7Å鉍物が70%以上の高い比率を示す。また、この地域の土岐口陶土層は、10Å鉍物と12～14Å鉍物の比率がほぼ同じであり、およそ、10Å鉍物：12～14Å鉍物=5：7の比率を示す。

瀬戸陶土層の粘土鉍物組成比は、ほとんどの試料で7Å鉍物が80%以上のとても高い比率を示す。瀬戸地域に分布する瀬戸陶土層の粘土鉍物組成比は、10Å鉍物成分が0～15%を、12～14Å鉍物成分が0～17%を、7Å鉍物成分が69～99%を示し、ほとんどの試料で7Å鉍物成分が95%以上の比率を示す。豊田地域に分布する瀬戸陶土層の粘土鉍物組成比は、10Å鉍物成分が0～13%を、12～14Å鉍物成分が0～16%を、7Å鉍物成分が71～100%を示す。この地域のいくつかの試料では、10Å鉍物成分の比率がほぼ0に近く、7Å鉍物成分が80%以上であり、12～14Å鉍物を僅かに含む粘土鉍物組成比を示す。試料K7, 161005-2の7Å鉍物成分は、約70%を示し、ほかの瀬戸陶土層の試料と比べてやや低い7Å鉍物成分の比率を示す。

TPCF



SPCF

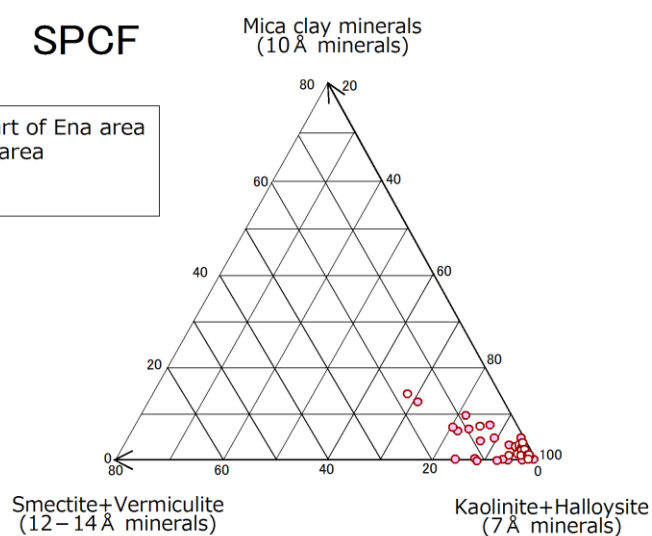


Fig. A6-15; Clay mineral assemblages of the Porcelain Clay Formation in the Seto Group. TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

A6-3-1-e 古琵琶湖層群 上野層

CIA 値は、中村部層において 70~76 (平均 74) を、伊賀粘土部層において 59~100 (平均 85) を、中郷部層において 74~85 (平均 79) を示す。A-CN-K 図上での伊賀粘土部層は広範囲にプロットされ、複数の母岩組成を起源とする IWT をもつ、もしくは続成作用による K_2O 添加の影響を受けている可能性が示唆される。火山灰質な 4 試料 (特に 150622-6, 150622-21) では、CIA 値が低くやや K_2O に富み、流紋岩~花崗岩といった分化した母岩組成からの IWT を示す。三光鉾山に分布する伊賀粘土部層の試料は、流紋岩~花崗岩の組成を母岩組成とする IWT をもち、法華鉾山に分布する伊賀粘土部層と比べて一元的な母岩組成、低い化学風化度を示す。中郷部層は、流紋岩の組成を母岩組成とする IWT を示す。中村部層は、流紋岩の組成を母岩組成とする IWT を示し、中郷部層のトレンドと類似する。

CIA 値- Al_2O_3/SiO_2 図 (Fig. 4-3-3) において、法華鉾山に分布する伊賀粘土部層は、粒度 (Al_2O_3/SiO_2) のレンジに対して一様に高い CIA 値 (90 以上) を示す (Fig. 4-3)。一方、三光鉾山に分布する伊賀粘土部層は、CIA 値と Al_2O_3/SiO_2 が強く正相関する。中郷部層では、伊賀粘土部層よりも Al_2O_3/SiO_2 が高いトレンドを示す。

中村部層の粘土鉱物組成比は、10 Å 鉱物成分の比率が 30~40 % を、12~14 Å 鉱物成分の比率が 26~37 % を、7 Å 鉱物成分の比率が 28~37 % を示す。

伊賀粘土部層の粘土鉱物組成比は、10 Å 鉱物成分の比率が 0~47 % を、12~14 Å 鉱物成分の比率が 0~80 % を、7 Å 鉱物成分の比率が 20~100 % を示す。7 Å 鉱物成分が 80 % 以上のとても高い比率を示す試料は、法華鉾山に分布する伊賀粘土部層に限定される。三光鉾山に分布する伊賀粘土部層の粘土鉱物組成比は、10 Å 鉱物成分の比率が 0~47 % を、12~14 Å 鉱物成分の比率が 0~80 % を、7 Å 鉱物成分の比率が 20~63 % を示し、法華鉾山に分布する本部層の組成比と比べて少ない 7 Å 鉱物成分を示す。

A6-3-1-f 古琵琶湖層群 伊賀層

CIA 値は、北又礫部層において 79~89 (平均 83) を、炊村部層において 69~94 (平均 81) を、柘植部層において 75~81 (平均 77) を示す。伊賀層全体での CIA 値は、69~94 (平均 82) を示す。伊賀層では、ほぼ全ての試料が流紋岩~花崗岩の組成を母岩組成とする IWT を示す。

本層では、CIA 値と Al_2O_3/SiO_2 が強く正相関する (Fig. 4-3-3)。CIA 値- Al_2O_3/SiO_2 のトレンドが示す傾斜は、伊賀粘土部層、阿山層、蒲生層のそれと類似する。

伊賀層北又礫部層、炊村部層、柘植部層の粘土鉱物組成比は、10 Å 鉱物成分の比率が 0~45 % を、12~14 Å 鉱物成分の比率が 8~80 % を、7 Å 鉱物成分の比率が 20~78 % を示す。北又礫部層の試料 151029-16 は、伊賀層中で 7 Å 鉱物成分の比率が最も高い。

A6-3-1-g 古琵琶湖層群 阿山層

CIA 値は、和田部層において 75～84 (平均 79) を、甲南部層において 78～84 (平均 80) を示す。阿山層全体の CIA 値は、75～84 (平均 80) を示す。阿山層では、全ての試料が流紋岩～花崗岩の組成を母岩組成とする IWT を示す。これらのプロットの集中度は良い。

本層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ がやや正相関する (Fig. 4-3-3)。CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドが示す傾斜は、伊賀粘土部層、伊賀層、蒲生層のそれと類似する。

阿山層甲南部層の粘土鉱物組成比は、10Å 鉱物成分の比率が 26～47 % を、12～14Å 鉱物成分の比率が 28～54 % を、7Å 鉱物成分の比率が 17～46 % を示す。

A6-3-1-h 古琵琶湖層群 甲賀層

CIA 値は、佐治川部層において 74～82 (平均 78) を、吉永互層において 67～85 (78) を示す。甲賀層全体の CIA 値は、67～85 (平均 78) を示す。佐治川部層は、花崗岩の組成を母岩組成とする IWT を示す。一方、吉永互層は、佐治川部層よりも未分化な母岩組成 (流紋岩～安山岩の間にあるが流紋岩より) からの IWT を示す。

本層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が弱く正相関する (Fig. 4-3-3)。また、CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ の切片が異なる 2 つのトレンドが認められ、母岩組成の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ に多様性があることが示唆される。

甲賀層佐治川部層、吉永互層の粘土鉱物組成比は、10Å 鉱物成分の比率が 19～44 % を、12～14Å 鉱物成分の比率が 10～42 % を、7Å 鉱物成分の比率が 23～50 % を示す。

A6-3-1-i 古琵琶湖層群 蒲生層

CIA 値は、布引山互層において 72～77 (平均 74) を、迫粘土部層において 76～79 (平均 77) を示す。蒲生層全体の CIA 値は、72～79 (平均 75) を示す。蒲生層は、花崗岩の組成を母岩組成とする IWT を示す。これらのプロットの集中度は良い。

本層では、CIA 値と $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ がやや正相関する (Fig. 4-3-3)。CIA 値- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ のトレンドが示す傾斜は、伊賀粘土部層、伊賀層、阿山層のそれと類似する。

蒲生層布引山互層、迫粘土部層の粘土鉱物組成比は、10Å 鉱物成分の比率が 27～52 % を、12～14Å 鉱物成分の比率が 23～50 % を、7Å 鉱物成分の比率が 16～30 % を示す。

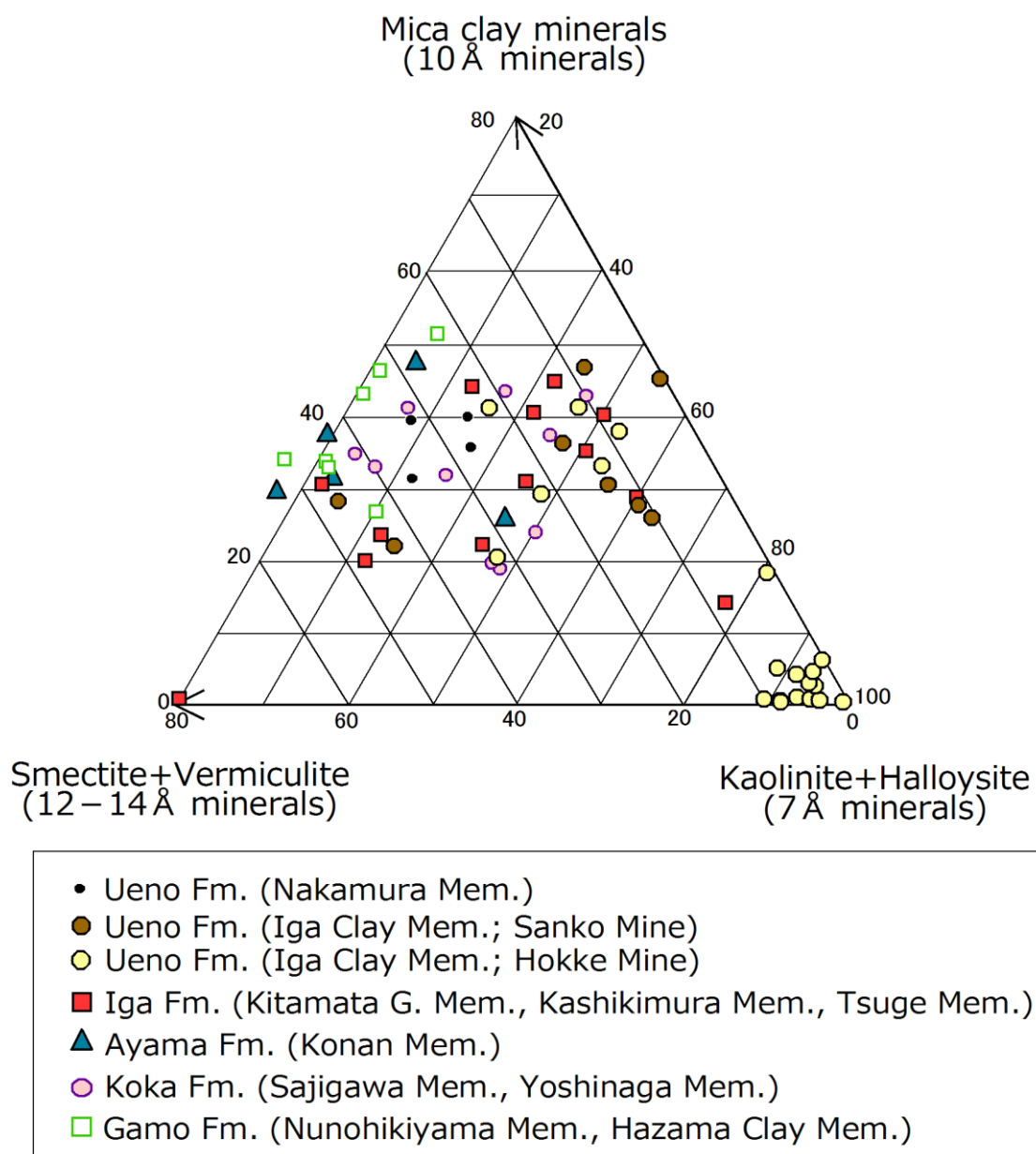


Fig. A6-16; Clay mineral assemblages of the Kobiwako Group. G.; gravel.

Appendix 7

化学組成の解釈

Appendix 7 目次

A7-1 化学組成の解釈 375

A7-1-1 瀬戸層群 375

A7-1-2 古琵琶湖層群 377

A7-2 古琵琶湖層群の発達史・堆積史と碎屑物の化学組成 379

A7-1 化学組成の解釈

瀬戸層群，および古琵琶湖層群の主要元素・微量元素・REE 組成が示す母岩，粒度構成，水理学的作用，続成作用の要素について考察する．砕屑物の母岩の推定においては，既に報告されている古琵琶湖層群の基盤岩の化学組成を参考に考察を進める．また，下部中新統の海成層である瑞浪層群（明世層山野内部層，戸狩部層，生俵層），および阿波層群（平松層，槇野層）の全岩化学組成は，本研究による．

A7-1-1 瀬戸層群

恵那市南部地域 土岐口陶土層

恵那市南部地域に分布する土岐口陶土層において， TiO_2 ， Al_2O_3 は SiO_2 との負相関を示し，石英によって希釈される元素である．

本地域では，検討した 4 地域中で最も Al_2O_3 濃度が高く，最大で 40.91 wt% を示し，大陸頁岩 (PAAS) の Al_2O_3 濃度 (PAAS; 18.90 wt%) と比べても著しく高い． $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ でも，相対的に細粒な粒度構成を示している．本地域では， K_2O が SiO_2 と正相関を示す．このことから，これは，砂礫などの粗粒砕屑物中に含まれるカリ長石に由来すると考えられる．また，シデライトノジュールを産する層準において，高い Fe_2O_3 濃度と高い CaO 濃度を示す．Ca と Fe はともに二価の陽イオンでイオン半径も近いことから，同じ鉱物に固溶しやすいことが考えられる．したがって，この層準における高い Fe_2O_3 は，シデライトに由来するといえる．

土岐～多治見地域 土岐口陶土層

土岐～多治見地域の陶土層において， TiO_2 ， Al_2O_3 ， Fe_2O_3 ， MgO ， CaO ， Na_2O ， K_2O ， P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し，石英によって希釈される元素である．本地域では，他地域と比べて SiO_2 濃度が著しく高く，最大で 97.62 wt% を示し，一般的なチャートの組成の SiO_2 濃度 (AIST-GRS; JCh-1; 97.81 wt%) に匹敵する．一方で， $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ は，検討した 4 地域中で最も小さく，相対的に粗粒な粒度構成を示している．

瀬戸地域 瀬戸陶土層

瀬戸地域の陶土層において， TiO_2 ， Al_2O_3 ， Fe_2O_3 ， MgO ， CaO ， P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し，石英によって希釈される元素である．本地域に分布する瀬戸陶土層の 2 試料では，2.50 wt% 以上の高い K_2O 濃度を示す．これら 2 試料では，REE が特に高い値を示さないこと ($\Sigma\text{REE}=528$ ppm)，細粒な粒度構成ではないこと ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0.18\sim0.25$)，カリウム鉱物中に許容される (Maison, 1970)，Pb，Rb が高い値をもつことから ($\text{Rb}=12\sim231$ $\text{Pb}=31\sim33$ ppm)，粗粒なカリ長石粒子が混入している可能性がある．

豊田地域 瀬戸陶土層

豊田地域の陶土層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。本地域に分布する瀬戸陶土層は、検討した 4 地域中で最も $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ が高く、著しく細粒な粒度構成を支持している。このことは、前述のように、本地域に最も熟成した古土壌である *vertic* な特徴をもつ *ultisol* が形成されていることとも関係しているかもしれない。本地域に分布する瀬戸陶土層では、高い Fe_2O_3 濃度 (max; 10.04 wt%) を示す試料を含む。この値は、基盤岩である美濃帯堆積岩類 (小野, 1976), 領家花崗岩類 (Ishihara and Chappell, 2007; 湯口ほか, 2010), 瑞浪層群 (本論オリジナルデータ) の Fe_2O_3 濃度と比べても高い。特に 4.5 wt% 以上の Fe_2O_3 濃度を示す試料 161005-1, 161005-2, 161005-4 は、Sc 濃度も高い。これらの試料は、シデライト (FeCO_3) ノジュールを産する層準から得られており、高い Fe_2O_3 濃度はこれに由来するといえる。Fe (0.74 Å) は、Sc (0.81 Å) とイオン半径が類似しており、Sc を偽装して取り込む (Maison, 1970)。豊田地域の瀬戸陶土層では、Sc と Fe_2O_3 が強い正相関を示し、互いに高い値を示すことから (Fig. A7-1), 高い Sc 濃度もシデライトノジュールを反映していると考えられる。また、シデライトによる高い Fe_2O_3 濃度は、その他の元素を希釈しており、豊田地域に分布する陶土層の SiO_2 と Al_2O_3 の相関を低くしている。

土岐砂礫層

土岐砂礫層において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 P_2O_5 が SiO_2 との負相関を示し、石英によって希釈される元素である。

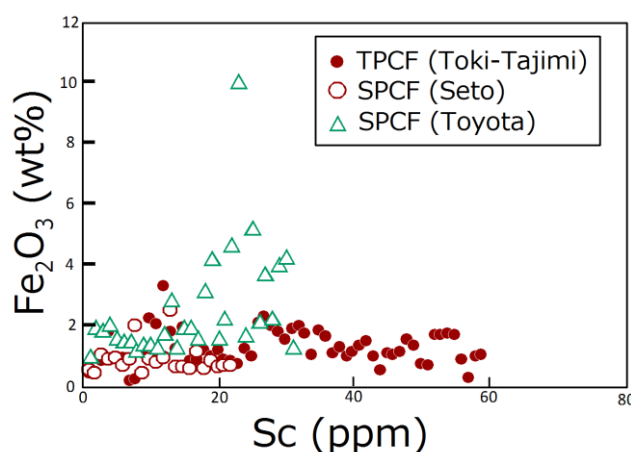


Fig. A7-1; Plots of the sediments of the Porcelain Clay Formation in the bivariate diagram between different elements; Sc- Fe_2O_3 . TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, SPCF; Seto Porcelain Clay Formation.

A7-1-2 古琵琶湖層群

上野層 (中村部層)

中村部層は、古琵琶湖層群の他層準と比べて、 CaO 、 MnO 、 Fe_2O_3 、 P_2O_5 が高い濃度を示す。 CaO と P_2O_5 は弱い正相関を示す ($R^2=0.30$)。検討地域における中村部層では、イガタニシ、ドブガイ、二枚貝、シジミといった貝化石を多量に産することから (森, 2013MS; 森・吉田, 2014), 本部層における高い CaO や P_2O_5 濃度は、碎屑物中に含まれる生物殻に由来する可能性がある。 Fe_2O_3 の濃度は、5.24~6.70 wt%であり、本層の基盤岩や供給母岩として挙げられる下部石炭系~上部ジュラ系の丹波帯堆積岩類 (武蔵野, 1992), 下部~上部白亜系の花崗岩類 (信楽花崗岩: 石原・村上, 2006; 鈴鹿岩体・田上岩体・比叡岩体・比良岩体: 沓掛ほか, 1991; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008), 湖東流紋岩類 (三村ほか, 1976), 上部白亜系の珪長質火山岩からなる室生火山岩類 (室生団体研究グループ・八尾, 2008), 下部中新統の海成層である阿波層群 (平松層, 榎野層: 本論オリジナルデータ), 頁岩 (AIST-GRS; JSI-1, JSI-2)と比べても、高い値である。また、検討地域における中村部層中には、シデライト (FeCO_3)ノジュールを多量に産出する (森, 2013MS)。これらより、本部層における高い Fe_2O_3 濃度は、シデライトに由来する可能性が高い。

上野層 (伊賀粘土部層)

伊賀粘土部層や中郷部層は、古琵琶湖層群の他層準と比較して SiO_2 に対して Al_2O_3 に非常に富み、細粒な粒度構成を支持している。伊賀粘土部層は、地域間で化学組成の傾向が大きく異なり、三光鉾山に分布する伊賀粘土部層では、法華鉾山に分布する本部層と比べて、 Al_2O_3 が低く、相対的に粗粒な粒度構成を支持する。

上野層 (中郷部層)

信楽地域の中郷部層では、大陸頁岩 (PAAS)と比較して、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O に富む。また、 K_2O は、 SiO_2 との弱い正相関 ($R^2=0.63$)を示す。このことは、粗粒碎屑物にカリ長石が含まれることに由来すると考えられる。

伊賀層

伊賀層 (北又礫部層, 炊村部層, 柘植部層)において、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 P_2O_5 は SiO_2 と負の相関を示すことから、石英による希釈を受けているといえる。伊賀層の2試料 (151030-2, 151030-6)は、 Fe_2O_3 が 7.38~10.44 wt%と非常に高い値を示す。この値は、本層の基盤岩や母岩として挙げられる丹波帯堆積岩類, 花崗岩類, 湖東流紋岩類, 室生火山岩類, 阿波層群や, 海成頁岩 (AIST-GRS; JSI-1, JSI-2)と比べても、高い値である。試料 151030-6 では、 TiO_2 も高い値を示すことから、磁鉄鉱の混入や濃集による影響が示唆される。

阿山層

阿山層 (和田部層, 甲南部層)において, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O は, SiO_2 と負の相関を示すことから, 石英による希釈を受けているといえる.

甲賀層

甲賀層 (佐治川部層, 牧部層, 吉永互層)は, 部層ごとに元素組成の傾向が異なる. 佐治川部層では, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO が, SiO_2 と強い負の相関を示し, これらの元素が石英による希釈を受けているといえる.

牧部層は, TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 が高く, Al_2O_3 に富む. この組成は, 中郷部層と類似しており, 信楽地域に限定される地域的な母岩組成を反映している可能性を示唆する.

吉永互層では, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 が, SiO_2 と負の相関を示し, これらの元素が石英による希釈を受けているといえる. 一方, K_2O が SiO_2 との弱い正相関を示すことや, CaO , Na_2O がやや高い値を示すことから, これらの元素が粗粒碎屑物に含まれる長石に起因すると考えられる.

蒲生層

蒲生層 (布引山互層, 迫粘土層)において, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO は SiO_2 との負の相関を示し, 石英による希釈を受けているといえる.

A7-2 古琵琶湖層群の発達史・堆積史と碎屑物の化学組成

古琵琶湖層群の各層における化学組成から推定される母岩組成と、既存研究によって報告されている古琵琶湖層群の発達史、堆積史との関連性について考察する。Fig. A7-2 に、Kawabe (1989)の古琵琶湖層群の堆積環境、盆地地形の変遷史を示す。

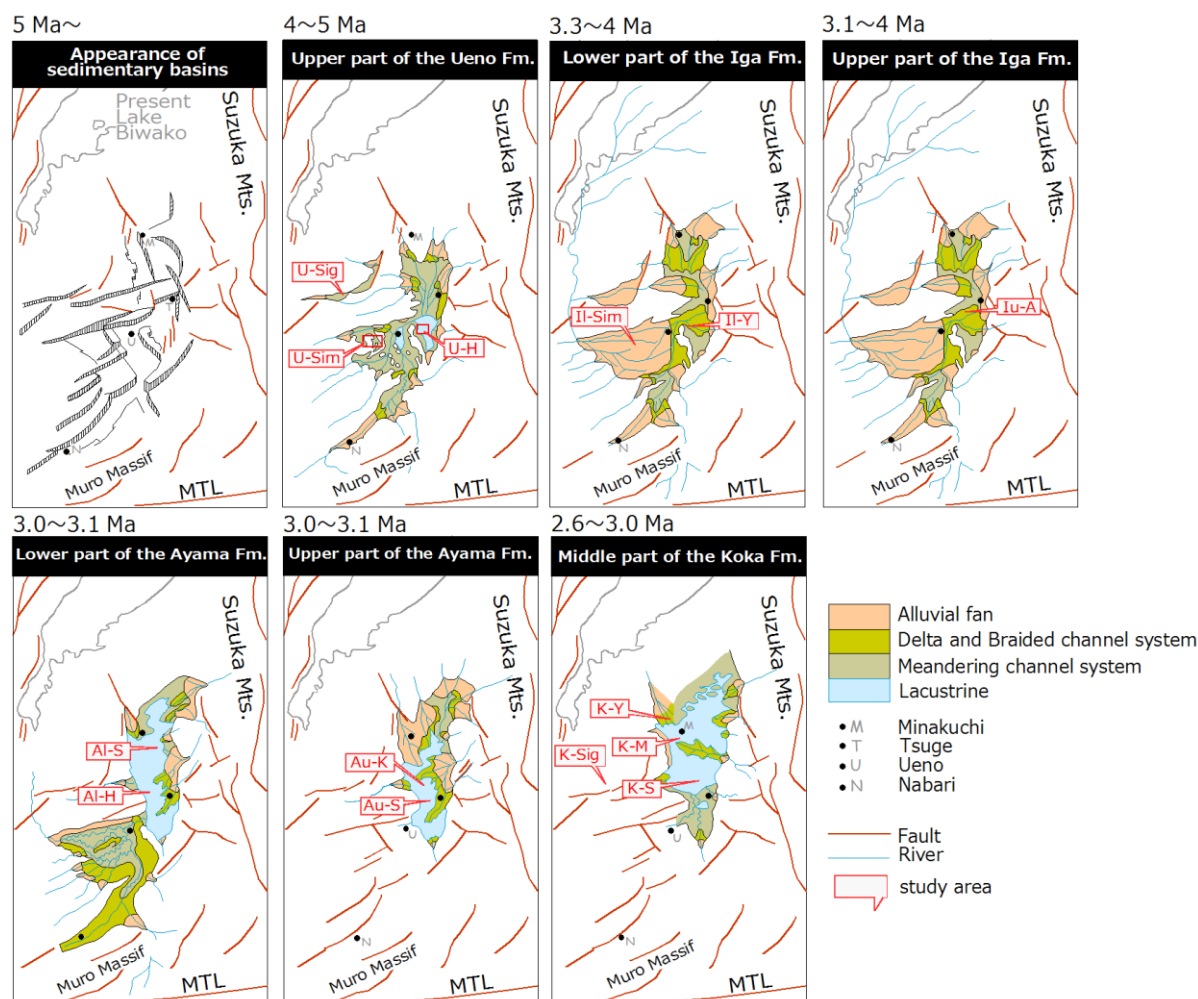


Fig. A7-2; Historical change of paleogeography around the sedimentary basins of Kobiwako from the earliest stage of the sedimentation of the Ueno Formation to the middle stage of the Koka Formation (modified from Kawabe, 1989) and the location of study sections. **U-Sim**; the Ueno Formation, Shimagahara area, **U-Sig**; the Ueno Formation, Shigaraki area, **U-H**; the Ueno Formation, Hattori-gawa River showing study area of Mori (2013MS) and Mori and Yoshida (2014), **Il-Sim**; Lower part of the Iga Formation, Shimagahara area, **Il-Y**; Lower part of the Iga Formation, Yubunedani River, **Iu-A**; Upper part of the Iga Formation, Aita area, **Al-H**; Lower part of the Ayama Formation, Higashiyubune area, **Al-S**; Lower part of the Ayama Formation, Shinji area, **Au-S**; Upper part of the Ayama Formation, Shindo area, **Au-K**; Upper part of the Ayama Formation, Kamimasugi area, **K-Sig**; the Koka Formation, Shigaraki area, **K-S**; the Koka Formation, Sagami area, **K-M**; the Koka Formation, Minakuchi area, **K-Y**; the Koka Formation Yasu-gawa River.

上野層

伊賀一大山田地域に分布する上野層下部部層 (中村部層)の堆積時には、本部層の A-CN-K 図 (Fig. 4-14)の IWT より、流紋岩質な分化した母岩からの碎屑物供給が卓越していたことが示唆される。不動元素の 2 成分ダイアグラム (Fig. 4-15), 特に Fe_2O_3 と MgO のトレンドは、花崗岩類 (領家花崗岩類, 上部白亜系花崗岩)や室生火山岩類のそれ (Fig. 4-16)と類似している。また、IWT や不動元素の 2 成分ダイアグラムにおけるトレンドが単一であることから、本部層の母岩組成は一元的であったと考えられる。上野層は、伊賀一大山田地域において、花崗岩からなる基盤の凹みの小盆地に堆積した古琵琶湖層群の最初期の地層であり、特に上野層下部部層である中村部層は、少なくとも水深 3 m 以上の湖で堆積していた (Kawabe, 1989; 川邊, 1990)。Kawabe (1989), 川邊 (1990)は、古流向や礫の粒径変化、礫種構成より、本層の碎屑物が小堆積盆地の周辺から主に供給されていたとしている (Fig. A7-2)。また、本層の礫の主な給源は、花崗岩類 (アプライトを含む)、丹波帯起源の砂岩・泥岩、チャートであり、一部地域にだけ領家変成岩類、室生火山岩類、湖東流紋岩類が供給されていた (川邊, 1990; Fig. 4-11)。本研究のデータが示す流紋岩質な分化した母岩組成は、上野層の堆積盆地周辺に分布する領家花崗岩類、丹波帯の組成を主に反映していると考えられるが、室生火山岩類、湖東流紋岩類からの供給による影響を受けていたかを判別することはできない。

A-CN-K 図において、上野地域の現世河床砂堆積物の組成 [URL 4; Fig. 4-13]は、中村部層の IWT の母岩組成 (Fig. 4-14)と類似した領域にプロットされる。このことから、上野地域の現世河床堆積物の組成は、これら河川 (柘植川, 服部川, 木曽川)の集水域に分布する丹波帯、領家花崗岩類、上部白亜系花崗岩類、下部中新統海成層といった岩体の組成の重みつき平均値に近い組成を示すと思われる。現に、これら現世河川碎屑物の A-CN-K 図上でのプロットは、丹波帯堆積岩の組成と信楽花崗岩の組成との中間的な組成を示すようにもみえる (Fig. 4-13)。中村部層の IWT の母岩組成と、これら現世河川砂碎屑物プロットが類似することは、中村部層の碎屑物が、丹波帯、領家花崗岩類、上部白亜系花崗岩類、下部中新統海成層からの供給を受けていた可能性を支持する。

島ヶ原地域に分布する上野層上部部層 (伊賀粘土部層)の化学組成の多様性は 4 章でも述べたように、給源岩体、降下火山灰の堆積による影響、水理分別程度、堆積環境に起因すると考えられる。その母岩組成は、湖沼成層の卓越する本部層下部層において主に花崗岩類、丹波帯の堆積岩類、下部中新統海成層、室生火山岩類が、河川成の卓越する本部層上部層において主に花崗岩類が、それぞれ卓越していたと考えられる。

信楽地域に分布する上野層 (中郷部層)の堆積時には、本部層の A-CN-K 図 (Fig. 4-14)の IWT より、安山岩～流紋岩質な母岩からの碎屑物供給が卓越していたことが示唆される。また、IWT や不動元素の 2 成分ダイアグラムにおけるトレンドが単一であることから、本部層の母岩組成は一元的であった、ないし碎屑物の水理分別によって混在化していた母岩組成が十分に均質化されていたと考えられる。 Na_2O や K_2O が高く (Fig. A6-9), 粗粒碎屑物

にカリ長石が多く含まれることから、カリ長石に富む母岩からの粗粒砕屑物供給の寄与が卓越していたと考えられる。その母岩として、検討地域の東方に分布する長石化した変質花崗岩やアプライト脈を伴う花崗岩 (中野ほか, 2003) が考えられる。

伊賀層

伊賀層 (北又礫部層, 炊村部層, 柘植部層) は, A-CN-K 図 (Fig. 4-14) の IWT, Eu 異常の大きさ (Fig. 4-17) より, 花崗岩質な母岩組成を示す。これは, 検討対象の古琵琶湖層群の中でも最も分化した母岩組成である。また, この母岩組成は, 検討地点や層準間で大きな違いを示さず, 本層の給源の母岩組成が一元的であったと考えられる。川邊 (1990) は, 古流向や礫の粒径変化, 礫種構成などをもとに, 上野盆地に分布する伊賀層堆積期に, 上野盆地西方から湖東地域の湖東流紋岩類の分布域を源流とする大規模河川 (郷の口チャネル) の流入がおきたとした (Fig. A7-2)。本層における分化した花崗岩質な母岩組成は, 湖東地域に分布する湖東流紋岩類や上部白亜系花崗岩類 (田上花崗岩体), 信楽地域の花崗岩からの砕屑物供給を主に示していると考えられる。

阿山層

阿山層 (和田部層, 甲南部層) は, A-CN-K 図 (Fig. 4-14) の IWT, Eu 異常の大きさ (Fig. 4-17) より, 流紋岩～花崗岩質で, 伊賀層よりも未分化な母岩組成を示す。阿山層堆積期になると, 湖東地域を源流とする大規模河川は衰退し, 上野地域西方や室生地域を源流とする河川からの砕屑物供給により, 現在の水口～柘植地域に大規模な湖が広がるようになったとされる (川邊, 1990; Fig. A7-2)。本層において伊賀層よりも未分化な母岩組成に変化することは, 湖東地域の分化した岩体からの砕屑物供給が衰退したことに起因していると考えられる。阿山層上部部層の堆積期には, 水口地域の北部～北西部からと水口地域の北東～東部からの河川系が出現したとされる (川邊, 1990)。このように, 阿山層の砕屑物の後背地岩体は多様性に富んでいた可能性が高く, 室生地域に分布する室生火山岩類や領家花崗・変成岩類, 水口地域の北部～北西部に分布する上部白亜系花崗岩 (田上花崗岩体), 水口地域北東～東部に分布する丹波帯, 下部中新統海成層や上部白亜系花崗岩 (鈴鹿岩体) が挙げられる。このことから, 阿山層の不動元素の 2 成分ダイアグラム (Fig. 4-15) において, Fe_2O_3 と MgO がばらつき弱い相関を示す傾向は, 多元的な母岩組成を反映しているのかもしれない。

甲賀層

甲賀層 (佐治川部層) は, A-CN-K 図 (Fig. 4-14) の IWT, Eu 異常の大きさ (Fig. 4-17) より, 流紋岩～花崗岩質な母岩組成を示す。甲賀層 (吉永互層) のほとんどの試料は, 佐治川部層よりも未分化な流紋岩質な母岩組成を示すが, いくつかの試料では, 佐治川部層と類似した組成を示す。甲賀層全体としてみると, その組成は, 阿山層の組成とほとんど変わらないため, 母岩組成も阿山層のそれと類似していたと思われる。不動元素の 2 成分ダイアグラム (Fig.

4-15)において Fe_2O_3 と MgO が弱い相関を示す傾向が甲賀層でもみられ、多元的な母岩組成をもつ点でも、阿山層と類似していたと考えられる。甲賀層の堆積期になると、それまでの堆積盆地が北の近江盆地南部を中心とする地域に移動したとされ、阿山層の堆積期の北～北西から流入する河川も継続して存在していた (川邊, 1990; Fig. A7-2)。また、鈴鹿山地南部からの河川の流入によって、三角州が形成されていたとされる (川邊, 1990)。佐治川部層の組成がやや珪長質な母岩組成を示すことは、盆地の北方～北西部に分布する上部白亜系花崗岩 (田上花崗岩体) や湖東流紋岩、鈴鹿山地からの上部白亜系花崗岩 (鈴鹿花崗岩体) からの碎屑物供給を反映しているのかもしれない。なお、信楽地域に分布する甲賀層 (牧部層) の組成は、中郷部層のそれと類似しており、長石化した変質花崗岩やアプライト脈を伴う花崗岩、信楽花崗岩からの碎屑物供給を反映していると考えられる。

蒲生層

蒲生層 (布引山互層, 迫粘土部層) は、A-CN-K 図 (Fig. 4-14) の IWT, Eu 異常の大きさ (Fig. 4-17) より、流紋岩～花崗岩質な母岩組成を示し、阿山層や甲賀層の組成とほとんど変わらない。蒲生層の堆積期には、甲賀層堆積期よりもさらに堆積盆地が北に移動し、その給源が近江盆地北西部にあったとされており (川邊, 1990)、その後背地岩体に大きな変遷がなかったことがわかる。蒲生層の化学組成が示す母岩組成が阿山層や甲賀層のそれとほとんど同じであることは、既存研究の報告と矛盾しない。

Appendix 8

土岐砂礫層の化学風化度

Appendix 8 目次

A8-1 地質概説 384

A8-2 地質各説・試料採取地点 386

A8-2-1 柿野セクション 386

A8-2-2 久尻セクション 386

A8-2-3 向島セクション 386

A8-2-3 妻木セクション 387

A8-3 化学・鉱物組成 390

A8-3-1 ハーカー図 390

A8-3-2 スパイダー図 393

A8-3-3 A-CN-K 図 化学風化度 394

A8-3-4 粘土鉱物組成 395

A8-1 地質概説

瀬戸層群上部層は主に砂礫が主体であり，岐阜県下において土岐砂礫層と，愛知県下において矢田川層と呼ばれる（赤嶺, 1954; 松沢ほか, 1960）. 本研究では，岐阜県土岐市～多治見市に分布する土岐砂礫層を対象に検証を行う．砂礫層における砂層および泥層の発達が悪いとされるが，土岐市～多治見市に分布する土岐砂礫層中には所々で比較的連続性のよい砂層，泥層の挟在が報告されている（陶土団体研究グループ, 1999）. 本研究では，岐阜県土岐市の柿野セクション（岐阜県土岐市鶴里町柿野），および岐阜県土岐市～多治見市における久尻セクション，向島セクション，妻木セクションにおいて検証を行う（Fig. A8-1）. 久尻セクションは陶土団体研究グループ（1999）の地点 Da 04 に，向島セクションは地点 Dd04 に，妻木セクションは地点 Ed03 に相当する．

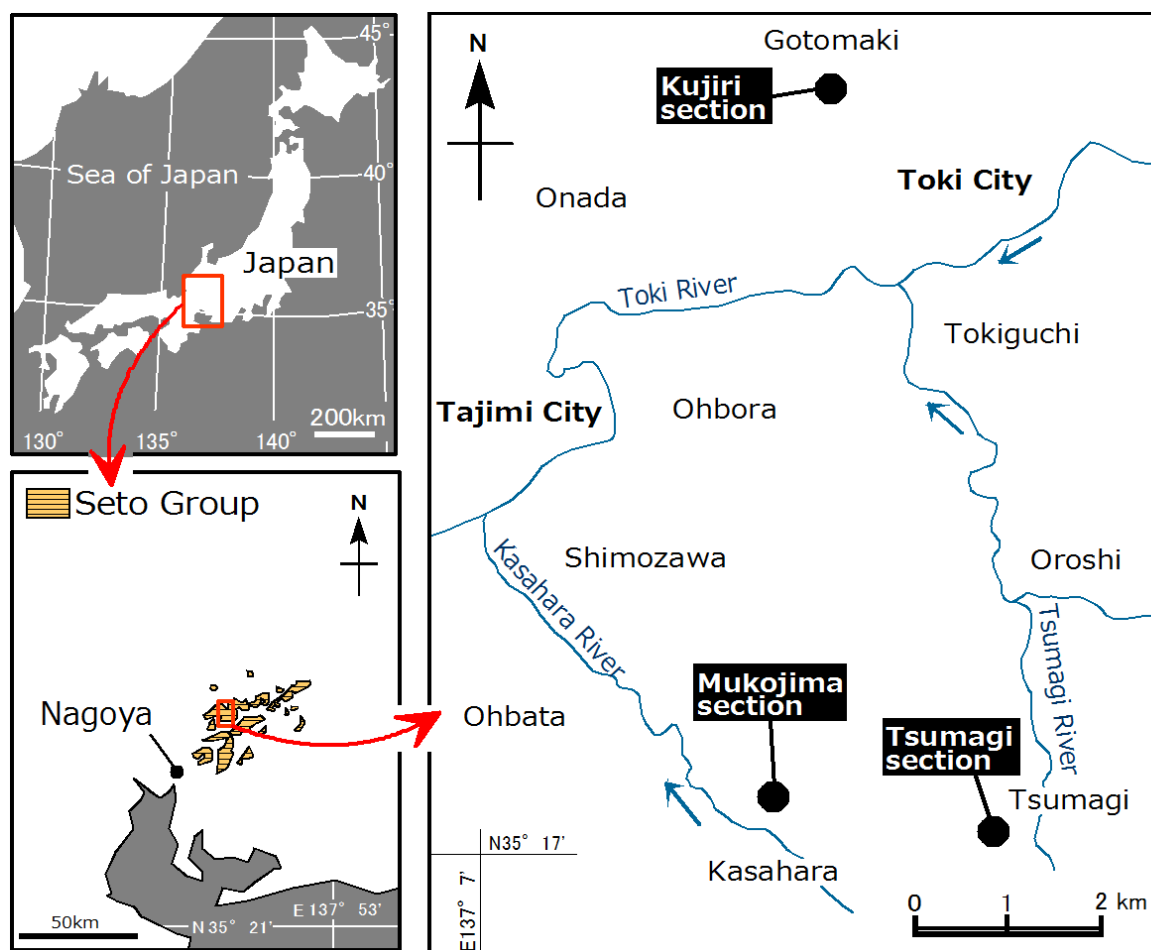


Fig. A8-1; Location of the study area of the Toki Sand and Gravel Formation.

岐阜県土岐市柿野地域に分布する瀬戸層群は, Fujii (1968), 中山 (1985)によって詳細な岩相記載, 層序学的検証が行われている. これらによると, この地域には, 瀬戸層群の下部層である土岐口陶土層と上部層である土岐砂礫層が分布する. また, 土岐砂礫層は, 砂層および粘土層を挟在するとされる.

岐阜県多治見市に分布する土岐砂礫層は, 葉化石, *Pinus trifolia* の球果化石を産出することが報告されている (塚腰・陶土団体研究グループ, 1998). 従来, 瀬戸層群上部層の砂礫層からの *Pinus trifolia* 産出は報告されていなかったが, 塚腰・陶土団体研究グループ (1998)が岐阜県多治見市に分布する土岐砂礫層からの産出を報告した. これより, 本層の古地理, 層序学的解釈に問題があることが指摘されている (塚腰・陶土団体研究グループ, 1998). 陶土団体研究グループ (1999)は, 火山灰層のフィッシュン・トラック年代, 古地磁気層序, 植物化石の産出報告, 砂礫層および陶土層の岩相などを考慮し, 岐阜県土岐市～多治見市に分布する土岐砂礫層の基底年代を 10.5～10.9 Ma に, 本層最上部の年代を約 1.5 Ma と見積もっている. 以上のように, 本研究の調査地域に分布する土岐砂礫層において, その堆積期間が約 9 Ma と極めて長期にわたっていると考えられる点 (陶土団体研究グループ, 1999), 側方連続性のよい鍵層が欠如しており層序確立が困難である点 (陶土団体研究グループ, 1999)などから, 土岐砂礫層の堆積年代には問題が残る.

A8-2 地質各説・試料採取地点

岐阜県土岐市～多治見市の4セクションにおいて試料を採取した (Figs. A8-1).

各セクションにおける瀬戸層群の柱状図を Fig. A8-2 に示す. 本項では, 土岐砂礫層の岩相について, セクションごとに記載する.

A8-2-1 柿野セクション

このセクションは, 岐阜県土岐市鶴里町柿野の柿野温泉から北東方向約 500 m にある国道 363 号線沿いの鉾山跡の露頭 (35°16'30"N, 137°13'50"E), および同市鶴里町細野八王子の民家の脇にある小露頭 (35°16'33"N, 137°14'25"E)からなる.

このセクションには, 瀬戸層群下部層の土岐口陶土層と上部層の土岐砂礫層が分布する. 土岐口陶土層は層厚 150 cm 以上, 土岐砂礫層は層厚 4 m 以上である. 土岐砂礫層は, 円礫を含む極粗粒砂～中粒砂基質塊状中礫層, 軽石質基質を伴う斜交層理中礫～細礫層, 砂質細礫層, 含中礫不淘汰シルト～粘土層, レンズ状砂質シルト～粘土層 (Fig. 18-A)から構成される. レンズ状に挟まれるシルト～粘土層は, 最大 80 cm の層厚を示し, オリーブ灰色 (5GY6/1)の土色を呈する.

A8-2-2 久尻セクション

このセクションは, 岐阜県土岐市泉町久尻にある鉾山跡 (35°22'10"N, 137°09'51"E)である. このセクションは, 陶土団体研究グループ (1999)の第 2 図の地点 Da04 に相当する.

このセクションには, 瀬戸層群下部層の土岐口陶土層と上部層の土岐砂礫層が分布する. 土岐口陶土層は層厚 5 m 以上, 土岐砂礫層は層厚 8m 以上である. 土岐砂礫層は, 土岐口陶土層の上面を約 1.5 m 削り込む (Fig. A8-3-B). このセクションに分布する土岐砂礫層は, 主に基質支持中礫～細礫層から構成され, 砂質シルトからなる約 20 cm の薄層をレンズ状に挟む. この砂質シルト層は黄白色を呈する. このセクションの土岐砂礫層は, 上方に向かって細礫主体の礫層から中礫主体の礫層へと上方粗粒化する.

A8-2-3 向島セクション

このセクションは, 岐阜県多治見市笠原町向島の小規模な露頭 (35°18'23"N, 137°09'30"E)である. このセクションは, 陶土団体研究グループ (1999)の第 2 図の地点 Dd04 に相当する.

このセクションには, 層厚 10 m 以上の土岐砂礫層が分布する. 本層は, 上方細粒化を示す中粒砂～細粒砂基質支持中礫層 (Fig. A8-3-C), 塊状・無構造の粗粒砂～中粒砂基質中礫層, インブリケーションを示す中礫層, カレントリップル葉理を示す砂層, 淘汰の良いシルト～粘土層から構成される (Fig. A8-3-D). シルト～粘土層は, 層厚約 250 cm であり, 青灰色～灰白色 (10BG5/1, 2.5Y8/2)の土色を呈する.

A8-2-4 妻木セクション

このセクションは，岐阜県土岐市妻木町山本新町の林道沿いの露頭 (35°18'06"N, 137°10'59"E)である．このセクションは，陶土団体研究グループ (1999)の第2図の地点 Ed03に相当する．

このセクションでは，層厚 20 m 以上の土岐砂礫層が認められる．本層は，平均径 5 cm の偽礫を含む中礫層基質，レンズ状粘土層から構成される．

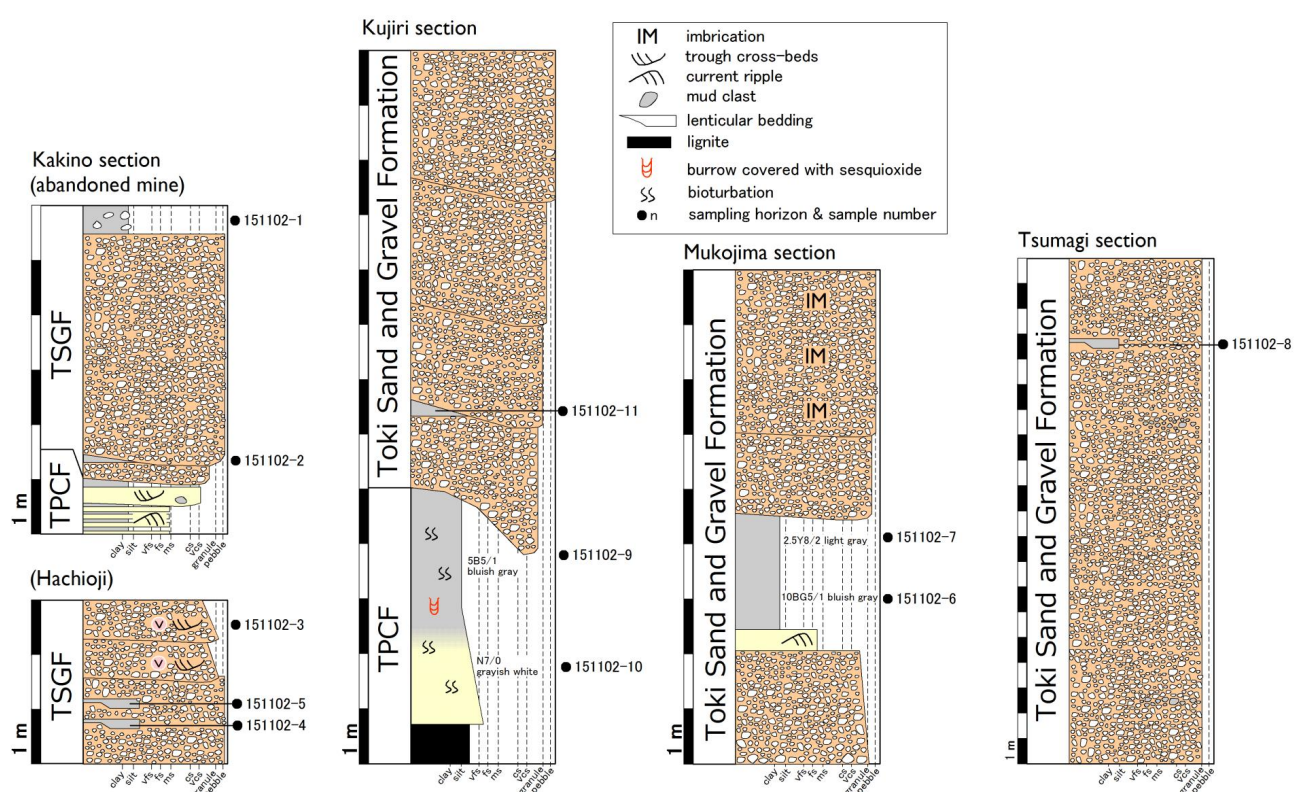


Fig. A8-2; Columns of the Toki Sand and Gravel Formation distributed in the Toki and Tajimi Cities. TPCF; Tokiguchi Porcelain Clay Formation, TSGF; Toki Sand and Gravel Formation.

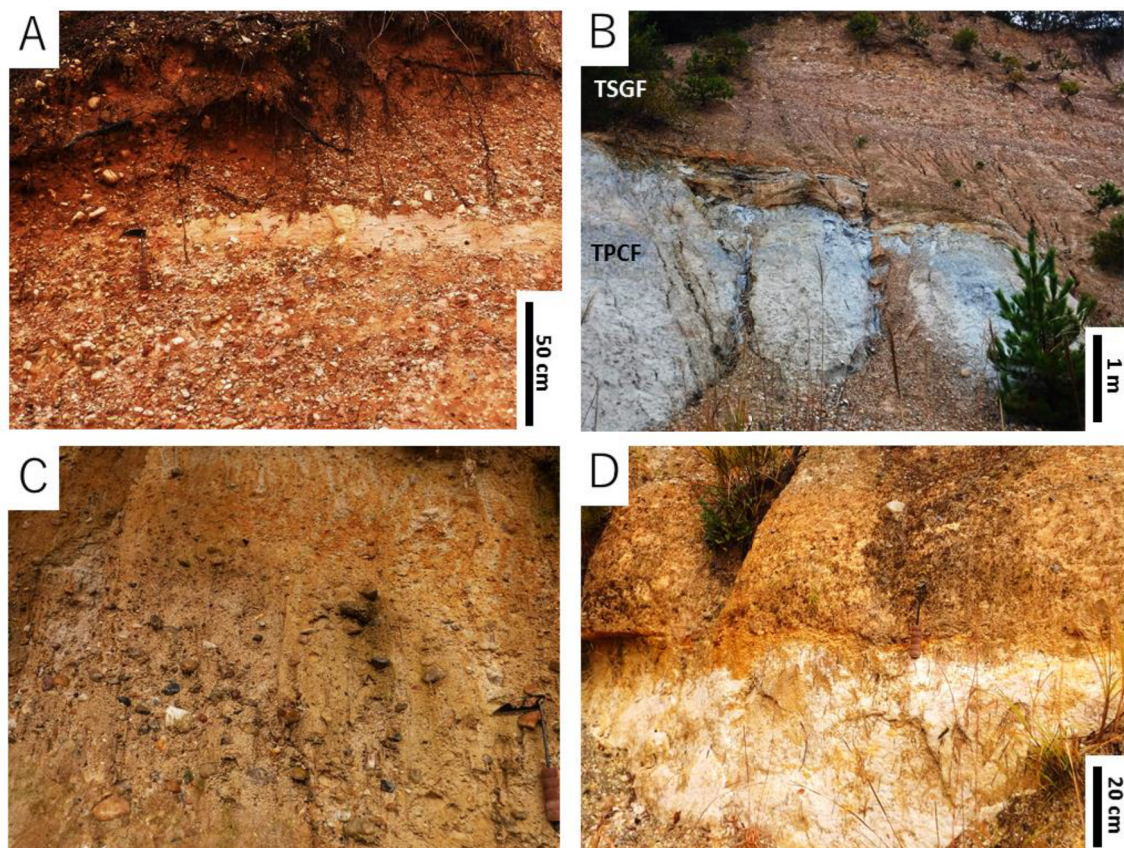


Fig. A8-3; Field photographs of the Toki Sand and Gravel Formation. **(A)** Gravel layer showing ambiguous foreset lamination. Note the interbedded lens composed of foreset laminated sand (taken at the Kakino section). **(B)** The boundary between the Tokiguchi Porcelain Clay Formation (TPCF) and the Toki Sand and Gravel Formation (TSGF: taken at the Kujiri section). **(C)** Matrix supported gravel (taken at the Mukojima section). **(D)** The lower part of this picture shows sandy mud layer in the Toki Sand and Gravel Formation distributed at the Mukojima section.

A8-3 化学・鉱物組成

土岐砂礫層の SiO_2 は 71.20～89.45 wt% (平均 76.71 wt%) を, TiO_2 は 0.21～1.14 wt% (平均 0.81 wt%) を, Al_2O_3 は 8.74～22.79 wt% (平均 17.96 wt%) を, Fe_2O_3 は 0.68～3.19 wt% (平均 1.88 wt%) を, MnO は 0.01～0.03 wt% (平均 0.01 wt%) を, MgO は 0.12～0.86 wt% (平均 0.59 wt%) を, CaO は 0.01～0.14 wt% (平均 0.04 wt%) を, Na_2O は 0.00～0.00 wt% (平均 0.00 wt%) を, K_2O は 0.75～2.47 wt% (平均 1.98 wt%) を, P_2O_5 は 0.01～0.03 wt% (平均 0.03 wt%) を示す.

A8-3-1 ハーカー図 (Figs. A8-4, A8-5)

主要元素, 微量元素は, 陶土層と比べて組成レンジが狭く, クラスターをつくる. TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 は, SiO_2 との強い負相関を示し, 石英によって希釈される元素である. また, 陶土層と比べて Fe_2O_3 , K_2O が高い. Ba は, 土岐～多治見地域の陶土層の平均値に近い値を示す. 一方, Zr , V は, 土岐～多治見地域の陶土層よりも低い値を示す.

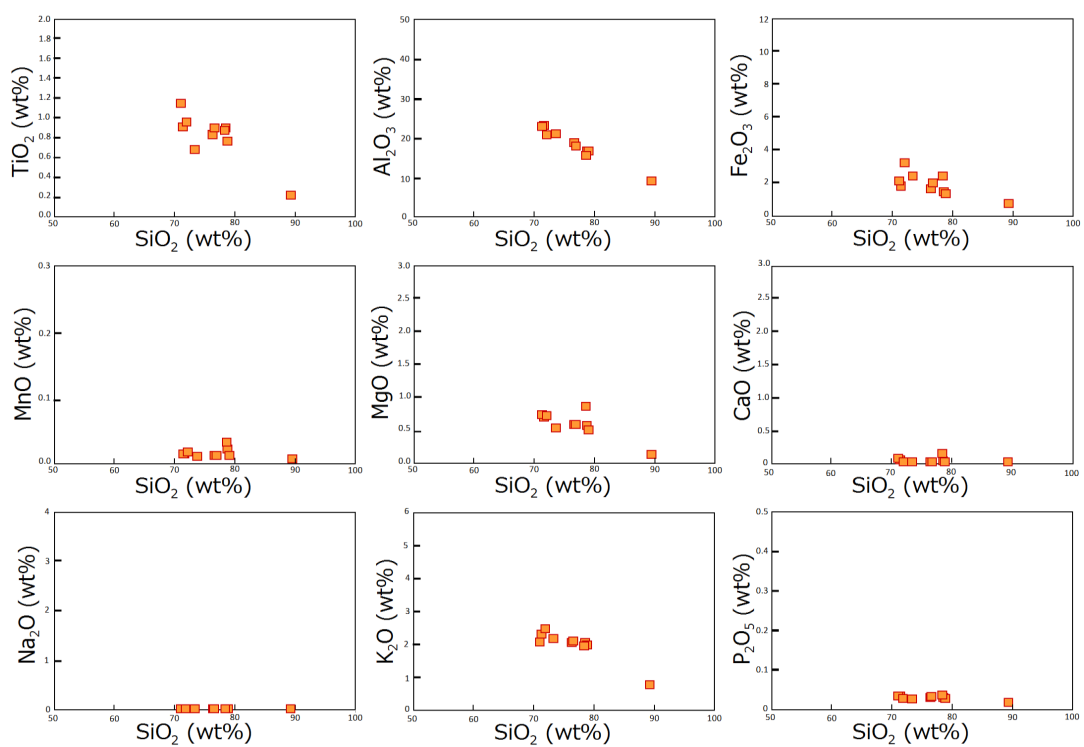


Fig. A8-4; Variation diagram of major elements against SiO₂ (wt%) for the Toki Sand and Gravel Formation in the Seto Group.

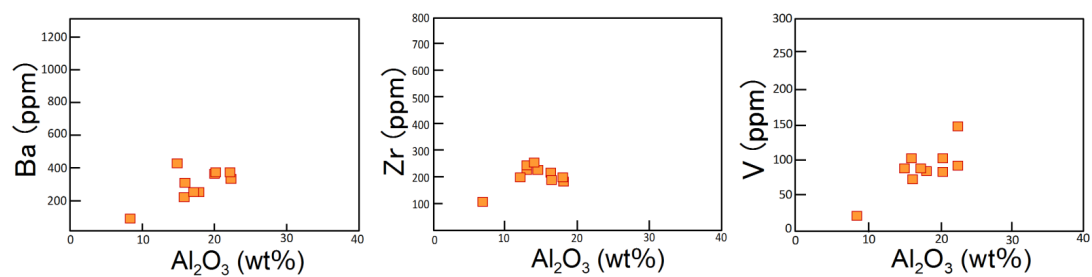


Fig. A8-5; Variation diagram of LIL (Ba) and HFS (Zr) elements and V against Al_2O_3 (wt%) for the Toki Sand and Gravel Formation in the Seto Group.

A8-3-2 スパイダー図 (Fig. A8-6)

大陸頁岩 (PAAS)に対して SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , V, Zr に富み, Fe_2O_3 , アルカリ・アルカリ土類元素, MnO , P_2O_5 が枯渇する. 特に, CaO が乏しい. 土岐砂礫層全体の主要元素, Ba, V, Zr のレンジは, 陶土層に比べて狭く, 試料間の組成に違いがあまりないことを示す.

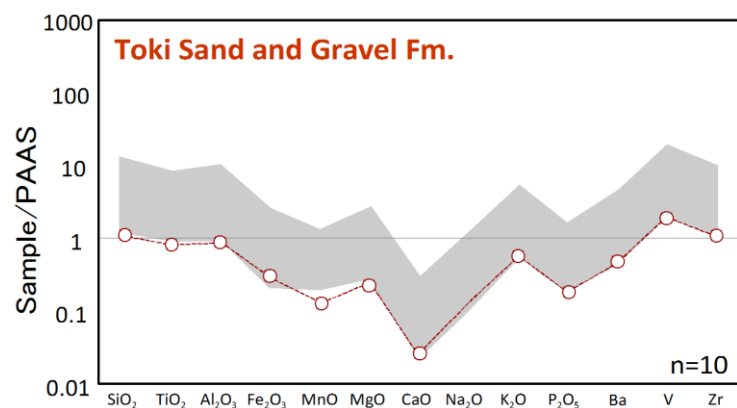


Fig. A8-6; PAAS (Post Archean Australian Shale; Taylor and McLennan, 1985)-normalized spider diagrams of the Toki Sand and Gravel Formation.

A8-3-3 A-CN-K 図 化学風化度 (Fig. A8-7)

土岐砂礫層の CIA 値は、88~92 (平均 89) を示す。A-K 辺に沿うため母岩からの化学風化トレンドを認識できない。

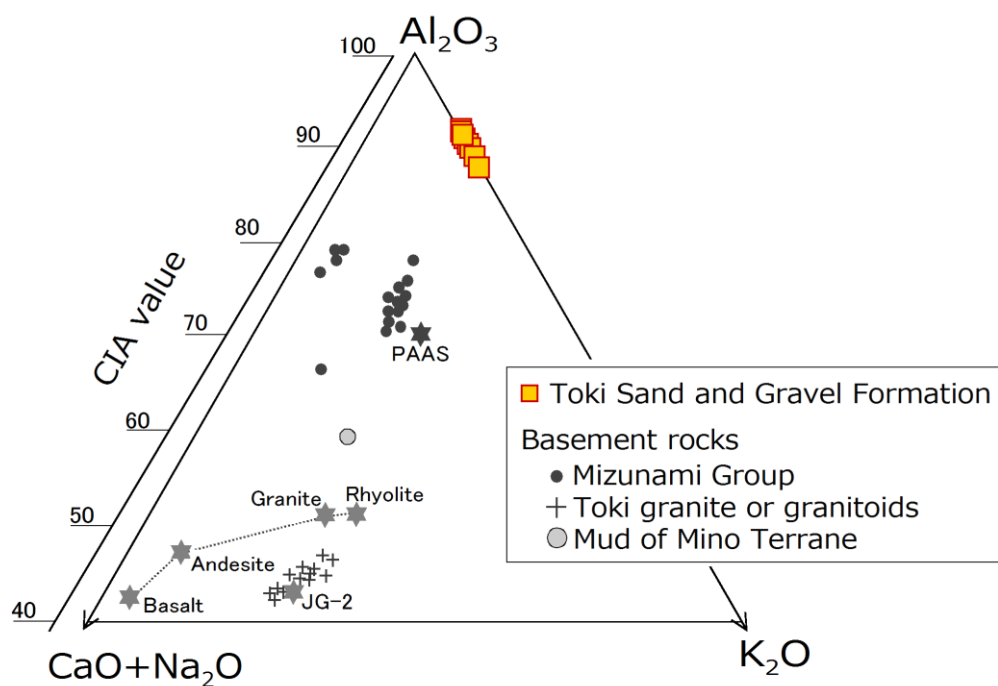


Fig. A8-7; Ternary A-CN-K diagram of the Toki Sand and Gravel Formation and basement rocks of the Seto Group. References; Toki granite or granitoids; Yuguchi et al. (2010), Mud of Mino Terrane; Ono (1976), PAAS (Post Archean Australian Shale); Taylor and McLennan (1985), JG-2 (Naegi Granite); Imai et al. (1995).

A8-3-4 粘土鉱物組成 (Fig. A8-8)

土岐砂礫層において、10 Å 鉱物成分の比率は 2～32 %を、12～14 Å 鉱物成分の比率は 0～37 %を、7 Å 鉱物成分の比率は 37～93 %を示す。土岐砂礫層の粘土鉱物組成は、陶土層のそれと比べて多様性に富む。

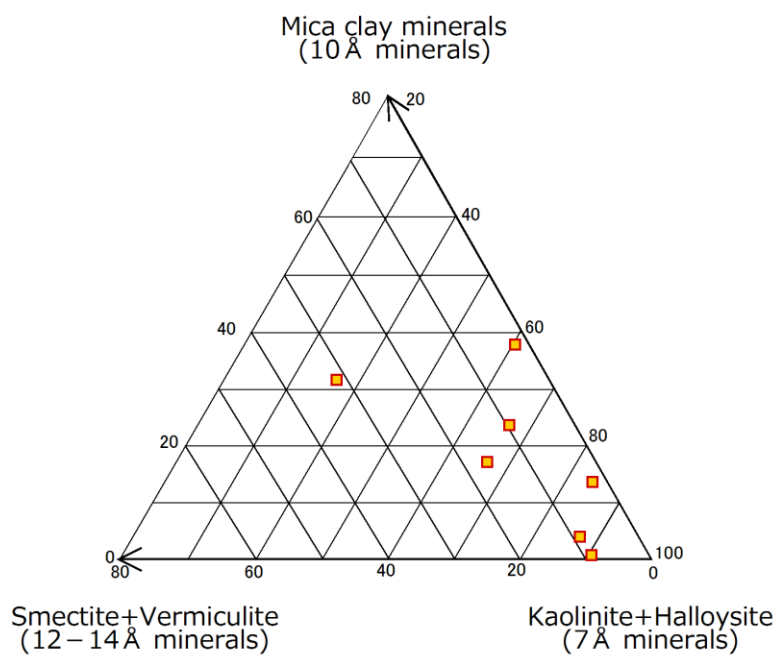


Fig. A8-8; Clay mineral assemblages of the Toki Sand and Gravel Formation.

Supplementary Table 1

試料詳細

S1-1; Sample data of the Mizunami Group.

Sample name	Formation	Sampling area	Grain size or sample type	XRD			XRF			ICP
				Oriented	Bulk	Facilities	Bulk	<20μm	Facilities	
160927-6	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-7	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-8	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-9	Oidawara Mem.	Shuku section	fs-silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-10	Oidawara Mem.	Shuku section	fs-silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-11	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-13	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-14	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-15	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-16	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-17	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-19	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-21	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160927-22	Oidawara Mem.	Shuku section	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-1	Togari Fm.	Shonai River	ms-granule	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-2	Togari Fm.	Shonai River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-3	Togari Fm.	Shonai River	clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-4	Togari Fm.	Shonai River	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-6	Togari Fm.	Shonai River	silty ms	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-7	Togari Fm.	Shonai River	cs-ms	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-8	Togari Fm.	Shonai River	ms-fs	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-9	Yamanouchi Fm.	Shonai River	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-10	Yamanouchi Fm.	Shonai River	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160929-11	Yamanouchi Fm.	Shonai River	ms-cs	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-2; Sample data of the Awa Group.

Sample name	Formation	Sampling area	Grain size or sample type	XRD			XRF			ICP
				Oriented	Bulk	Facilities	Bulk	<20μm	Facilities	
160930-1	Hiramatsu Fm.	Makino River	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-2	Hiramatsu Fm.	Makino River	silt-clay	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-3	Hiramatsu Fm.	Makino River	sandy silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-4	Makino Fm.	Makino River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-5	Makino Fm.	Makino River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-6	Makino Fm.	Makino River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-7	Makino Fm.	Makino River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-8	Makino Fm.	Makino River	gravelly silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-9	Makino Fm.	Makino River	vfs-fs	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-
160930-10	Makino Fm.	Makino River	silt	-	○	Tono G.C.	○	○	Tono G.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-3; Sample data of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the southern part of the Ena area.

Sample name	Grain size or sample type	Sedimentary Facies	Paleosol	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF	ICP	
								Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
161008-1	granule-vcs	7	marsh	profile A	A	10YR3/1	dark	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-2	cs-ms clay	7	marsh	profile A	Bw	10YR4/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-3	cs-ms clay	7	marsh	profile A	Bw	10YR4/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-4	clay	7	marsh	profile A	C	10YR6/2	gray	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-4'	clay	7	marsh	profile B	A	10YR5/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-5	vcs-cs silt	6	lake	profile B	Bw	5Y7/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-6	silt-clay	6	lake	profile C	O	10YR3/1	dark	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-7	clay	6	lake	profile C	Bw	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-8	clay	6	lake	profile C	Bw	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-9	ms-fs	5	floodplain	-	-	-	-	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-9'	nodule	5	floodplain	Psol. D-1	-	10BG5/1	bluish	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-12	clay	6	lake	Psol. D-2	O-A	10YR3/2	dark	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-13	clay	6	lake	Psol. D-2	Bw	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-
161008-14	fs-ms silt	6	lake	Psol. D-2	Bw	5Y6/3	reddish	○	○	○	Shinshu U.	○ Kochi C.C.	-

Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center, Psol. paleosol.

S1-4; Sample data of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Hishiya Mine in the Toki-Tajimi area.

Sample name	Grain size or sample type	Sedimentary Facies	Paleosol	Soil horizons	Soil color	Soil color type	Polar.	XRD			XRF		ICP	
								Oriented	Bulk	Facilities	Facilities			
161003-1	vcs	Gst	channel	-	-	5GY6/1	gray	○	-	-	-	-	-	
161004-2	cs-ms	Sg	crevasse splay	-	-	7.5YR6/6	reddish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161004-4	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-5	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-6	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	Bt	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-7	clay	MI	back-swamp	①-u	Bt	2.5Y5/2	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-8	clay	MI	back-swamp	①-u	Bw	2.5Y5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-9	sandy clay	MI	back-swamp	①-u	Bg	2.5Y5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-10	sandy clay	MI	back-swamp	①-u	Cg	2.5GY5/1	bluish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-12	clay	MI	back-swamp	①-p	O	10YR4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-13	clay	MI	back-swamp	①-p	A	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-14	sandy clay	MI	back-swamp	①-p	Bg	5R5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-15	clayeyclay	MI	back-swamp	①-p	Bg	7.5Y6/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-17	clay	MI	back-swamp	①-u	compound	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-18	clay	MI	back-swamp	②		O	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.
161004-19	clay	MI	back-swamp	②	A	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-20	clay	MI	back-swamp	②	Bt	2.5Y5/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-21	sand	Sg	crevasse splay	②	Bt	-	-	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
161004-22	cs-ms	Sg	crevasse splay	②	Bw	5GY6/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
161005-1	silty ms	MI	back-swamp	①-l	Cg	10GY5/1	bluish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161005-2	sandy clay	MI	back-swamp	①-l	Bg	10BG7/1	bluish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-3	clay	MI	back-swamp	①-l	Bg	10BG7/1	bluish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-4	clayey clay	MI	back-swamp	①'	Bw	2.5Y6/6	reddish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-5	pumiceous clay	MI	back-swamp	①'	Bw	2.5Y6/6	reddish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-6		MI	back-swamp	①'	A	7.5Y6/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161006-1	saplorite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161006-2	granite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161006-3	silt	Gm	debris-flow	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161006-4	granite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-

Shinshu U.; Shinshu University, Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-5; Sample data of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Nakayama Mine in the Toki-Tajimi area.

Sample name	Grain size or sample type		Sedimentary facies	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF		ICP
								Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
Na12	volcanic ash	J	lake	-	5Y7/1			-	-	-	-	-	○
Na91	clay	J	lake	A	10YR3/2	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na92	clay	J	lake	B	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na93	clay	J	lake	Bc	10YR4/1	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na94	clay	J	lake	C	5Y5/1	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na95	clay	L	swamp	surface	2.5Y3/1	dark	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na96	sandy clay	J	lake	Ba	5Y7/2	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na97	clay	J	lake	Cb	7.5Y6/1	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na98	clay	J	lake	C	N6/0	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na99	vfs-mud	J	lake	A	2.5Y6/2			-	-	-	-	-	○
Na100	clay	J	lake	Ab	10YR5/2			-	-	-	-	-	○
Na101	clay	J	lake	C	2.5Y6/1			-	-	-	-	-	○
Na46	volcanic ash	J	lake	-	2.5Y8/1		○	-	-	-	○	Shinshu U.	○
Na56	clay	J	lake	O	10YR2/2	blackish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na52	clay	J	lake	A	10YR2/3	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na53	clay	J	lake	B	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na54	clay	J	lake	C	2.5Y5/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na102	clay-silt	E	debris-flow	A	10YR3/1	dark	-	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na103	clay	E	debris-flow	B	2.5Y5/2	grayish	-	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na104	clay	E	debris-flow	C	7.5Y5/1	grayish	-	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na105	vfs-clay	J	lake	surface	5Y5/2	grayish	-	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na106	clay	J	lake	sub-surface	10Y6/1	grayish	-	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Na107	pebbly sand	H	floodplain	-	-	-	-	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	-
Na108	fs-vfs	H	floodplain	-	-	-	-	○	-	Shinshu U.	-	-	-

Shinshu U.; Shinshu University.

S1-6; Sample data of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Yamakyu Mine in the Toki-Tajimi area.

Sample name	Grain size or sample type		Sedimentary facies	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF		ICP
								Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
Y33	clay	E	debris-flow	A	10YR3/1	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y34	clay	E	debris-flow	B	10Y4-5/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y35	sandy (cs) clay	E	debris-flow	C	5Y4/1	grayish	○	-	-	-	○	Shinshu U.	○
Y38	clay	L	swamp	A	10YR3/1	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y39	mud clay	J	lake	B	10YR5/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y40	sandy silt	J	lake	C	2.5Y6/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y41	mud clay	J	lake	—	2.5Y6/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y11	sandy clay	E	debris-flow	A	10YR3/2	dark	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y10	clayey sand	E	debris-flow	B	10YR4/2	brownish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y9	pebbly sand-clay	E	debris-flow	C	5Y5/1	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y45	clay	J	lake	A	2.5Y3/2	dark	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y46	pebbly clay	E	debris-flow	B	10YR5/3	reddish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y47	pebbly clay	E	debris-flow	C	2.5Y6/2	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y20	clay	L	swamp	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y21	sandy clay	L	swamp	B	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y22	sandy (vfs) silt	L	swamp	C	2.5Y6/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y25	clay	J	lake	B	2.5Y5/2	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y26	silt-clay	J	lake	A	10YR4/2	brownish	○	○	-	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y29	clay	J	lake	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y30	clay	J	lake	B	10YR4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y31	clay	J	lake	C	10YR4/1	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
Y48	pebbly sand	D	natural levee	-	-	-	-	-	-	-	○	Shinshu U.	○
Y50	pebbly sand	H	floodplain	-	-	-	-	-	-	-	○	Shinshu U.	○
151102-9	silt-clay	-	-	-	5B5/1	bluish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151102-10	sandy silt	-	-	-	N7/0	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○

Shinshu U.; Shinshu University, Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-7; Sample data of the Seto Porcelain Clay Formation in the Seto area.

Sample name	Sampling area	Grain size or sample type	Soil color	Color type	XRD			XRF		ICP
					Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
D1	Daigaku section	granite	-	-	-	-	-	-	-	-
D2	Daigaku section	granite	-	-	-	-	-	-	-	-
D3	Daigaku section	granite	-	-	-	-	-	-	-	-
D6	Daigaku section	gravelly silt	-	-	-	-	-	-	-	-
D8	Daigaku section	vfs	7.5Y7/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
D9	Daigaku section	vfs	7.5Y7/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
D11	Daigaku section	gravelly vfs	7.5GY6/1	bluish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
D12	Daigaku section	gravelly silt	7.5Y6/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
I8	Inzo section	clay	2.5Y5/3-6/3	reddish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
I9	Inzo section	clay	7.5YR3/2-4/2	dark	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
I10	Inzo section	clay	5Y5/1-5/2	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
I11	Inzo section	clay	5Y5/2-6/2	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A3	Inzo section	clay	10YR2/3	dark	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A4	Inzo section	clay	N7/0	light	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A5	Inzo section	silt	2.5Y4/2	brownish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A6	Inzo section	silt	5G5/1	bluish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A7	Inzo section	clay	2.5Y4/6	brownish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A8	Inzo section	clay	2.5Y4/2	brownish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A9	Inzo section	clay	2.5Y4/2	brownish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A10	Inzo section	clay	2.5GY5/1	bluish	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
A12	Inzo section	clay	10YR2/3	darjk	-	-	-	-	-	-
K1	Zinya section	clay	2.5Y5/2	gray	-	-	-	-	-	-
K2	Zinya section	sandy silt	2.5Y7/3	reddish	-	-	-	-	-	-
K3	Zinya section	gravelly silt	2.5Y7/2	gray	-	-	-	○	Tono G.C.	-
K4	Zinya section	gravelly silt	2.5Y7/2	gray	-	-	-	○	Tono G.C.	-
K5	Zinya section	gravelly silt	2.5Y7/2	gray	-	-	-	○	Tono G.C.	-
K6	Zinya section	pumiceous clay	7.5YR6/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
K7	Zinya section	sandy clay	7.5YR6/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
K8	Zinya section	sandy clay	7.5YR6/1	gray	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-8; Sample data of the Seto Porcelain Clay Formation in the Toyota area.

Sample name	Grain size or sample type	Sedimentary Facies	Paleosol	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF		ICP	
								Oriented	Bulk	Facilities	Facilities			
161003-1	vcs	Gst	channel	-	-	5GY6/1	gray	○	-	-	-	-	-	
161004-2	cs-ms	Sg	crevasse splay	-	-	7.5YR6/6	reddish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161004-4	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-5	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-6	clayey clay	MI	back-swamp	①-u	Bt	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-7	clay	MI	back-swamp	①-u	Bt	2.5Y5/2	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-8	clay	MI	back-swamp	①-u	Bw	2.5Y5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-9	sandy clay	MI	back-swamp	①-u	Bg	2.5Y5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-10	sandy clay	MI	back-swamp	①-u	Cg	2.5GY5/1	bluish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-12	clay	MI	back-swamp	①-p	O	10YR4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-13	clay	MI	back-swamp	①-p	A	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-14	sandy clay	MI	back-swamp	①-p	Bg	5R5/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-15	clayey clay	MI	back-swamp	①-p	Bg	7.5Y6/1	gray	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-17	clay	MI	back-swamp	①-u	compound	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-18	clay	MI	back-swamp	②		O	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.
161004-19	clay	MI	back-swamp	②	A	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-20	clay	MI	back-swamp	②	Bt	2.5Y5/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161004-21	sand	Sg	crevasse splay	②	Bt	-	-	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
161004-22	cs-ms	Sg	crevasse splay	②	Bw	5GY6/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○	Shinshu U.	○
161005-1	silty ms	MI	back-swamp	①-l	Cg	10GY5/1	bluish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161005-2	sandy clay	MI	back-swamp	①-l	Bg	10BG7/1	bluish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-3	clay	MI	back-swamp	①-l	Bg	10BG7/1	bluish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-4	clayey clay	MI	back-swamp	①'	Bw	2.5Y6/6	reddish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-5	pumiceous clay	MI	back-swamp	①'	Bw	2.5Y6/6	reddish	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161005-6	clayey clay	MI	back-swamp	①'	A	7.5Y6/1	gray	○	○	○	Shinshu U.	○	Kochi C.C.	-
161006-1	saplorite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161006-2	granite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-
161006-3	silt	Gm	debris-flow	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
161006-4	granite	-	-	-	-	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-9; Sample data of the Toki Sand and Gravel Formation in theToki–Tajimi area.

Sample name	Sampling area	Grain size or sample type	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF	ICP
						Oriented	Bulk	Facilities	Facilities	
Na61	Nakayama mine	sandy silt	5YR2/2	dark	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-1	Kakino section (abandoned mine)	clay	10Y7/1	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-2	Kakino section (abandoned mine)	silt-clay	10YR7/2	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-3	Kakino section (Hachioji)	granule	7.5Y8/1	light	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-4	Kakino section (Hachioji)	vfs silt-clay	5Y7/2	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-5	Kakino section (Hachioji)	silt-clay	5GY6/1	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-6	Mukojima section	clay	10BG5/1	bluish	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-7	Mukojima section	clay	2.5Y8/2	light	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-8	Tsumagi section	silt-clay	7.5Y6/2	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
151102-11	Kujiri section	silt-clay	7.5Y8/1	light	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
161004-23	Toyota (Hotoku Mine)	clay	7.5Y6/1	gray	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
161004-25	Toyota (Hotoku Mine)	fs-vfs	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-
161004-26	Toyota (Hotoku Mine)	sandy clay	-	-	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center. M.; mine.

S1-10; Sample data of the Iga Clay Member in the Hokke Mine.

Sample name	Grain size or sample type	Sedimentary Facies		Paleosol name	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF		ICP	grain size
									Oriented	Bulk	Facilities	facilities			
Ho1	vfs silt-clay	e	debris-flow	A	C	2.5GY5/1, 6/1	bluish, grayish		○	○	Tono G.C.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho2	fs silt-clay	e	debris-flow	A	A	2.5Y3/2	dark		○	○	Tono G.C.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho3	silt-clay	e	debris-flow	B	-	5Y5/1	grayish		○		Shinshu U.	○ Shinshu U.	○		
Ho4	clay	e	debris-flow	B	A	5Y3/1	dark	○	○	○	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho5	sandy silt	e	debris-flow	B	Bt	5Y3/1	dark	○	○		Shinshu U.	○ Shinshu U.	○		
Ho6	sandy silt	e	debris-flow	B	Cw	5Y5/1	grayish	○	○		Shinshu U.	○ Shinshu U.	○		
Ho7	clay	k	marsh	C	A	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho8	clay	k	marsh	C	Bw	2.5Y4/2	brownish	○	○	○	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho9	clay	j	lake	C	C	2.5Y5/2	grayish	○	○	○	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	○	
Ho11	clay	j	lake	D	A	2.5Y3/2	dark	○	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
Ho12	sandy clay	j	lake	D	Bw	2.5GY7/1	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
150622-1	clay	j	lake	E	A	10YR3/1	dark	○	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
150622-2	clay	j	lake	E	Bt	10YR4/2	brownish	○	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
150622-3	fs-silt size volcanic ash	k or l	pond	F	Cw	5Y8/2	whitish	○	○	○	Tono G.C.	○ Shinshu U.	○	○	
150622-4	ms-cs size volcanic ash	-	-	G	-	5GY6/1	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-5	clay size volcanic ash	j	lake	G	Bw	10Y5/1	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-6	clay-silt size volcanic ash	j	lake	I	Bw	10Y5/1	grayish	○	-	○	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	○	
150622-7	pumiceous vfs-fs	j	lake	J	Bw	5GY5/1	bluish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-8	vfs clay	e	debris-flow	-	-	7.5Y7/1	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-9	fs-ms size volcanic ash	-	-	K	C	7.5Y7/3	whitish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-11	granular fs-ms	h	floodplain	L	Bg	5Y5/2	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-12	nodule	h	floodplain	L	Bg	-	-	○	-	-	-	-	-	-	
150622-13	clay	j	lake	L	Bg	7.5Y5/1	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○ Shinshu U.	○	○	
150622-14	nodule	h	floodplain	L	Bg	5Y5/2	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-15	nodule	j	lake	L	Bg	7.5Y4/1	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-16	ms-fs	m	pond	N	Cg	10Y5/2	grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-17	clay size volcanic ash	-	-	N	Bg	10GY5/1	bluish	○	-	○	Tono G.C.	○ Shinshu U.	○	○	
150622-18	nodule	h	floodplain	O	Bg	2.5GY5/1, 5Y5/2	bluish, grayish	○	-	-	-	-	-	-	
150622-19	clay	h	floodplain	O	A	5YR4/1	dark	○	○	-	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	-	
150622-20	silty fs-ms	h	floodplain	O	Bt	5Y5/2	grayish	○	○	-	Shinshu U.	○ Shinshu U.	○	-	
150622-21	volcanic ash	-	-	H	A	5GY6/1	grayish	-	-	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	-	
150622-23	clay	j	lake	Q	C	7.5Y7/2	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
150622-24	clay	j	lake	-	-	7.5Y8/2	whitish	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	
151028-3	silt-clay	k	marsh	-	-	2.5Y2/1	blackish	-	○	○	Tono G.C.	○ Tono G.C.	○	○	

Tono G.C.: Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University.

S1-11; Sample data of the Iga Clay Member in the Sanko Mine.

Sample name	Formation	Grain size or sample type	Sedimentary Facies		Paleosol name	Soil horizons	Soil color	Color type	Polar.	XRD			XRF		ICP
										Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
151029-1	Iga Clay Member	silt-clay	k	marsh	a	Bw	N5/0	bluish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	
151029-2		sandy clay	h	floodplain	b	Bw	7.5Y5/1	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-4		clayey sand	j	lake	c	Bt	7.5Y5/1	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-5		clayey sand	j	lake	c	A	5Y5/3	reddish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-6		sandy clay	i	floodplain	d	Bw	10YR3/1	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-7		sandy clay	i	floodplain	d	C	7.5Y4/1	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-8		silt-clay	l	swamp	e	Bw	7.5Y3/1	dark	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-9		sandy silt	j	lake	-	-	10Y5/1	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-10		sandy silt	j	lake	-	-	10Y5/1	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-11		silt-clay	j	lake	-	-	5Y6/2	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-12	Kitamata Gravel Member	silt-clay	j	lake	-	-	5Y6/2	grayish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-13		silt-clay	j	lake	-	C	5Y6/2	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-14		sand clay	j	lake	f	Bw	5Y6/2	grayish	○	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-15		sandy silt	j	lake	g	-	2.5GY5/1	bluish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○
151029-16		silt-clay	j	lake	-	-	2.5GY5/1	bluish	-	○	○	Tono G.C.	○	Tono G.C.	○

Tono G.C.; Tono Geoscience Center.

S1-12; Sample data of the Nakasato Member in the Shigaraki area.

Sample name	Formation	Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF Facilities	ICP
					Oriented	Bulk	Facilities		
170611-6	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 2	silty vfs	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170611-7	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	sandy silt	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-1	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 5	clay	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-2	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	silty fs	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-3	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	clay	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-4	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	vfs-silt	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-5	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	clayey silt	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-7	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	clay	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-8	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	sandy silt	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-9	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	clayey sand	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-10	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	ms-fs	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-11	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	volcanic ash	-	-	-	-	-
170612-12	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 3	silt-clay	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170612-13	Ueno Fm.	Nakasato Mem.	Shigaraki section 4	silt	-	-	-	○ Kochi C.C.	-

Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-13; Sample data of the Iga Formation.

Sample name		Formation	Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF		ICP
						Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
151030-2	Iga Fm.	Kashikimura Mem.	Iga-Oyamada Yubunedani River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-3	Iga Fm.	Kashikimura Mem.	Iga-Oyamada Yubunedani River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-5	Iga Fm.	Kashikimura Mem.	Iga-Oyamada Yubunedani River	fs	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-6	Iga Fm.	Kashikimura Mem.	Iga-Oyamada Yubunedani River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-7	Iga Fm.	Kashikimura Mem.	Iga-Oyamada Yubunedani River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-8	Iga Fm.	Tsuge Mem.	Iga-Oyamada Aita River	sandy clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-9	Iga Fm.	Tsuge Mem.	Iga-Oyamada Aita River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151030-10	Iga Fm.	Tsuge Mem.	Iga-Oyamada Aita River	clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
161002-3	Iga Fm.	Tsuge Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-14; Sample data of the Ayama Formation.

Sample name		Formation		Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF	ICP
							Oriented	Bulk	Facilities	Facilities	
151030-13	Ayama Fm.	Konan Mem.	Iga Shindo	sandy silt	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○	
151030-14	Ayama Fm.	Konan Mem.	Iga Shindo	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○	
151030-15	Ayama Fm.	Konan Mem.	Iga Shindo	sandy silt	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○	
151030-16	Ayama Fm.	Konan Mem.	Iga Shindo	sandy silt	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○	
151030-17	Ayama Fm.	Konan Mem.	Iga Shindo	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○	
170613-8	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-9	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-10	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	sandy silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-11	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-12	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-13	Ayama Fm.	Konan Mem.	Konan Kamimasugi	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-1	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-2	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-4	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-5	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-6	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-7	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-9	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-10	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-11	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
161002-12	Ayama Fm.	Wada Mem.	Higashiyubune	volcanic ash	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-	
170613-1	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-2	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-3	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-4	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-5	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	
170613-6	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	ms-vcs	-	-	-	-	-	-	
170613-7	Ayama Fm.	Wada Mem.	Konan Shinji	sandy clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-	

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-15; Sample data of the Koka Formation.

Sample name		Formation	Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF		ICP
						Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
151101-1	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Minakuchi	fs	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-2	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Minakuchi	silty fs	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-3	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Minakuchi	silty fs	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
170612-14	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170612-15	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170612-16	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170612-17	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170612-18	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	silt-clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170612-19	Koka Fm.	Sajigawa Mem.	Koka Sagami	clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170611-1	Koka Fm.	Maki Mem.	Shigaraki Nagano	tuffaceous clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170611-2	Koka Fm.	Maki Mem.	Shigaraki Nagano	peat clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170611-3	Koka Fm.	Maki Mem.	Shigaraki Nagano	gravelly clay	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-
170611-4	Koka Fm.	Maki Mem.	Shigaraki Nagano	gravelly clay-silt	-	-	-	-	-	-	-
170611-5	Koka Fm.	Maki Mem.	Shigaraki Nagano	silt	-	-	-	-	○	Kochi C.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-16; Sample data of the Yoshinaga Member in the Koka Formation.

Sample name		Formation	Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF	ICP
						Oriented	Bulk	Facilities	Facilities	
151101-11	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	clay ms	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	○
151101-13	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	clayey vfs	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-14	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	clay	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-15	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	vfs	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-16	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	gravelly silt	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-17	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-18	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	silt-clay	-	○	○	Tono G. C.	○ Tono G. C.	-
151101-19	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	nodule	-	-	-	-	-	-
170614-1	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	sandy silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-2	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	sandy silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-3	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	sandy silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-4	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	gravelly silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-5	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-6	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-7	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	silt-clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-8	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	ms-fs	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-9	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	gravelly silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-10	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	gravelly silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-11	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	clay	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-
170614-12	Koka Fm.	Yoshinaga Mem.	Koka Minakuchi Yasu River	sandy silt	-	-	-	-	○ Kochi C.C.	-

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

S1-17; Sample data of the Gamo Formation.

Sample name		Formation	Sampling area	Grain size or sample type	Polar.	XRD			XRF		ICP
						Oriented	Bulk	Facilities	Facilities		
151101-4	Gamo Fm.	Nunohikiyama Mem.	Koka Minakuchi	clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-5	Gamo Fm.	Nunohikiyama Mem.	Koka Minakuchi	sandy silt	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-6	Gamo Fm.	Nunohikiyama Mem.	Koka Minakuchi	silt	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-7	Gamo Fm.	Nunohikiyama Mem.	Koka Minakuchi	ms-vfs	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-8	Gamo Fm.	Hazama Clay Mem.	Koka Minakuchi	sandy clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-9	Gamo Fm.	Hazama Clay Mem.	Koka Minakuchi	clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○
151101-10	Gamo Fm.	Hazama Clay Mem.	Koka Minakuchi	clay	-	○	○	Tono G. C.	○	Tono G. C.	○

Tono G.C.; Tono Geoscience Center, Shinshu U.; Shinshu University, Kochi C.C.; Kochi Core Center.

Supplementary Table 2

粉末 X 線分析による鉱物組成およびピーク強度

S2-1; Bulk mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Southern part of the Ena area, Hara Mine by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å	10 Å	7 Å	4.26 Å	3.35 Å	3.24 Å	3.29 Å	3.00 Å	3.14 Å	2.80 Å	2.71 Å	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
		Sm. & Vm.	Mica c. (Il.)	Kln.	Qtz.	Qtz.	Fl.	Orth.	Orth.	Ab.	Co.	Py.			
161008-1	granule-vcs	25	15	86	52	322	26	26	27	0	0	0	0.27	0.29	0.34
161008-2	cs-ms clay	23	12	120	71	161	29	18	10	0	0	0	0.75	0.69	0.89
161008-3	cs-ms clay	30	0	50	81	547	39	35	20	0	0	0	0.09	0.09	0.15
161008-4	clay	40	14	76	57	257	25	0	0	0	0	0	0.30	0.32	0.45
161008-4'	clay	23	0	86	69	115	42	0	0	0	0	0	0.75	0.55	0.95
161008-5	vcs-cs silt	25	16	78	60	260	27	20	0	0	0	12	0.30	0.33	0.40
161008-6	silt-clay	24	0	82	48	54	68	0	13	12	0	0	1.52	0.67	1.96
161008-7	clay	20	16	106	54	149	46	26	0	0	0	0	0.71	0.63	0.85
161008-8	clay	29	15	94	54	97	17	0	0	24	0	0	0.97	0.96	1.27
161008-9	ms-fs	27	41	40	75	234	31	0	0	0	0	0	0.17	0.31	0.29
161008-9'	siderite	31	22	36	57	343	21	0	0	16	27	10	0.10	0.16	0.20
161008-12	clay	26	24	27	76	316	20	0	0	19	0	0	0.09	0.15	0.17
161008-13	clay	23	23	33	56	250	24	0	0	0	0	0	0.13	0.20	0.22
161008-14	fs-ms silt	24	19	19	96	334	0	0	0	0	0	0	0.06	0.11	0.13

S2-2; Bulk mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki-Tajimi area, Hishiya Mine by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Hi22	silty sand	0	0	339	3009	13475	0	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.03
Hi23	silty sand	0	0	197	2579	11437	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02
Hi135	clay	199	0	339	3009	13475	0	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.04
Hi136	sandy silt	30	30	197	2579	11438	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02
Hi142	vfs mud	30	30	119	1769	8942	333	0	417	0	0	0	0.01	0.02	0.02
Hi155	clay	107	30	228	811	3647	0	0	0	0	0	0	0.06	0.07	0.09
Hi156	clay	51	30	165	2797	10929	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02
Hi157	clay	95	30	175	2516	10416	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.03

S2-3; Bulk mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki-Tajimi area, Nakayama Mine by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Na91	clay	109	30	597	1091	5042	0	0	0	0	0	0	0.12	0.12	0.14
Na92	clay	51	30	378	1466	6439	0	0	75	0	0	0	0.06	0.06	0.07
Na93	clay	106	30	539	790	2874	39	0	0	0	0	0	0.19	0.20	0.22
Na94	clay	61	30	364	1667	7857	0	0	75	0	0	0	0.05	0.05	0.05
Na98	clay	65	30	388	938	4552	0	0	0	0	0	0	0.09	0.09	0.10
Na56	clay	565	30	404	1050	4282	0	0	0	0	0	0	0.09	0.10	0.23
Na52	clay	526	30	391	954	4345	0	0	0	0	0	0	0.09	0.10	0.21
Na53	clay	129	30	297	1275	6404	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0.07
Na54	clay	107	161	292	1060	7084	0	0	0	0	0	0	0.04	0.06	0.06
Na105	vfs-clay	73	199	290	1637	5767	0	0	0	0	0	0	0.05	0.08	0.06
Na106	clay	30	268	423	1742	8180	73	0	0	0	0	0	0.05	0.08	0.06

S2-4; Bulk mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Yamakyu Mine by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Y33	clay	286	0	339	612	2447	0	0	0	0	0	0	0.14	0.14	0.26
Y34	clay	556	30	278	958	4534	0	0	0	0	0	0	0.06	0.07	0.18
Y38	clay	384	0	320	1320	6294	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0.11
Y39	silt	306	0	347	1514	6134	0	0	0	0	0	0	0.06	0.06	0.11
Y40	sandy mud	573	30	542	1111	5812	0	0	0	0	0	0	0.09	0.10	0.19
Y41	silt	199	30	274	1313	6001	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0.08
Y20	clay	73	30	293	1813	7176	0	0	0	0	0	0	0.04	0.05	0.05
Y21	sandy clay	60	30	193	1904	8481	0	0	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03
Y22	vfs-silt	93	0	168	2669	11037	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02
Y29	clay	52	30	131	950	4626	30	0	23	0	0	0	0.03	0.03	0.04
Y30	clay	63	30	115	882	3633	166	0	0	0	0	0	0.03	0.04	0.05
Y31	clay	30	322	317	1131	5464	134	0	0	0	0	0	0.06	0.11	0.06
151102-9	sandy silt	30	195	593	1130	6977	0	0	88	0	0	0	0.08	0.11	0.09
151102-10	silt-clay	0	232	657	1621	10210	0	0	0	0	0	0	0.06	0.09	0.06

S2-5; Bulk mineral composition of the sample from the Seto Porcelain Clay Formation in the Seto area, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
D8	cs-ms	30	30	227	2428	17602	333	0	152	0	0	0	0.01	0.01	0.01
D9	cs-ms	30	30	249	2366	19095	758	0	128	0	0	0	0.01	0.01	0.01
D11	gravelly vfs	30	0	229	3617	12946	178	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02
D12	gravelly silt	30	30	393	1660	12475	190	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.03
I8	clay	278	0	873	673	1987	0	0	0	0	0	0	0.44	0.44	0.58
I9	clay	30	30	929	1687	7795	248	0	0	0	0	0	0.12	0.12	0.12
I10	clay	30	30	523	1376	7078	0	0	0	0	0	0	0.07	0.08	0.08
I11	clay	76	30	862	543	1192	0	0	0	0	0	0	0.72	0.75	0.79
A3	clay	43	0	771	2335	10727	0	0	0	0	0	0	0.07	0.07	0.08
A4	clay	48	250	959	1312	6863	0	0	0	0	0	0	0.14	0.18	0.15
A5	silt	38	30	450	1712	7856	205	0	64	0	0	0	0.06	0.06	0.06
A6	silt	277	30	455	1596	8440	63	0	0	0	0	0	0.05	0.06	0.09
A7	clay	30	30	709	1163	3559	0	0	0	0	0	0	0.20	0.21	0.21
A8	clay	245	30	696	1596	7851	0	0	0	0	0	0	0.09	0.09	0.12
A9	clay	30	30	818	1754	8236	294	0	0	0	0	0	0.10	0.10	0.10
A10	clay	30	0	383	2883	15042	244	0	87	0	0	0	0.03	0.03	0.03
K6	clay	39	0	568	1793	7795	0	0	0	0	0	0	0.07	0.07	0.08
K7	sandy clay	40	30	381	2990	12511	200	0	63	0	0	0	0.03	0.03	0.03
K8	sandy clay	39	30	573	1823	12237	134	0	30	0	0	0	0.05	0.05	0.05

S2-6; Bulk mineral composition of the sample from the Seto Porcelain Clay Formation in the Toyota area, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
161004-2	cs-ms	30	30	339	3009	13475	0	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.03
161004-4	clayey clay	557	30	5926	4086	13839	0	0	270	0	0	0	0.43	0.43	0.47
161004-5	clayey clay	30	30	8083	2696	7395	0	0	0	0	165	0	1.09	1.10	1.10
161004-6	clayey clay	710	30	6011	4087	17866	0	0	0	0	0	0	0.34	0.34	0.38
161004-7	clay	400	439	4449	8778	44195	365	0	185	0	0	0	0.10	0.11	0.11
161004-8	clay	242	813	3221	10753	55893	844	0	303	0	0	0	0.06	0.07	0.06
161004-9	sandy clay	190	1251	3129	11744	61784	1273	166	369	0	30	0	0.05	0.07	0.05
161004-10	sandy clay	99	1260	2927	18259	86013	3517	0	555	0	0	0	0.03	0.05	0.04
161004-12	clay	373	431	5429	7245	33893	1345	233	452	0	184	0	0.16	0.17	0.17
161004-13	clay	249	30	4950	8595	37757	1860	0	711	0	30	0	0.13	0.13	0.14
161004-14	sandy clay	347	589	5891	7875	43292	1373	30	648	0	30	0	0.14	0.15	0.14
161004-15	clayeyclay	322	1313	7054	6817	29319	628	41	469	0	210	0	0.24	0.28	0.25
161004-17	clay	685	30	6513	2133	6609	0	0	293	0	0	0	0.99	0.99	1.09
161004-18	clay	30	886	6669	6414	32794	3643	1334	1113	0	30	0	0.20	0.21	0.20
161004-19	clay	30	30	8184	2318	9556	237	0	353	0	0	0	0.86	0.84	0.86
161004-20	clay	252	1312	6773	6199	30630	1614	30	751	0	215	0	0.22	0.25	0.23
161004-21	sand	14	31	66	141	458	65	0			0	11	0.14	0.19	0.17
161004-22	cs-ms	24	41	117	40	98	0	0	0		17	13	1.19	1.61	1.44
161004-23	clay	443	914	6389	4331	29781	2457	149	504	0	0	0	0.21	0.23	0.23
161004-25	fs-vfs	180	1416	3552	14344	67736	1900	0	526	0	30	0	0.05	0.07	0.06
161004-26	sandy clay	381	1067	381	7450	35564	0	0	200	0	184	0	0.01	0.04	0.02
161005-1	silty ms	1860	1915	3687	9791	47522	2087	0	502	0	30	0	0.08	0.11	0.12
161005-2	sandy clay	14	11	39	49	175	10	9	0	0	15	0	0.22	0.27	0.30
161005-3	clay	0	30	87	76	275	2	0	0	0	0	0	0.32	0.42	0.32
161005-4	clayey clay	0	19	69	43	125	10	16	8	0	6	0	0.55	0.65	0.55
161005-5	clayey clay	10	15	42	80	365	11	14	9	0	4	0	0.12	0.15	0.14
161005-6	clayey clay	8	18	69	58	112	27	11	6	7	0	0	0.62	0.63	0.69
161006-1	saplorite	30	5929	2300	8897	44866	4322	0	1167	2112	30	0	0.05	0.17	0.05
161006-2	granite	521	179	6236	7841	51232	8499	625	1264	0	0	0	0.12	0.11	0.13
161006-3	silt	252	1581	4165	9527	37179	909	184	443	0	0	0	0.11	0.15	0.12
161006-4	granite	161	506	1385	9185	48333	16747	30	2566	1219	30	326	0.03	0.03	0.03

S2-7; Bulk mineral composition of the sample from the Toki Sand and Gravel Formation in the Toki–Tajimi area, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Klin; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Klin.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Na61	sandy silt	0	0	114	1584	7914	637	0	30	0	0	0	0.01	0.01	0.01
151102-1	clay	0	0	91	2056	9151	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
151102-2	silt-clay	35	0	109	1127	5501	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.03
151102-3	granule	0	0	101	3234	14929	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
151102-4	vfs silt-clay	0	0	103	2137	9818	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
151102-5	silt-clay	0	0	89	1513	8544	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
151102-6	clay	30	0	125	1859	9005	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.02
151102-7	clay	30	0	134	1301	5507	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.03
151102-8	silt-clay	30	0	143	984	4985	78	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.03
151102-11	clay-silt	64	0	178	2013	6922	211	153	0	0	0	0	0.03	0.02	0.03

S2-8; Bulk mineral composition of the sample from the Iga Clay Member of the Ueno Formation, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Ill.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Ho1	vfs silt-clay	1563	289	0	5497	39807	638	0	2125	0	0	0	0.14	0.14	0.15
Ho2	fs silt-clay	1586	301	0	4796	64134	0	0	1102	0	0	0	0.07	0.08	0.08
Ho4	clay	1768	363	0	4881	17319	0	0	546	0	0	0	0.28	0.29	0.30
Ho7	clay	1844	30	30	4726	9935	0	0	762	0	0	0	0.48	0.44	0.48
Ho8	clay	1933	385	30	5736	7786	0	0	1823	0	0	0	0.74	0.64	0.79
Ho9	clay	2060	820	0	692	762	0	0	520	0	0	0	0.91	1.18	1.98
Ho11	clay	1867	30	0	5394	5598	0	0	357	0	0	0	0.96	0.91	0.97
Ho12	sandy clay	1944	527	0	7705	10221	0	0	762	30	0	0	0.75	0.75	0.81
15622-1	clay	1799	251	0	5558	11647	425	730	980	0	160	0	0.48	0.46	0.50
15622-2	clay	1725	30	30	5653	11930	550	0	656	0	0	0	0.47	0.45	0.48
15622-3	fs-silt	1861	285	0	2208	2633	0	0	0	0	0	0	0.84	0.95	0.95
15622-13	clay	2023	327	446	3754	18644	357	384	856	0	989	0	0.20	0.21	0.22
15622-21	volcanic ash	1908	0	0	0	1967	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
15622-23	clay	1923	880	30	2776	24177	0	0	1365	0	0	0	0.11	0.14	0.15
15622-24	clay	1768	541	1593	8007	34094	30	0	4757	0	200	0	0.23	0.22	0.25
151028-3	silt-clay	1760	297	30	5175	11942	232	0	1591	0	0	0	0.43	0.40	0.46
151029-1	silt-clay	1492	246	1281	2412	58940	0	0	2493	0	352	0	0.04	0.04	0.05
151029-2	sandy clay	1564	388	1232	903	55130	0	0	1781	0	288	0	0.02	0.02	0.02
151029-4	clayey sand	1576	255	1243	605	59276	0	0	2210	0	247	0	0.01	0.01	0.01
151029-5	clayey sand	1595	233	30	2407	47430	494	0	2568	0	0	0	0.05	0.05	0.06
151029-6	sandy clay	1558	30	1783	1096	57783	30	0	2588	0	247	0	0.02	0.02	0.02
151029-7	sandy clay	1544	30	2035	1804	62445	0	0	4373	0	373	0	0.03	0.03	0.03
151029-8	silt-clay	1650	346	1583	1179	50282	0	0	1086	0	327	0	0.02	0.03	0.03
151029-9	sandy silt	1504	0	1726	920	60402	0	0	2447	0	274	0	0.02	0.01	0.02
151029-10	sandy silt	1602	260	1093	1269	49822	380	0	1454	0	154	0	0.03	0.03	0.03
151029-11	silt-clay	1712	234	1389	901	56859	0	0	2420	0	290	0	0.02	0.02	0.02

S2-9; Bulk mineral composition of the sample from the Iga Formation, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Formation	Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Kitamata Gravel Member	151029-12	silt-clay	1689	30	945	900	49434	0	0	1044	0	236	0	0.02	0.02	0.02
	151029-13	silt-clay	1694	410	948	711	52163	0	0	1446	0	289	0	0.01	0.02	0.02
	151029-14	sand clay	1603	312	961	603	56751	0	0	1893	0	30	0	0.01	0.02	0.02
	151029-15	sandy silt	1623	246	1217	950	54688	0	0	1738	0	180	0	0.02	0.02	0.02
	151029-16	silt-clay	1589	279	725	1552	55571	0	0	3553	0	168	0	0.03	0.03	0.03
Kashikimura Member	151030-2	silt-clay	2138	285	869	621	44270	0	0	2195	0	0	0	0.01	0.02	0.02
	151030-3	silt-clay	1898	959	606	852	35241	0	0	1621	0	0	0	0.02	0.05	0.05
	151030-5	fs	1529	280	830	1204	75966	207	0	5365	0	326	0	0.02	0.02	0.02
	151030-6	silt-clay	2123	1433	30	645	18774	0	0	657	0	0	0	0.03	0.11	0.11
	151030-7	silt-clay	1706	345	956	1238	45320	0	0	2216	0	0	0	0.03	0.03	0.03
Tsuge Member	151030-8	sandy clay	1703	520	989	893	46614	0	0	4347	0	185	0	0.02	0.03	0.03
	151030-9	silt-clay	1820	663	849	459	48429	0	0	1373	0	155	0	0.01	0.02	0.02
	151030-10	clay	1925	459	551	574	32957	0	0	1054	0	0	0	0.02	0.03	0.03

S2-10; Bulk mineral composition of the sample from the Ayama Formation, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Formation	Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Koran Member	151030-13	sandy silt	1974	503	730	864	25566	0	0	697	0	0	0	0.03	0.05	0.05
	151030-14	silt-clay	1954	1444	685	382	23077	0	0	0	0	0	0	0.02	0.08	0.08
	151030-15	sandy silt	1942	1219	30	377	31905	52	0	609	0	0	0	0.01	0.05	0.05
	151030-16	sandy silt	1900	1111	640	426	25830	0	0	729	0	0	0	0.02	0.06	0.06
	151030-17	silt-clay	1797	504	507	392	31938	0	0	839	0	30	0	0.01	0.03	0.03

S2-11; Bulk mineral composition of the sample from the Koka Formation, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Formation	Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Sajigawa Member	151101-1	fs	1851	630	511	724	30010	0	0	716	0	0	0	0.02	0.04	0.05
	151101-2	silty fs	1842	742	428	404	26950	0	0	907	0	0	0	0.01	0.04	0.04
	151101-3	silty fs	1892	620	30	520	28944	143	0	677	0	0	0	0.02	0.04	0.04
Yoshinaga Member	151101-11	clay ms	1872	397	30	1138	23997	967	848	2457	0	0	0	0.05	0.06	0.06
	151101-13	clayey vfs	1871	564	568	1161	21280	148	30	1740	0	302	0	0.05	0.07	0.08
	151101-14	clay	1933	445	30	951	19686	0	0	1602	0	0	0	0.05	0.07	0.07
	151101-15	vfs	1752	30	30	1044	32036	0	0	3402	0	0	0	0.03	0.03	0.03
	151101-16	vfs	1683	321	813	905	49651	158	0	2677	0	0	0	0.02	0.02	0.02
	151101-17	silt-clay	1706	293	610	892	42348	64	0	2576	0	0	0	0.02	0.03	0.03
	151101-18	silt-clay	1787	524	861	930	38741	0	0	1758	0	0	0	0.02	0.04	0.04

S2-12; Bulk mineral composition of the sample from the Gamo Formation, by X-ray diffraction (Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite, Qtz; quartz, Fl; feldspar, Orth; orthoclase, Ab; albite, Co; Carbonate minerals, Py; pyrite).

Formation	Sample name	Lithology	12~15 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (Il.)	7 Å Kln.	4.26 Å Qtz.	3.35 Å Qtz.	3.24 Å Fl.	3.29 Å Orth.	3.00 Å Orth.	3.14 Å Ab.	2.80 Å Co.	2.71 Å Py.	Kln/Qtz	(Kln+Sm)/(Qtz+Fl)	(Kln+Sm)/Qtz
Nunohikiyama Member	151101-4	clay	1756	452	564	393	38375	0	30	1714	0	0	0	0.01	0.02	0.02
	151101-5	sandy silt	1638	369	506	303	47417	0	0	2067	0	204	0	0.01	0.01	0.01
	151101-6	silt	1632	745	621	293	52616	0	0	1902	0	0	0	0.01	0.02	0.02
	151101-7	ms-vfs	1797	586	434	469	32757	0	0	1295	0	0	0	0.01	0.03	0.03
Hazama Clay Mem.	151101-8	sandy clay	1725	566	359	388	40770	326	766	1726	0	0	0	0.01	0.02	0.02
	151101-9	clay	1807	545	431	251	33570	0	0	1090	0	0	0	0.01	0.02	0.02
	151101-10	clay	1786	945	547	307	36831	0	0	1493	0	0	0	0.01	0.03	0.03

S2-13; Clay mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the southern part of the Ena area, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
161008-1	granule-vcs	0	44	0	245
161008-2	cs-ms clay	0	89	0	723
161008-3	cs-ms clay	0	39	0	987
161008-4	clay	0	24	0	867
161008-4'	clay	0	27	0	226
161008-5	vcs-cs silt	0	54	0	557
161008-6	silt-clay	0	37	0	296
161008-7	clay	0	69	0	909
161008-8	clay	0	82	0	552
161008-9	ms-fs	0	70	0	128
161008-9'	siderite	0	38	0	43
161008-12	clay	0	72	0	68
161008-13	clay	0	57	0	78
161008-14	fs-ms silt	0	43	0	38

S2-14; Clay mineral composition of the sample from the Tokiguchi Porcelain Clay Formation distributed in the Toki-Tajimi area, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite). *; present.

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
Hi22	silty sand	0	850	150	2300
Hi23	silty sand	0	150	250	1750
Hi135	clay	0	850	150	2300
Hi136	sandy silt	0	150	250	1750
Hi142	vfs mud	*	1955	1363	6463
Na91	clay	0	0	*	1669
Na92	clay	0	63	86	1969
Na93	clay	0	*	55	2823
Na94	clay	0	*	101	1769
Na98	clay	0	200	*	2421
Na56	clay	0	200	*	635
Na52	clay	0	460	29	763
Na53	clay	0	30	109	805
Na54	clay	0	30	109	657
Na105	vfs-clay	0	*	180	1506
Na106	clay	0	*	81	2132
Y33	clay	0	784	82	1447
Y34	clay	0	700	67	1292
Y38	clay	0	380	*	680
Y39	silt	0	239	*	890
Y40	sandy mud	0	683	*	1021
Y41	silt	0	898	57	1324
Y20	clay	0	*	66	452
Y21	sandy clay	0	*	84	530
Y22	vfs-silt	0	*	94	591
Y29	clay	0	28	93	83
Y30	clay	0	*	184	345
Y31	clay	0	*	253	177
1511029	sandy silt	0	0	*	127274
15110210	silt-clay	0	0	*	72350

S2-15; Clay mineral composition of the sample from the Seto Porcelain Clay Formation distributed in the Seto area, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite). *; present

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
D8	cs-ms	1564	68	*	14482
D9	cs-ms	743	68	*	20711
D11	gravelly vfs	*	129	*	38076
D12	gravelly silt	*	770	2230	71087
I8	clay	0	3070	1997	123298
I9	clay	*	159	3204	73584
I10	clay	*	113	*	45754
I11	clay	*	3289	*	68416
A3	clay	*	382	*	29052
A4	clay	*	80	*	52615
A5	silt	0	1169	*	100636
A6	silt	*	269	*	44373
A7	clay	0	1628	*	65990
A8	clay	0	1016	1781	79330
A9	clay	*	3800	4259	50054
A10	clay	*	1435	1952	64795
K7	sandy clay	*	12916	11317	52931
K8	sandy clay	0	104	320	54417

S2-16; Clay mineral composition of the sample from the Seto Porcelain Clay Formation distributed in the Toyota area, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite). *; present.

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
161004-4	clayey clay	0	4411	*	46208
161004-5	clayey clay	0	3772	*	49262
161004-6	clayey clay	0	4721	1897	46589
161004-7	clay	0	4207	*	35382
161004-8	clay	0	2592	*	32435
161004-9	sandy clay	0	2818	1732	19306
161004-10	sandy clay	0	*	*	14454
161004-12	clay	0	2660	*	35801
161004-13	clay	0	1688	*	24485
161004-14	sandy clay	0	2404	*	41893
161004-15	clayey clay	0	2372	*	39158
161004-17	clay	0	1147	1137	33010
161004-18	clay	0	656	*	27786
161004-19	clay	0	5411	*	42955
161004-20	clay	0	1165	*	46962
161004-22	cs-ms	0	*	800	15264
161004-23	clay	0	2859	2018	25305
161004-25	fs-vfs	0	4885	5642	48423
161004-26	sandy clay	0	4883	2689	34073
161005-1	silty ms	0	1826	*	10180
161005-2	sandy clay	0	*	0	107
161005-3	clay	0	50	0	526
161005-4	clayey clay	0	*	0	764
161005-5	clayey clay	0	50	0	341
161005-6	clayey clay	0	*	0	475
161006-3	silt	0	1248	*	9702

S2-17; Clay mineral composition of the sample from the Toki Sand and Gravel Formation distributed in the Toki–Tajimi area, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
151102-1	clay	0	700	6865	9504
151102-2	silt-clay	0	1500	6865	9504
151102-3	granule	0	0	3019	5119
151102-4	vfs silt-clay	0	50	5526	8408
151102-5	silt-clay	0	500	8793	14557
151102-6	clay	0	1688	1698	6964
151102-7	clay	0	1647	3920	11437
151102-8	silt-clay	0	7824	7679	9198
151102-11	clay-silt	0	300	1922	12298

S2-18; Clay mineral composition of the sample from the Iga Clay Member (upper part of the Ueno Formation) in the Kobiwako Group, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite). * ; present.

Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
		Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
Ho1	vfs silt-clay		3444	0	76354
Ho2	fs silt-clay		1220	*	17763
Ho3	silt-clay	*	0	0	132
Ho4	clay	*	*	0	1048
Ho5	sandy silt	*	*	0	594
Ho6	sandy silt	*	*	*	1017
Ho7	clay	*	0	*	472
Ho8	clay	*	*	0	666
Ho9	clay	*	1103	*	16590
Ho11	clay	0	284	*	8247
Ho12	sandy clay	0	1192	*	10625
150622-1	clay	*	1420	*	16415
150622-2	clay	*	*	*	13712
150622-3	fs-silt size volcanic ash	*	434	*	137
150622-13	clay	*	1958	*	10122
150622-19	clay	0	817	*	6338
150622-20	silty fs-ms	0	1987	*	4357
150622-21	volcanic ash	0	201	*	371
150622-23	clay	0	9261	600	13826
150622-24	clay	0	3036	1551	17987
151028-3	silt-clay	0	*	*	13057
151029-1	silt-clay	0	798	3365	10777
151029-2	sandy clay	0	2744	7001	5103
151029-4	clayey sand	0	*	4760	7239
151029-5	clayey sand	0	811	*	8162
151029-6	sandy clay	0	1216	2967	3213
151029-7	sandy clay	0	1279	3104	4647
151029-8	silt-clay	0	1361	3067	3796
151029-9	sandy silt	0	*	3874	4712
151029-10	sandy silt	0	891	2175	5274
151029-11	silt-clay	0	953	5602	5370

S2-19; Clay mineral composition of the sample from the Iga Formation in the Kobiwako Group, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Formation	Sample name	Lithology	20 Å ~ Mixed-layer m.	12~14 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (II)	7 Å Kln.
Kitamata Gravel Member	151029-12	silt-clay	0	2043	5085	7403
	151029-13	silt-clay	0	4046	7851	5857
	151029-14	sand clay	0	2996	7070	7318
	151029-15	sandy silt	0	1320	4797	4487
	151029-16	silt-clay	0	1954	3261	18340
Kashikimura Member	151030-2	silt-clay	0	320	1433	1794
	151030-3	silt-clay	0	2321	1588	3208
	151030-5	fs	0	1165	1571	2326
	151030-6	silt-clay	0	8525	0	2114
	151030-7	silt-clay	0	1040	2757	5794
Tsuge Member	151030-8	sandy clay	0	4638	1934	3144
	151030-9	silt-clay	0	4376	2828	2030
	151030-10	clay	0	3893	2086	2883

S2-20; Clay mineral composition of the sample from the Ayama Formation in the Kobiwako Group, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Formation	Sample name	Lithology	20 Å ~ Mixed-layer m.	12~14 Å Sm. & Vm.	10 Å Mica c. (II)	7 Å Kln.
Sajigawa Member	151101-1	fs	0	3944	3266	2197
	151101-2	silty fs	0	3168	2645	2127
	151101-3	silty fs	0	3152	3962	2588
Yoshinaga Member	151101-11	clay ms	0	887	529	1334
	151101-13	clayey vfs	0	1268	776	1826
	151101-14	clay	0	1073	1077	1180
	151101-15	vfs	0	791	757	1579
	151101-16	vfs	0	800	1825	1534
	151101-17	silt-clay	0	300	1353	1464
	151101-18	silt-clay	0	693	1553	1865

S2-21; Clay mineral composition of the sample from the Koka Formation in the Kobiwako Group, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Formation	Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
			Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
Konan Member	151030-13	sandy silt	0	1323	1217	2139
	151030-14	silt-clay	0	4880	4280	2130
	151030-15	sandy silt	0	6525	3608	2041
	151030-16	sandy silt	0	4401	3061	2164
	151030-17	silt-clay	0	2286	3834	1984

S2-22; Clay mineral composition of the sample from the Gamo Formation in the Kobiwako Group, for the oriented samples by X-ray diffraction (Mixed layer m.; mixed layer minerals, Sm; smectite, Vm; vermiculite, Mica c; mica clay minerals, Il; illite, Kln; kaolinite).

Formation	Sample name	Lithology	20 Å ~	12~14 Å	10 Å	7 Å
			Mixed-layer m.	Sm. & Vm.	Mica c. (Il)	Kln.
Nunohikiyama Member	151101-4	clay	0	1824	4039	1960
	151101-5	sandy silt	0	2145	2564	1214
	151101-6	silt	0	2044	2924	1291
	151101-7	ms-vfs	0	4007	2880	1873
Hazama Clay Mem.	151101-8	sandy clay	0	1825	1138	1293
	151101-9	clay	0	2459	1814	1129
	151101-10	clay	0	4522	3084	1405

Supplementary Table 3

主要, 希土類, 微量元素分析値, CIA 値

S3-1; Major and trace element composition of the Oidawara Formation in the Mizunami Group (bulk sample).

Sample name	160927-6	160927-7	160927-8	160927-9	160927-10	160927-11	160927-13	160927-14	160927-15	160927-16	160927-17	160927-19	160927-21	160927-22
Formation	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.
SiO ₂ (wt%)	75.06	75.48	76.23	74.45	76.48	76.41	75.53	75.52	75.20	77.31	75.62	75.15	75.30	76.06
TiO ₂	0.58	0.54	0.57	0.63	0.57	0.60	0.60	0.59	0.59	0.56	0.68	0.58	0.59	0.58
Al ₂ O ₃	13.19	13.08	13.21	14.28	13.26	14.26	13.27	13.27	13.21	12.21	13.28	13.20	13.23	13.18
Fe ₂ O ₃	4.77	4.23	4.17	4.59	4.28	3.97	4.70	4.69	4.88	4.48	4.80	5.08	4.99	4.66
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
MgO	1.52	1.01	1.32	1.53	1.22	1.12	1.33	1.43	1.42	1.42	1.43	1.52	1.53	1.52
CaO	1.42	1.31	0.94	0.96	0.85	0.58	1.02	1.12	1.42	0.97	1.02	1.32	1.22	0.88
Na ₂ O	1.22	1.61	1.22	1.22	1.12	0.94	1.22	1.12	1.12	1.02	1.02	1.02	1.02	0.99
K ₂ O	2.13	2.62	2.24	2.24	2.14	2.04	2.25	2.14	2.03	1.93	2.04	2.03	2.04	2.03
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.09	0.07	0.05	0.06	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	10.19	7.58	9.37	10.01	10.11	11.12	9.69	9.87	10.14	10.35	10.30	10.72	10.71	11.08
CIA value	70	66	71	73	73	77	71	72	71	72	73	72	73	74
Ba (ppm)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	93	75	87	100	91	99	91	98	90	89	110	99	100	100
Zr	140	180	160	150	150	140	160	140	140	130	130	130	130	130

N.D. means no data.

S3-2; Major and trace element composition of the Oidawara and the Akeyo Formations in the Mizunami Group (<20 µm fraction).

Sample name	160927-6	160927-7	160927-8	160927-9	160927-10	160927-11	160927-13	160927-14	160927-15	160927-16	160927-17	160927-19	160927-21	160927-22	160929-1	160929-2	160929-3	160929-9	160929-10
Formation	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Oidawara Fm.	Togari Mem.	Togari Mem.	Togari Mem.	Yamanouchi Mem.	Yamanouchi Mem.
SiO ₂ (wt%)	75.20	72.72	76.70	74.95	77.21	77.08	75.53	76.02	75.81	77.90	76.61	75.76	75.49	76.49	64.64	64.67	70.57	64.50	64.40
TiO ₂	0.59	0.78	0.61	0.63	0.57	0.59	0.63	0.59	0.58	0.54	0.64	0.56	0.58	0.56	1.31	1.03	0.60	0.91	1.02
Al ₂ O ₃	13.21	13.13	13.12	14.18	13.21	14.20	13.27	13.18	13.14	12.14	13.10	13.13	13.26	13.08	19.19	18.48	15.34	17.40	17.38
Fe ₂ O ₃	5.08	7.88	4.24	4.86	4.47	4.06	5.41	4.97	5.16	4.65	4.84	4.95	5.10	4.93	7.57	8.31	5.42	10.24	10.22
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.07	0.17	0.09	0.07
MgO	1.63	1.41	1.61	1.62	1.32	1.22	1.53	1.62	1.52	1.42	1.51	1.62	1.63	1.51	1.62	1.95	1.53	1.84	1.74
CaO	1.32	1.01	0.80	0.71	0.60	0.37	0.81	0.86	1.01	0.74	0.71	1.11	1.02	0.71	3.23	3.49	2.35	2.97	2.96
Na ₂ O	0.92	0.99	0.89	0.93	0.82	0.69	0.89	0.84	0.87	0.79	0.78	0.85	0.88	0.80	1.51	1.23	2.15	1.13	1.23
K ₂ O	1.93	1.82	1.92	2.03	1.73	1.72	1.84	1.82	1.82	1.72	1.71	1.92	1.94	1.81	0.67	0.67	1.74	0.86	0.88
P ₂ O ₅	0.09	0.23	0.10	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.23	0.11	0.11	0.07	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI(%)	10.19	7.58	9.37	10.01	10.11	11.12	9.69	9.87	10.14	10.35	10.30	10.72	10.71	11.08	13.71	15.24	11.27	12.19	13.75
CIA value	70	66	71	73	73	77	71	72	71	72	73	72	73	74	77	79	67	79	78
Ba (ppm)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	100	110	100	110	99	100	100	100	97	100	110	100	100	100	390	93	32	67	110
Zr	120	140	120	120	110	110	120	110	120	100	110	110	110	110	230	250	270	210	240
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.18	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18	0.17	0.30	0.29	0.22	0.27	0.27

N.D. means no data.

S3-3; Major and trace element composition of the Hiramatsu and the Makino Formations in the Awa Group (<20 µm fraction).

Sample name	160930-1	160930-2	160930-3	160930-4	160930-5	160930-6	160930-7	160930-8	160930-9	160930-10
Formation	Awa Group Hiramatsu Fm.	Awa Group Hiramatsu Fm.	Awa Group Hiramatsu Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.	Awa Group Makino Fm.
SiO ₂ (wt%)	70.37	68.93	69.57	71.57	67.09	72.93	71.55	73.13	75.25	74.76
TiO ₂	0.70	0.77	0.71	0.85	0.90	0.85	0.76	0.83	0.75	0.81
Al ₂ O ₃	17.34	15.43	15.35	15.12	18.30	14.18	14.11	14.02	11.19	13.13
Fe ₂ O ₃	3.57	5.04	4.71	4.64	5.49	4.05	5.04	4.21	5.59	4.04
MnO	0.08	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05
MgO	1.43	2.26	1.74	1.92	2.54	1.72	1.71	1.60	1.42	1.52
CaO	2.14	4.01	4.30	0.70	2.74	1.32	2.22	1.50	1.32	1.21
Na ₂ O	1.84	1.65	1.64	1.51	1.52	1.52	1.51	1.60	1.53	1.52
K ₂ O	2.45	1.75	1.84	3.53	1.32	3.24	2.92	2.91	2.75	2.83
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.11	0.14	0.05	0.14	0.13	0.15	0.13	0.14
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	13.00	10.83	10.60	6.37	12.53	6.90	8.39	6.89	6.19	6.02
CIA	70	68	68	69	74	66	65	66	63	66
Ba (ppm)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	54	84	84	110	65	110	100	100	93	96
Zr	250	210	200	170	230	170	170	180	170	170
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.25	0.22	0.22	0.21	0.27	0.19	0.20	0.19	0.15	0.18

N.D. means no data.

S3-4; Major element composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the southern part of the Ena area, Hara Mine.

Sample name	161008-1	161008-2	161008-3	161008-4	161008-4'	161008-5	161008-6	161008-7	161008-8	161008-9	161008-9'	161008-12	161008-13	161008-14
Sampling area	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.	Hara M.
Soil horizons	A	Bw	Bw	C	A	Bw	O	Bw	Bw	-	-	O-A	Bw	Bw
SiO ₂ (wt%)	70.91	70.40	79.26	63.52	65.91	73.53	55.45	58.36	57.50	67.08	69.76	69.31	69.69	71.85
TiO ₂	0.78	0.85	0.64	0.95	0.74	0.83	0.85	1.13	1.01	1.10	0.86	1.05	0.99	0.92
Al ₂ O ₃	24.61	25.46	16.67	32.20	30.21	22.38	40.91	37.51	38.37	23.25	19.08	23.93	22.25	19.60
Fe ₂ O ₃	0.91	0.94	0.58	1.40	1.35	0.82	1.41	1.46	1.56	4.10	5.41	2.38	3.19	3.22
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0.01
MgO	0.15	0.17	0.06	0.18	0.14	0.12	0.25	0.28	0.31	0.94	0.79	0.67	0.73	0.70
CaO	0.18	0.15	0.07	0.19	0.15	0.11	0.49	0.32	0.33	0.58	0.55	0.57	0.60	0.49
Na ₂ O	0.13	0.12	0.15	0.10	0.09	0.13	0.06	0.07	0.06	0.43	0.89	0.14	0.30	0.63
K ₂ O	2.28	1.88	2.54	1.44	1.37	2.05	0.55	0.84	0.83	2.42	2.54	1.91	2.20	2.53
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.06	0.07	0.03	0.03	0.03
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	13.68	11.14	6.62	11.64	12.64	8.50	21.79	15.92	15.21	11.02	8.94	16.72	11.38	9.03
CIA value	89	91	84	94	94	89	98	97	97	85	77	90	87	80
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.35	0.36	0.21	0.51	0.46	0.30	0.74	0.64	0.67	0.35	0.27	0.35	0.32	0.27

S3-5; Major and trace element composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Hishiya Mine.

Sample name	Hi22	Hi23	Hi116	Hi117	Hi135	Hi136	Hi148	Hi149	Hi142	Hi143	Hi144	Hi150	Hi151	Hi152	Hi155	Hi156	Hi157
Sampling area	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.	Hishiya M.
Soil horizons	A	C	Bw	B	A	C	—	—	C	Cb	C	Cb	Cb	C	A	B	C
SiO ₂ (wt%)	92.38	92.25	85.16	72.96	80.22	82.46	97.62	96.34	83.56	70.43	71.05	65.99	68.50	79.41	65.14	83.02	81.69
TiO ₂	0.49	0.44	1.03	1.17	1.01	0.80	0.23	0.16	0.80	1.06	1.10	1.38	1.15	0.81	1.20	1.15	1.18
Al ₂ O ₃	5.85	5.98	11.59	21.46	16.20	14.06	1.64	2.70	12.34	22.92	22.45	26.45	26.25	16.10	28.16	13.24	14.21
Fe ₂ O ₃	0.41	0.45	0.84	1.77	0.93	0.93	0.14	0.20	1.05	2.20	2.01	3.28	1.77	1.20	1.90	0.80	0.87
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.10	0.10	0.29	0.63	0.37	0.35	0.03	0.08	0.36	0.76	0.73	0.73	0.40	0.21	0.88	0.35	0.43
CaO	0.05	0.03	0.15	0.34	0.14	0.10	0.00	0.00	0.18	0.35	0.32	0.23	0.12	0.05	0.67	0.26	0.31
Na ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05	0.02	0.04	0.09	0.08	0.08	0.10	0.10	0.13	0.08	0.08	0.08
K ₂ O	0.63	0.66	0.84	1.53	1.02	1.19	0.30	0.46	1.56	2.13	2.19	1.73	1.63	2.03	1.91	1.04	1.17
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	2.73	2.69	4.95	9.33	7.07	6.01	0.89	1.49	8.34	10.54	9.48	11.20	10.30	6.32	11.85	5.64	6.92
CIA value	88	88	92	92	93	91	82	83	86	90	89	92	93	87	92	90	90
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.06	0.06	0.14	0.29	0.20	0.17	0.02	0.03	0.15	0.33	0.32	0.40	0.38	0.20	0.43	0.16	0.17
Ba (ppm)	133	147	181	274	246	249	79	140	350	389	444	372	392	450	291	303	305
V	49	46	115	179	133	108	8	13	72	128	138	207	127	76	115	72	75
Zr	427	385	352	258	302	299	263	100	286	200	203	263	390	494	228	261	270
Li (ppm)	10.81	31.08	19.54	24.74	24.47	31.40	12.63	15.25	23.67	32.58	41.04	64.14	95.50	53.24	28.64	20.45	19.97
Sc	6.36	13.73	7.61	14.45	10.09	8.45	2.74	3.50	14.30	16.53	17.53	28.44	22.61	17.01	13.70	9.54	10.55
Co	0.87	2.94	6.55	3.79	2.37	7.64	0.34	0.81	3.94	5.83	5.04	68.29	21.79	9.33	3.53	1.68	1.88
Ga	8.00	24.11	17.82	28.96	25.64	19.65	2.06	3.59	15.66	29.07	29.08	32.78	33.98	20.49	38.09	21.80	21.69
Rb	28.0	78.5	43.0	85.8	57.2	62.3	12.7	21.3	78.4	127.1	132.0	117.9	76.1	68.8	109.0	55.5	66.2
Sr	19.4	40.3	36.8	53.5	43.9	28.7	8.8	9.6	46.1	53.4	52.8	42.5	35.8	40.6	66.8	44.8	42.3
Y	11.8	20.1	26.9	24.1	21.8	17.2	4.6	4.2	28.2	23.7	28.3	51.6	49.1	29.4	24.6	26.7	29.8
Nb	10.7	21.5	22.2	21.7	22.8	16.9	5.3	3.9	15.8	18.4	18.7	17.2	21.7	13.4	23.9	24.1	25.3
Hf	10.3	5.4	8.6	6.2	7.7	7.3	5.3	2.1	6.8	5.1	5.3	6.7	10.9	12.3	5.9	6.2	6.6
Ta	0.76	1.47	1.53	1.49	1.55	1.19	0.37	0.32	1.09	1.26	1.27	1.11	1.57	0.93	1.69	1.59	1.69
Th	4.46	9.07	9.30	13.11	10.25	11.09	2.01	2.48	9.77	12.07	18.10	16.62	24.43	15.10	17.28	11.91	11.58
U	1.64	2.59	2.75	3.77	2.65	2.60	0.78	0.55	2.74	3.23	3.79	3.47	4.71	3.10	4.45	2.91	3.09

S3-6; REE composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Hishiya Mine.

Sample name	Hi22	Hi116	Hi117	Hi135	Hi136	Hi148	Hi149	Hi142	Hi143	Hi144	Hi150	Hi151	Hi152	Hi155	Hi156	Hi157
La	15.62	34.54	32.12	31.25	24.64	4.77	6.21	40.66	31.78	44.11	69.03	60.96	42.31	36.04	33.75	35.08
Ce	22.79	56.12	51.26	41.09	34.97	9.27	10.66	71.78	50.07	81.53	108.21	112.97	71.93	62.73	53.94	60.13
Pr	2.70	6.43	5.80	4.91	4.25	1.15	1.35	7.43	5.71	8.92	16.26	13.75	8.87	7.10	6.44	7.01
Nd	9.35	21.66	19.58	17.58	14.61	3.78	4.83	28.19	20.16	31.83	62.34	54.41	34.20	23.73	22.80	24.34
Sm	1.64	3.92	3.57	3.14	2.64	0.70	0.86	4.71	3.45	5.48	12.06	10.26	6.25	4.03	4.21	4.42
Eu	0.21	0.67	0.61	0.56	0.43	0.09	0.11	0.90	0.57	0.98	2.65	1.88	1.01	0.70	0.79	0.80
ΣLREE	52.31	123.34	112.95	98.52	81.55	19.77	24.02	153.68	111.74	172.85	270.55	254.22	164.56	134.33	121.92	131.79
Gd	1.41	3.51	3.15	2.86	2.38	0.59	0.73	4.35	3.08	4.82	10.51	9.04	5.46	3.25	3.83	4.05
Tb	0.24	0.60	0.54	0.50	0.40	0.10	0.11	0.70	0.52	0.74	1.58	1.42	0.88	0.57	0.62	0.69
Dy	1.54	3.85	3.61	3.20	2.48	0.62	0.62	4.04	3.44	4.37	9.21	8.62	5.06	3.65	4.03	4.38
Ho	0.37	0.87	0.79	0.70	0.58	0.14	0.13	0.88	0.77	0.95	1.83	1.72	1.03	0.83	0.85	0.95
Er	1.25	2.66	2.41	2.17	1.74	0.43	0.40	2.44	2.38	2.65	4.78	4.72	2.79	2.52	2.59	2.71
Tm	0.23	0.44	0.41	0.37	0.30	0.08	0.07	0.38	0.39	0.42	0.73	0.74	0.47	0.41	0.42	0.44
Yb	1.53	2.80	2.65	2.39	1.99	0.54	0.48	2.37	2.57	2.71	4.39	4.77	2.97	2.70	2.61	2.83
Lu	0.26	0.44	0.41	0.40	0.33	0.10	0.08	0.37	0.40	0.40	0.62	0.70	0.45	0.42	0.41	0.42
ΣHREE	6.83	15.18	13.98	12.58	10.19	2.61	2.62	15.53	13.55	17.07	33.65	31.73	19.11	14.34	15.36	16.47
ΣREE	59.14	138.51	126.93	111.10	91.74	22.37	26.64	169.21	125.29	189.91	304.20	285.95	183.68	148.68	137.27	148.27
La(N)	65.9	145.7	135.5	131.9	104.0	20.1	26.2	171.6	134.1	186.1	291.3	257.2	178.5	152.1	142.4	148.0
Ce(N)	37.2	91.7	83.8	67.1	57.1	15.2	17.4	117.3	81.8	133.2	176.8	184.6	117.5	102.5	88.1	98.3
Pr(N)	28.4	67.6	61.1	51.6	44.8	12.1	14.2	78.2	60.1	93.9	171.1	144.7	93.3	74.8	67.8	73.8
Nd(N)	20.0	46.4	41.9	37.6	31.3	8.1	10.3	60.4	43.2	68.2	133.5	116.5	73.2	50.8	48.8	52.1
Sm(N)	10.7	25.6	23.4	20.5	17.3	4.5	5.6	30.8	22.5	35.8	78.8	67.0	40.9	26.3	27.5	28.9
Eu(N)	3.6	11.6	10.5	9.6	7.5	1.5	1.9	15.6	9.8	16.9	45.8	32.4	17.3	12.1	13.6	13.8
Gd(N)	6.9	17.1	15.3	13.9	11.6	2.9	3.5	21.2	15.0	23.4	51.2	44.0	26.6	15.8	18.6	19.7
Tb(N)	6.3	16.0	14.5	13.4	10.6	2.7	3.0	18.7	14.0	19.8	42.2	37.8	23.4	15.2	16.5	18.4
Dy(N)	6.1	15.2	14.2	12.6	9.8	2.4	2.4	15.9	13.6	17.2	36.2	34.0	19.9	14.4	15.9	17.2
Ho(N)	6.6	15.4	14.0	12.3	10.2	2.5	2.4	15.5	13.6	16.7	32.4	30.3	18.1	14.6	15.1	16.8
Er(N)	7.6	16.1	14.6	13.1	10.5	2.6	2.4	14.8	14.4	16.0	28.9	28.5	16.9	15.2	15.7	16.4
Tm(N)	8.9	17.3	16.1	14.5	11.9	3.2	2.9	14.9	15.4	16.6	28.5	29.1	18.4	15.9	16.4	17.3
Yb(N)	9.0	16.5	15.6	14.0	11.7	3.2	2.8	13.9	15.1	16.0	25.8	28.1	17.5	15.9	15.3	16.6
Lu(N)	10.2	17.4	16.3	15.6	12.9	3.8	3.0	14.7	15.8	15.9	24.5	27.4	17.8	16.6	16.0	16.6
(La/Yb)N	7.33	8.86	8.69	9.40	8.88	6.28	9.33	12.33	8.88	11.66	11.29	9.16	10.21	9.56	9.28	8.89
(La/Sm)N	6.14	5.69	5.80	6.42	6.01	4.43	4.65	5.57	5.95	5.20	3.70	3.84	4.37	5.78	5.18	5.13
(Gd/Lu)N	0.68	0.98	0.94	0.89	0.90	0.77	1.16	1.44	0.95	1.47	2.09	1.61	1.50	0.95	1.17	1.19
(Eu/Eu*)N	0.42	0.55	0.56	0.57	0.53	0.43	0.43	0.61	0.53	0.58	0.72	0.60	0.53	0.59	0.60	0.58
(Ce/Ce*)N	0.86	0.92	0.92	0.81	0.84	0.97	0.90	1.01	0.91	1.01	0.79	0.96	0.91	0.96	0.90	0.94
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.06	0.06	0.14	0.29	0.20	0.17	0.02	0.03	0.15	0.33	0.32	0.40	0.38	0.20	0.43	0.16

S3-7; Major and trace element composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Nakayama Mine.

Sample name	Na91	Na92	Na93	Na94	Na95	Na96	Na97	Na98	Na56	Na52	Na53	Na54	Na102	Na103	Na104	Na105	Na106	Na107
Soil horizons	A	B	Bc	C	A	B	Cb	C	O	A	B	C	A	B	C	A	C	—
SiO ₂ (wt%)	66.79	71.98	61.99	73.62	77.75	83.56	67.85	67.72	66.08	66.54	69.53	70.92	71.87	68.68	68.27	71.49	75.01	91.24
TiO ₂	1.70	1.42	1.66	1.42	1.43	1.19	0.99	1.34	1.39	1.43	1.27	1.14	1.21	1.38	1.28	1.12	0.99	0.86
Al ₂ O ₃	27.46	23.72	33.04	22.01	18.01	13.22	28.55	28.20	27.84	26.72	23.97	22.87	22.71	25.41	25.64	22.64	20.70	6.38
Fe ₂ O ₃	1.17	0.94	1.18	0.89	0.80	0.70	1.20	0.98	2.05	2.27	1.96	1.76	1.50	1.89	1.96	1.72	1.03	0.71
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	0.29	0.21	0.27	0.22	0.21	0.13	0.17	0.20	0.80	0.90	0.82	0.75	0.59	0.60	0.61	0.59	0.27	0.07
CaO	0.45	0.24	0.33	0.20	0.29	0.14	0.26	0.29	0.23	0.20	0.18	0.14	0.49	0.53	0.47	0.41	0.21	0.03
Na ₂ O	0.13	0.13	0.11	0.10	0.11	0.08	0.09	0.10	0.09	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07	0.08	0.09	0.11	0.06
K ₂ O	1.92	1.29	1.35	1.47	1.33	0.93	0.84	1.10	1.42	1.78	2.14	2.26	1.51	1.38	1.65	1.87	1.60	0.61
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	14.90	9.40	12.90	8.81	8.36	5.18	10.87	10.31	21.23	14.13	10.14	9.27	10.50	11.87	11.11	9.68	7.93	2.87
CIA value	92	93	95	92	91	91	96	95	94	92	90	89	93	94	93	91	91	89
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.41	0.33	0.53	0.30	0.23	0.16	0.42	0.42	0.42	0.40	0.34	0.32	0.32	0.37	0.38	0.32	0.28	0.07
Ba (ppm)	482	331	362	381	305	257	257	301	353	354	342	348	297	263	263	323	383	181
V	242	179	222	182	185	142	164	196	297	240	216	218	111	147	147	148	113	46
Zr	260	235	252	269	286	279	243	231	234	230	255	233	223	235	228	224	208	186
Li (ppm)	33.05	43.79	54.38	28.38	12.97	16.47	28.17	25.77	100.59	124.33	67.03	61.83	35.52	38.42	33.56	30.72	29.55	N.D.
Sc	16.96	13.31	15.17	12.27	16.63	9.67	12.58	14.16	35.73	25.35	20.61	20.44	14.69	16.58	19.42	19.63	15.45	N.D.
Co	3.97	4.15	4.75	2.67	2.00	1.78	2.55	3.08	7.92	7.96	14.08	6.66	3.94	4.09	4.28	3.61	3.20	N.D.
Ga	47.47	39.85	55.66	33.48	32.12	22.99	42.74	45.16	40.33	37.76	30.11	28.54	33.75	37.75	33.45	31.08	30.05	N.D.
Rb	81.2	56.8	65.4	58.4	50.2	30.1	33.2	45.9	73.7	101.6	138.7	136.0	100.1	74.0	97.7	107.3	62.7	N.D.
Sr	110.1	82.2	97.8	75.5	77.7	51.4	61.6	87.8	69.6	59.3	51.9	52.2	70.0	67.7	62.1	69.6	76.8	N.D.
Y	33.1	20.7	19.3	23.9	26.2	24.0	17.1	20.9	75.0	51.8	36.7	32.0	27.0	24.3	23.2	26.2	24.4	N.D.
Nb	32.7	26.8	33.3	28.7	31.1	26.6	31.5	29.1	24.3	23.4	20.9	18.8	24.4	21.8	20.9	21.1	22.7	N.D.
Hf	6.3	5.7	5.8	6.2	7.2	6.6	6.9	6.1	5.9	6.0	6.3	6.0	5.9	6.1	6.0	6.1	5.2	N.D.
Ta	2.19	1.83	2.25	1.90	2.20	1.79	2.38	1.99	1.68	1.54	1.36	1.20	1.72	1.45	1.40	1.43	1.62	N.D.
Th	10.84	8.69	13.58	9.32	9.54	7.05	15.93	13.63	24.04	18.49	21.88	18.25	14.54	17.11	15.92	22.66	16.31	N.D.
U	3.87	2.58	3.10	3.02	4.14	2.70	2.89	3.32	7.96	5.70	4.90	3.98	4.30	3.90	3.75	4.41	3.61	N.D.

N.D. means no data.

S3-8; REE composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Nakayama Mine.

sample name	Na12	Na91	Na92	Na93	Na94	Na95	Na96	Na97	Na98	Na99	Na100	Na101	Na46	Na56	Na52	Na53	Na54	Na102	Na103	Na104	Na105	Na106
La	24.49	36.89	31.34	37.98	32.87	32.40	21.56	21.26	30.56	16.17	27.35	27.43	18.33	66.12	57.65	41.24	38.86	31.87	31.80	32.00	35.07	43.97
Ce	34.62	52.47	43.18	48.50	43.10	48.81	32.07	30.09	41.74	25.25	36.95	43.26	48.65	166.38	131.76	85.32	75.11	53.89	54.78	55.75	56.62	59.41
Pr	4.12	6.46	5.61	6.34	5.60	5.99	3.68	3.78	5.32	3.13	4.96	5.04	5.40	17.82	13.84	8.53	7.50	6.46	6.29	6.41	6.49	6.68
Nd	14.34	22.46	19.14	23.00	20.84	20.52	12.82	12.74	18.42	11.01	16.24	16.93	20.46	69.57	51.57	32.40	28.24	22.75	22.30	22.29	22.30	23.10
Sm	2.42	5.06	3.42	4.09	3.66	3.61	2.40	2.25	3.23	2.16	2.84	2.78	5.29	16.36	10.67	5.91	5.01	4.30	3.92	3.91	3.87	4.06
Eu	0.43	1.11	0.64	0.81	0.69	0.69	0.43	0.43	0.66	0.38	0.59	0.55	0.63	3.77	2.20	1.18	0.94	0.80	0.70	0.63	0.67	0.77
ΣLREE	80.42	124.45	103.33	120.73	106.76	112.02	72.95	70.55	99.93	58.11	88.92	95.99	98.75	340.03	267.70	174.58	155.66	120.08	119.79	120.99	125.01	137.99
Gd	2.05	4.94	3.01	3.24	3.17	3.35	2.50	2.15	3.01	2.25	2.38	2.33	5.04	14.70	9.19	5.42	4.46	3.71	3.27	3.20	3.49	3.79
Tb	0.33	0.84	0.51	0.51	0.58	0.60	0.49	0.38	0.52	0.43	0.41	0.39	0.86	2.61	1.52	0.88	0.74	0.64	0.59	0.56	0.59	0.62
Dy	2.02	5.25	3.19	3.05	3.58	3.83	3.30	2.50	3.28	3.02	2.47	2.36	4.81	15.38	9.03	5.46	4.57	4.17	3.63	3.49	3.95	3.92
Ho	0.44	1.07	0.70	0.63	0.79	0.85	0.76	0.57	0.71	0.72	0.53	0.49	0.83	2.89	1.84	1.13	0.99	0.88	0.80	0.73	0.88	0.83
Er	1.31	3.24	2.08	1.98	2.43	2.61	2.31	1.76	2.20	2.09	1.53	1.44	1.99	7.97	5.16	3.46	3.05	2.78	2.43	2.36	2.63	2.35
Tm	0.21	0.50	0.34	0.32	0.40	0.43	0.39	0.28	0.36	0.34	0.25	0.24	0.30	1.19	0.78	0.51	0.48	0.45	0.40	0.38	0.42	0.38
Yb	1.45	3.24	2.15	2.08	2.60	2.83	2.58	1.87	2.30	2.20	1.63	1.57	1.71	7.15	4.80	3.34	2.96	2.92	2.60	2.47	2.80	2.36
Lu	0.24	0.50	0.35	0.33	0.41	0.45	0.41	0.30	0.36	0.35	0.26	0.24	0.22	1.03	0.70	0.50	0.45	0.46	0.39	0.38	0.43	0.38
ΣHREE	8.05	19.58	12.34	12.14	13.95	14.96	12.74	9.81	12.73	11.39	9.46	9.07	15.76	52.92	33.03	20.69	17.69	16.01	14.11	13.57	15.19	14.65
ΣREE	88.47	144.03	115.67	132.87	120.71	126.98	85.69	80.36	112.66	69.50	98.38	105.06	114.52	392.95	300.73	195.27	173.35	136.08	133.90	134.56	140.21	152.64
La(N)	103.3	155.7	132.2	160.3	138.7	136.7	90.9	89.7	129.0	68.2	115.4	115.8	77.3	279.0	243.2	174.0	164.0	134.5	134.2	135.0	148.0	185.5
Ce(N)	56.6	85.7	70.6	79.2	70.4	79.8	52.4	49.2	68.2	41.3	60.4	70.7	79.5	271.9	215.3	139.4	122.7	88.1	89.5	91.1	92.5	97.1
Pr(N)	43.3	68.0	59.0	66.8	59.0	63.1	38.8	39.8	56.0	32.9	52.2	53.0	56.9	187.5	145.7	89.8	79.0	68.0	66.2	67.4	68.4	70.3
Nd(N)	30.7	48.1	41.0	49.3	44.6	43.9	27.4	27.3	39.4	23.6	34.8	36.3	43.8	149.0	110.4	69.4	60.5	48.7	47.8	47.7	47.7	49.5
Sm(N)	15.8	33.1	22.4	26.8	23.9	23.6	15.7	14.7	21.1	14.1	18.5	18.2	34.6	106.9	69.8	38.6	32.7	28.1	25.7	25.6	25.3	26.5
Eu(N)	7.4	19.1	11.1	13.9	12.0	12.0	7.5	7.5	11.4	6.6	10.2	9.5	10.8	65.1	37.9	20.3	16.3	13.8	12.1	10.9	11.5	13.3
Gd(N)	10.0	24.1	14.6	15.8	15.4	16.3	12.1	10.4	14.6	10.9	11.6	11.3	24.5	71.5	44.7	26.4	21.7	18.1	15.9	15.6	17.0	18.5
Tb(N)	8.8	22.5	13.7	13.7	15.5	16.0	13.0	10.2	13.9	11.4	10.9	10.5	23.0	69.9	40.7	23.5	19.9	17.2	15.7	14.9	15.9	16.7
Dy(N)	7.9	20.7	12.6	12.0	14.1	15.1	13.0	9.9	12.9	11.9	9.7	9.3	18.9	60.5	35.6	21.5	18.0	16.4	14.3	13.7	15.5	15.4
Ho(N)	7.8	19.0	12.4	11.1	14.0	15.1	13.4	10.0	12.5	12.7	9.3	8.7	14.6	51.1	32.5	20.0	17.5	15.5	14.1	13.0	15.6	14.6
Er(N)	7.9	19.6	12.6	11.9	14.7	15.8	14.0	10.7	13.3	12.6	9.3	8.7	12.0	48.1	31.2	20.9	18.4	16.8	14.7	14.2	15.9	14.2
Tm(N)	8.4	19.5	13.5	12.5	15.5	17.0	15.4	11.0	14.2	13.4	9.7	9.5	11.9	46.5	30.7	20.1	18.7	17.7	15.7	14.8	16.5	15.0
Yb(N)	8.5	19.1	12.7	12.2	15.3	16.6	15.2	11.0	13.5	13.0	9.6	9.2	10.1	42.1	28.3	19.6	17.4	17.2	15.3	14.5	16.5	13.9
Lu(N)	9.3	19.6	13.6	13.0	16.1	17.8	16.3	11.8	14.1	13.7	10.2	9.6	8.7	40.7	27.4	19.7	17.7	18.2	15.5	15.0	16.8	14.9
(La/Yb)N	12.09	8.17	10.44	13.10	9.08	8.21	6.00	8.15	9.54	5.26	12.01	12.53	7.68	6.63	8.61	8.87	9.42	7.84	8.77	9.29	8.98	13.34
(La/Sm)N	6.53	4.70	5.91	5.99	5.81	5.80	5.81	6.10	6.11	4.84	6.22	6.37	2.23	2.61	3.49	4.50	5.01	4.79	5.23	5.28	5.85	7.00
(Gd/Lu)N	1.07	1.23	1.07	1.21	0.96	0.91	0.74	0.89	1.04	0.80	1.13	1.18	2.81	1.76	1.63	1.34	1.23	0.99	1.03	1.04	1.01	1.24
(Eu/Eu*)N	0.59	0.68	0.61	0.68	0.62	0.61	0.54	0.60	0.65	0.53	0.70	0.66	0.37	0.74	0.68	0.64	0.61	0.61	0.60	0.55	0.55	0.60
(Ce/Ce*)N	0.85	0.83	0.80	0.77	0.78	0.86	0.88	0.82	0.80	0.87	0.78	0.90	1.20	1.19	1.14	1.12	1.08	0.92	0.95	0.95	0.92	0.85
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	N.D.	0.41	0.33	0.53	0.30	0.23	0.16	0.42	0.42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.42	0.40	0.34	0.32	0.32	0.37	0.38	0.32	0.28

N.D. means no data.

S3-9; Major and trace element composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki–Tajimi area, Yamakyu Mine and Kujiri section.

Sample name	Y33	Y34	Y35	Y38	Y39	Y40	Y41	Y11	Y10	Y9	Y45	Y46	Y47	Y20	Y21	Y22	Y25	Y26	Y29	Y30	Y31	Y48	Y50	151102-9	151102-10
Soil horizons	A	B	C	A	B	C	—	A	B	C	A	B	C	A	B	C	B	A	A	B	C	—	—	—	—
SiO ₂ (wt%)	62.42	67.87	79.41	72.38	78.55	75.66	72.13	70.35	79.21	90.05	82.40	81.14	79.18	73.06	76.26	86.47	87.16	66.45	68.88	66.11	69.04	85.10	96.22	74.97	75.04
TiO ₂	1.21	1.03	0.97	1.38	1.25	1.21	1.36	1.30	1.27	0.97	1.09	1.07	1.18	1.21	1.21	1.18	1.00	1.19	1.06	1.20	1.05	0.81	0.27	0.99	0.86
Al ₂ O ₃	30.95	26.37	16.24	22.30	17.29	19.92	22.74	24.12	16.69	7.46	13.72	15.11	16.73	21.43	18.70	10.59	9.88	28.02	24.33	26.08	23.79	11.89	2.72	21.57	21.59
Fe ₂ O ₃	1.81	1.60	1.09	1.26	0.98	1.12	1.29	1.48	0.98	0.52	1.04	1.02	1.13	1.53	1.34	0.69	0.68	1.68	1.68	1.71	1.65	0.86	0.27	0.96	1.03
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	0.90	0.78	0.49	0.65	0.45	0.52	0.62	0.74	0.46	0.21	0.42	0.41	0.46	0.66	0.58	0.27	0.32	0.82	0.88	1.09	0.85	0.34	0.10	0.18	0.16
CaO	0.60	0.55	0.27	0.39	0.26	0.33	0.40	0.53	0.30	0.12	0.13	0.13	0.14	0.17	0.16	0.10	0.10	0.31	0.17	0.20	0.13	0.08	0.01	0.04	0.03
Na ₂ O	0.13	0.10	0.09	0.12	0.11	0.10	0.11	0.11	0.08	0.07	0.08	0.09	0.10	0.10	0.11	0.07	0.06	0.09	0.07	0.14	0.13	0.05	0.02	0.00	0.00
K ₂ O	1.94	1.65	1.39	1.46	1.06	1.10	1.29	1.32	0.96	0.57	1.07	1.00	1.03	1.80	1.59	0.59	0.76	1.38	2.86	3.40	3.29	0.84	0.38	1.13	1.13
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.02	0.01	0.03	0.03
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	14.57	11.79	6.94	10.77	0.42	8.37	9.70	13.83	8.00	3.67	7.36	0.19	7.38	8.91	8.15	5.42	4.62	11.56	11.33	11.87	9.99	5.52	1.47	8.30	8.22
CIA value	92	93	90	92	92	93	93	93	93	90	91	92	92	90	90	93	91	94	88	86	86	92	86	95	95
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.50	0.39	0.20	0.31	0.22	0.26	0.32	0.34	0.21	0.08	0.17	0.19	0.21	0.29	0.25	0.12	0.11	0.42	0.35	0.39	0.34	0.14	0.03	0.29	0.29
Ba (ppm)	436	410	353	385	279	309	356	391	260	182	288	245	268	431	387	195	235	468	445	502	512	239	136	249	268
V	185	148	108	158	124	133	150	162	125	74	102	99	114	131	121	85	81	161	120	151	172	52	15	67	58
Zr	250	230	255	275	338	275	235	297	344	395	409	415	352	260	310	372	360	226	195	235	209	347	221	268	286
Li (ppm)	29.27	30.43	23.09	17.70	19.46	21.78	21.85	20.00	17.39	17.98	25.30	26.51	32.49	36.36	34.58	18.86	23.32	45.61	39.89	42.94	29.99	34.79	20.65	36.00	93.36
Sc	17.19	14.77	9.89	13.23	12.67	12.83	12.32	14.28	11.36	7.23	10.46	9.57	10.14	12.02	11.63	7.85	9.12	16.08	27.96	15.79	19.58	9.02	5.84	12.95	29.79
Co	3.19	3.19	2.08	2.52	2.31	2.78	2.20	2.30	1.53	0.96	2.34	2.35	3.12	4.38	3.92	1.95	1.46	5.64	4.60	4.56	4.81	2.30	0.73	5.09	8.01
Ga	55.53	37.91	25.16	44.25	40.68	42.47	36.99	47.78	32.83	12.49	19.95	24.57	26.63	28.59	26.23	17.09	10.18	44.05	32.18	32.15	29.71	14.15	3.48	29.37	51.24
Rb	106.2	95.2	77.8	88.1	70.0	76.1	74.0	72.9	52.4	36.2	65.1	56.1	63.5	113.4	105.4	34.6	34.3	83.7	156.3	191.3	161.2	50.1	19.5	49.5	85.5
Sr	89.8	74.7	48.7	68.5	61.4	71.7	67.6	78.3	57.0	27.8	32.2	35.0	39.9	42.6	40.0	34.2	25.5	68.3	49.3	58.7	46.9	21.7	9.9	36.9	66.5
Y	28.0	23.8	22.4	29.7	28.3	27.4	27.7	28.3	28.5	21.9	26.1	29.0	31.3	27.9	30.2	27.2	20.2	27.5	30.2	29.6	31.5	17.3	7.6	33.3	52.3
Nb	23.8	19.7	21.2	26.4	24.9	25.2	26.6	25.1	26.5	21.2	23.5	25.4	27.3	26.9	28.6	26.5	17.2	24.6	21.7	23.7	19.7	17.0	5.8	23.0	37.6
Hf	6.4	5.7	6.4	6.9	6.9	5.7	5.8	6.9	8.1	8.7	9.7	10.0	9.3	6.5	8.3	7.8	9.3	5.8	5.4	5.9	5.4	8.4	3.8	8.9	17.3
Ta	1.74	1.30	1.45	1.66	1.65	1.73	1.71	1.73	1.83	1.35	1.59	1.70	1.87	1.82	1.92	1.62	1.11	1.68	1.64	1.65	1.32	1.12	0.38	1.65	2.75
Th	13.67	11.93	9.52	13.43	11.55	11.37	11.13	13.12	10.96	8.60	12.52	13.30	13.29	11.62	12.96	9.31	8.81	15.85	19.42	15.62	17.23	8.09	2.64	15.37	37.52
U	4.30	3.64	2.47	3.80	3.38	3.22	3.19	3.78	3.38	2.01	3.05	2.94	2.98	2.74	3.03	2.57	2.48	3.96	4.42	4.39	3.52	1.94	0.73	4.47	8.20

S3-10; REE composition of the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki-Tajimi area, Yamakyu Mine and Kujiri section.

Sample name	Y33	Y34	Y35	Y38	Y39	Y40	Y41	Y11	Y10	Y9	Y45	Y46	Y47	Y20	Y21	Y22	Y25	Y26	Y29	Y30	Y31	Y48	Y50	151102-9	151102-10
La	32.13	28.66	30.29	29.69	27.10	29.45	30.62	29.11	30.80	25.15	32.67	34.70	32.05	37.03	38.94	23.63	23.59	36.31	38.29	45.95	49.62	21.66	7.46	46.07	71.37
Ce	45.48	43.66	44.06	46.31	40.73	45.39	48.10	43.55	47.51	39.26	50.85	49.84	45.90	51.76	61.52	41.06	37.33	51.96	73.76	78.02	90.09	35.59	15.48	78.52	117.75
Pr	5.77	5.44	5.60	5.77	5.12	5.55	5.85	5.74	6.03	4.61	6.48	6.52	5.97	6.88	7.78	4.69	4.51	6.65	8.21	9.19	9.95	4.42	1.61	9.02	14.35
Nd	20.01	19.34	19.84	20.35	18.19	18.76	20.09	20.26	21.35	17.30	23.77	23.63	21.23	24.98	27.43	16.69	16.02	22.89	28.30	32.14	37.19	15.31	5.25	32.23	48.48
Sm	3.56	3.53	3.42	3.92	3.42	3.63	3.81	3.86	3.93	2.98	3.95	3.99	3.81	4.20	4.80	3.07	2.81	4.25	5.21	5.10	7.28	2.62	1.05	6.01	9.03
Eu	0.72	0.67	0.60	0.79	0.67	0.72	0.75	0.73	0.67	0.49	0.66	0.63	0.63	0.71	0.81	0.57	0.45	0.78	0.94	0.90	1.37	0.41	0.13	1.05	1.53
ΣLREE	107.66	101.30	103.83	106.83	95.22	103.49	109.21	103.27	110.30	89.79	118.39	119.32	109.60	125.56	141.27	89.71	84.71	122.85	154.71	171.29	195.50	80.02	30.99	172.91	262.52
Gd	3.30	3.20	3.10	3.72	3.19	3.16	3.47	3.47	3.49	2.74	3.41	3.51	3.49	3.56	4.11	3.00	2.53	3.80	4.47	4.09	6.05	2.26	0.86	5.14	7.90
Tb	0.58	0.54	0.53	0.64	0.57	0.57	0.60	0.61	0.63	0.49	0.59	0.62	0.64	0.63	0.69	0.55	0.44	0.62	0.75	0.66	0.99	0.37	0.15	0.86	1.31
Dy	3.89	3.61	3.28	4.40	3.93	3.93	4.24	4.07	4.19	3.14	3.82	4.05	4.35	4.07	4.41	3.78	2.82	4.07	4.56	4.22	5.57	2.41	0.97	4.80	7.72
Ho	0.94	0.80	0.74	1.01	0.90	0.86	0.89	0.94	0.94	0.70	0.86	0.95	1.01	0.89	0.96	0.84	0.63	0.90	1.01	0.97	1.12	0.55	0.21	1.10	1.63
Er	3.05	2.50	2.24	3.14	2.82	2.73	2.84	3.00	2.89	2.17	2.66	2.92	3.17	2.80	3.07	2.64	2.07	2.81	3.10	3.01	3.24	1.86	0.74	3.09	4.74
Tm	0.52	0.42	0.37	0.52	0.47	0.46	0.45	0.51	0.47	0.33	0.42	0.47	0.51	0.44	0.47	0.42	0.36	0.45	0.48	0.48	0.49	0.31	0.14	0.49	0.85
Yb	3.54	2.71	2.37	3.33	3.08	2.97	2.89	3.30	3.06	2.17	2.67	3.02	3.24	2.81	2.98	2.74	2.28	2.98	3.03	3.00	3.05	2.10	0.93	3.17	5.24
Lu	0.56	0.43	0.37	0.53	0.48	0.47	0.46	0.52	0.48	0.34	0.42	0.47	0.50	0.43	0.46	0.44	0.37	0.47	0.47	0.47	0.46	0.34	0.15	0.51	0.84
ΣHREE	16.39	14.21	13.01	17.29	15.44	15.16	15.84	16.44	16.16	12.07	14.85	16.00	16.90	15.63	17.16	14.42	11.50	16.10	17.86	16.90	20.97	10.19	4.15	14.02	22.33
ΣREE	124.05	115.52	116.84	124.12	110.66	118.65	125.06	119.71	126.46	101.85	133.24	135.32	126.50	141.18	158.43	104.13	96.21	138.95	172.58	188.19	216.48	90.21	35.14	192.07	292.74
La(N)	135.6	120.9	127.8	125.3	114.3	124.3	129.2	122.8	130.0	106.1	137.9	146.4	135.2	156.3	164.3	99.7	99.5	153.2	161.6	193.9	209.4	91.4	31.5	194.4	301.1
Ce(N)	74.3	71.3	72.0	75.7	66.5	74.2	78.6	71.2	77.6	64.1	83.1	81.4	75.0	84.6	100.5	67.1	61.0	84.9	120.5	127.5	147.2	58.2	25.3	128.3	192.4
Pr(N)	60.7	57.3	59.0	60.8	53.9	58.4	61.6	60.4	63.5	48.5	68.2	68.7	62.9	72.4	81.8	49.4	47.5	70.0	86.4	96.7	104.8	46.6	17.0	95.0	151.1
Nd(N)	42.8	41.4	42.5	43.6	38.9	40.2	43.0	43.4	45.7	37.0	50.9	50.6	45.5	53.5	58.7	35.7	34.3	49.0	60.6	68.8	79.6	32.8	11.2	69.0	103.8
Sm(N)	23.3	23.1	22.4	25.6	22.3	23.7	24.9	25.2	25.7	19.5	25.8	26.1	24.9	27.4	31.4	20.1	18.3	27.8	34.0	33.3	47.6	17.2	6.9	39.3	59.0
Eu(N)	12.4	11.5	10.3	13.6	11.6	12.4	12.9	12.7	11.6	8.4	11.3	10.9	10.9	12.2	14.0	9.8	7.8	13.5	16.3	15.4	23.7	7.1	2.3	18.2	26.3
Gd(N)	16.0	15.6	15.1	18.1	15.5	15.4	16.9	16.9	17.0	13.3	16.6	17.1	17.0	17.3	20.0	14.6	12.3	18.5	21.7	19.9	29.5	11.0	4.2	25.0	38.5
Tb(N)	15.5	14.5	14.1	17.0	15.3	15.2	16.0	16.4	16.7	13.1	15.7	16.6	17.0	16.8	18.6	14.8	11.8	16.7	19.9	17.8	26.5	9.9	3.9	22.9	35.0
Dy(N)	15.3	14.2	12.9	17.3	15.5	15.5	16.7	16.0	16.5	12.3	15.0	15.9	17.1	16.0	17.4	14.9	11.1	16.0	18.0	16.6	21.9	9.5	3.8	18.9	30.4
Ho(N)	16.6	14.1	13.1	17.8	16.0	15.3	15.8	16.6	16.6	12.4	15.2	16.7	17.8	15.7	16.9	14.9	11.2	15.9	17.8	17.1	19.8	9.7	3.8	19.4	28.8
Er(N)	18.4	15.1	13.5	19.0	17.1	16.5	17.2	18.1	17.5	13.1	16.0	17.6	19.1	16.9	18.5	15.9	12.5	17.0	18.7	18.2	19.6	11.2	4.5	18.7	28.6
Tm(N)	20.6	16.5	14.6	20.5	18.3	18.1	17.8	20.1	18.5	12.9	16.5	18.5	19.9	17.3	18.6	16.6	14.1	17.8	18.9	18.8	19.2	12.1	5.5	19.3	33.4
Yb(N)	20.8	15.9	14.0	19.6	18.1	17.5	17.0	19.4	18.0	12.8	15.7	17.8	19.1	16.5	17.5	16.1	13.4	17.5	17.8	17.7	17.9	12.4	5.5	18.6	30.8
Lu(N)	21.98	17.09	14.60	20.77	18.77	18.41	17.92	20.55	18.89	13.26	16.47	18.42	19.69	16.94	18.21	17.30	14.48	18.59	18.62	18.70	18.16	13.33	6.02	20.17	33.07
(La/Yb)N	6.50	7.58	9.16	6.40	6.31	7.12	7.59	6.32	7.21	8.31	8.77	8.25	7.09	9.46	9.38	6.19	7.44	8.75	9.06	10.97	11.66	7.38	5.77	10.43	9.78
(La/Sm)N	5.83	5.24	5.72	4.89	5.12	5.24	5.18	4.87	5.05	5.45	5.33	5.61	5.43	5.70	5.24	4.97	5.43	5.51	4.75	5.82	4.40	5.33	4.58	4.95	5.10
(Gd/Lu)N	0.73	0.91	1.03	0.87	0.83	0.84	0.94	0.82	0.90	1.00	1.01	0.93	0.86	1.02	1.10	0.84	0.85	0.99	1.17	1.06	1.62	0.82	0.69	1.24	1.16
(Eu/Eu*)N	0.64	0.61	0.56	0.63	0.62	0.65	0.63	0.61	0.56	0.52	0.55	0.52	0.53	0.56	0.56	0.57	0.52	0.60	0.60	0.60	0.63	0.52	0.42	0.58	0.55
(Ce/Ce*)N	0.82	0.86	0.83	0.87	0.85	0.87	0.88	0.83	0.85	0.89	0.86	0.81	0.81	0.80	0.87	0.96	0.89	0.82	1.02	0.93	0.99	0.89	1.09	0.94	0.90
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.50	0.39	0.20	0.31	0.22	0.26	0.32	0.34	0.21	0.08	0.17	0.19	0.21	0.29	0.25	0.12	0.11	0.42	0.35	0.39	0.34	0.14	0.03	0.29	0.29

S3-11; Major and trace element composition of the Seto Porcelain Clay Formation in the Seto area.

Sample name	D8	D9	D11	D12	I8	I9	I10	I11	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	K3	K4	K5	K6	K7	K8
SiO ₂ (wt%)	87.56	87.57	82.58	78.47	61.70	76.96	74.29	56.98	79.64	69.02	76.71	75.64	66.71	75.22	74.86	82.31	58.86	76.55	78.57	77.57	82.12	77.85
TiO ₂	0.31	0.27	0.53	0.58	1.03	0.62	0.73	1.24	0.76	1.03	0.61	0.65	0.85	0.56	0.46	0.45	1.03	0.40	0.10	0.69	0.53	0.56
Al ₂ O ₃	9.56	9.66	14.27	18.58	34.96	20.52	22.70	38.33	18.38	27.82	20.45	21.46	28.73	22.36	22.56	15.24	37.18	19.39	14.10	20.41	15.21	19.46
Fe ₂ O ₃	0.49	0.42	1.02	0.87	0.90	0.66	0.88	1.97	0.40	0.89	0.77	0.90	2.46	0.62	0.62	0.54	1.14	0.55	0.81	0.63	0.66	0.68
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
MgO	0.10	0.09	0.15	0.18	0.25	0.15	0.20	0.42	0.10	0.20	0.18	0.18	0.22	0.16	0.14	0.13	0.42	0.11	0.09	0.14	0.14	0.16
CaO	0.04	0.03	0.09	0.15	0.15	0.11	0.12	0.16	0.09	0.13	0.11	0.10	0.11	0.10	0.09	0.07	0.52	0.11	0.23	0.10	0.09	0.12
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	1.91	1.91	1.33	1.14	0.96	0.94	1.03	0.84	0.60	0.87	1.13	1.02	0.85	0.94	1.23	1.22	0.82	2.86	5.14	0.41	1.22	1.13
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	3.04	3.04	5.77	7.50	14.24	9.13	9.18	14.89	8.71	10.45	8.46	8.44	11.35	9.87	8.77	6.13	24.15	7.03	2.80	8.16	5.78	8.17
CIA value	82	82	91	94	97	95	95	98	97	97	94	95	97	96	94	92	98	86	66	98	92	94
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.11	0.11	0.17	0.24	0.57	0.27	0.31	0.67	0.23	0.40	0.27	0.28	0.43	0.30	0.30	0.19	0.63	0.25	0.18	0.26	0.19	0.25
Ba (ppm)	148	129	166	149	185	120	166	231	81	176	157	185	185	102	120	139	212	120	185	52	129	92
V	23	19	37	38	46	39	54	120	25	38	42	53	91	32	26	31	73	23	9	30	38	34
Zr	212	166	222	203	194	203	203	85	527	379	203	194	222	203	222	212	120	305	88	286	240	231
Li (ppm)	32.67	33.65	92.97	N.D.	133.34	82.95	78.44	112.85	48.53	71.48	56.67	57.45	92.20	80.99	67.72	46.57	N.D.	81.71	N.D.	66.13	44.67	63.37
Sc	7.03	7.81	9.66	N.D.	9.91	9.74	10.85	18.12	7.51	7.30	9.80	10.09	13.58	7.69	7.32	7.38	N.D.	6.68	N.D.	9.85	8.45	10.04
Co	2.00	3.76	2.94	N.D.	3.54	2.73	3.47	7.83	2.67	11.27	2.99	80.96	14.60	2.77	2.43	1.66	N.D.	1.48	N.D.	1.78	1.94	2.16
Ga	11.24	10.64	23.31	N.D.	50.41	31.60	28.88	48.86	29.57	39.02	26.19	28.16	38.68	35.12	28.35	18.37	N.D.	24.18	N.D.	24.55	19.78	24.91
Rb	89.7	85.2	68.3	N.D.	84.0	61.4	61.2	57.5	57.3	77.1	60.7	58.9	69.4	61.2	71.1	60.7	N.D.	141.2	N.D.	41.1	64.7	73.7
Sr	18.0	17.2	19.9	N.D.	32.8	19.8	20.7	27.3	22.4	29.7	21.3	20.8	37.3	16.0	16.2	17.2	N.D.	19.3	N.D.	16.4	18.7	19.4
Y	29.8	26.5	35.0	N.D.	51.9	57.1	34.8	15.7	137.6	96.9	34.5	28.1	63.8	53.8	58.1	28.8	N.D.	100.5	N.D.	43.0	35.0	55.5
Nb	7.0	6.3	16.3	N.D.	36.8	21.1	19.1	28.8	33.5	36.8	16.7	17.8	33.4	19.5	16.9	12.0	N.D.	15.7	N.D.	19.4	14.0	18.3
Hf	7.3	5.9	7.3	N.D.	7.4	8.1	6.9	2.8	23.5	16.4	7.0	7.3	12.7	6.8	9.0	6.8	N.D.	11.9	N.D.	9.3	8.5	8.9
Ta	0.90	0.78	1.90	N.D.	4.87	3.02	2.38	2.70	4.75	5.06	2.09	1.99	4.12	3.16	2.69	1.37	N.D.	2.51	N.D.	2.49	1.70	2.59
Th	10.55	10.58	20.03	N.D.	24.66	20.27	23.41	23.20	17.86	23.68	16.76	20.80	35.05	14.98	17.89	13.86	N.D.	17.31	N.D.	18.42	13.86	13.04
U	3.99	3.34	4.54	N.D.	7.13	5.55	5.24	5.18	13.19	8.95	5.01	4.19	6.41	4.87	5.57	3.78	N.D.	7.99	N.D.	7.13	5.18	5.58

N.D. means no data.

S3-12; Major and trace element composition of the Seto Group and granite in the Toyota area, Hotoku Mine.

Sample	161004-2	161004-4	161004-5	161004-6	161004-7	161004-8	161004-9	161004-10	161004-12	161004-13	161004-14	161004-15	161004-17	161004-18	161004-19	161004-20	161004-21	161004-22	161004-23	161004-25	161004-26	161005-1	161005-2	161005-3	161005-4	161005-5	161005-6	161006-3	161006-1	161006-2	161006-4	
Soil horizons	-	A	A	Bt	Bt	Bw	Bg	Cg	O	A	Bg	Bg	compound	O	A	Bt	Bt	Bw	-	-	-	Cg	Bg	Bg	Bw	Bw	A	-	Granite	Granite	Granite	
SiO ₂ (wt%)	88.34	58.84	56.53	59.88	67.78	71.37	74.05	81.60	63.56	66.81	68.90	64.66	56.05	64.86	57.38	63.76	76.81	59.83	61.25	75.54	65.79	70.20	59.86	68.09	59.43	75.38	65.29	68.44	71.23	70.53	74.40	
TiO ₂	0.36	1.45	1.23	1.24	1.23	1.02	1.03	0.85	1.23	1.03	1.00	1.03	1.32	1.13	1.13	1.13	0.65	1.13	1.14	0.97	1.13	1.02	1.08	1.28	1.26	0.70	1.09	1.12	0.63	0.76	0.11	
Al ₂ O ₃	8.13	36.13	39.06	35.10	27.73	24.47	21.60	14.28	31.78	28.78	26.74	30.79	37.71	29.85	37.91	30.85	18.19	33.01	30.11	19.39	28.78	20.35	26.16	26.96	31.82	19.83	27.40	25.54	17.55	19.42	14.27	
Fe ₂ O ₃	1.00	1.96	1.85	2.06	1.64	1.53	1.54	1.22	1.44	1.44	1.34	1.74	2.85	1.34	1.95	1.95	1.62	3.20	4.26	1.63	2.26	4.68	10.04	1.70	5.25	2.16	3.74	2.25	4.03	4.29	1.32	
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	0.02	
MgO	0.29	0.49	0.44	0.55	0.48	0.42	0.39	0.32	0.38	0.35	0.33	0.38	0.58	0.31	0.47	0.38	0.40	0.74	0.96	0.38	0.51	1.32	1.01	0.46	0.51	0.19	0.46	0.55	1.14	1.02	0.26	
CaO	0.03	0.18	0.15	0.20	0.16	0.13	0.11	0.06	0.13	0.11	0.11	0.12	0.19	0.10	0.17	0.12	0.07	0.17	0.16	0.07	0.13	0.14	0.28	0.12	0.13	0.08	0.10	0.28	2.37	0.13	1.02	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.10	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	3.16
K ₂ O	1.81	0.92	0.69	0.93	0.91	1.02	1.23	1.63	1.44	1.44	1.54	1.23	1.22	2.37	0.95	1.75	2.22	1.86	2.08	1.84	1.23	2.03	1.44	1.35	1.55	1.62	1.88	1.63	2.89	3.78	5.40	
Pr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.12	0.02	0.03	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
LOI (%)	2.63	16.39	15.57	13.59	11.16	9.95	8.73	5.65	14.39	12.00	11.73	12.05	14.39	14.95	14.64	11.84	6.80	12.78	12.00	7.49	11.68	8.49	9.49	10.49	11.49	12.49	13.49	10.11	3.66	6.84	1.12	
ClA value	81	97	98	97	97	96	94	89	95	95	94	96	97	92	97	94	88	94	93	90	95	89	94	95	95	92	93	92	85	83	54	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.09	0.61	0.69	0.59	0.41	0.34	0.29	0.18	0.50	0.43	0.39	0.48	0.67	0.46	0.66	0.48	0.24	0.55	0.49	0.26	0.44	0.29	0.44	0.40	0.54	0.26	0.42	0.37	0.25	0.28	0.19	
Ba (ppm)	447	270	196	280	280	280	345	419	317	298	298	270	345	382	270	401	392	447	466	419	336	513	348	340	362	301	389	345	326	410	680	
V	6	19	21	19	19	19	17	14	13	16	15	24	29	14	26	23	13	25	20	17	16	18	122	107	147	69	123	19	21	30	11	
Zr	34	167	128	207	325	319	365	347	288	312	286	245	87	251	107	448	455	326	320	789	509	921	235	324	131	168	134	121	50	55	12	
Li (ppm)	N.D.	102.33	119.63	124.53	114.25	110.10	107.44	67.00	137.33	135.45	126.24	135.49	126.48	95.13	127.16	145.86	156.31	162.68	174.62	93.80	136.16	214.64	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	262.08	N.D.	N.D.	N.D.	
Sc	N.D.	17.49	18.50	17.32	16.69	17.97	21.55	19.57	13.37	12.98	12.05	21.28	24.31	15.39	16.94	54.73	56.75	65.36	63.67	48.20	46.80	45.92	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	56.24	N.D.	N.D.	N.D.	
Ni	N.D.	7.62	7.09	7.57	11.82	8.25	7.91	13.86	5.35	5.27	4.30	8.38	11.34	4.52	9.32	15.71	16.22	17.19	19.69	8.84	12.58	34.55	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	20.54	N.D.	N.D.	N.D.	
Ga	N.D.	51.08	56.59	47.22	37.98	29.84	29.36	19.03	42.44	40.79	34.35	38.06	44.79	41.41	49.78	73.91	76.29	78.16	76.40	53.30	72.46	52.44	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	64.07	N.D.	N.D.	N.D.	
Rb	N.D.	79.7	66.6	74.2	66.1	52.1	57.8	59.2	98.6	78.9	72.0	52.5	85.8	116.0	81.5	136.6	139.9	214.4	249.9	157.2	150.4	238.5	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	159.7	N.D.	N.D.	N.D.	
Sr	N.D.	40.6	33.5	38.8	36.7	30.6	35.2	41.1	40.5	39.6	35.1	29.5	40.5	44.4	33.5	78.2	81.4	93.0	91.0	75.4	68.2	95.5	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	78.6	N.D.	N.D.	N.D.	
Y	N.D.	28.5	23.1	23.5	35.3	26.1	23.1	22.1	59.1	36.0	27.9	27.1	36.4	35.0	20.8	42.1	43.4	63.9	60.3	100.3	81.6	92.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	70.1	N.D.	N.D.	N.D.	
Nb	N.D.	35.1	32.0	31.1	26.8	19.5	20.0	13.7	29.5	26.1	21.3	23.8	29.4	31.6	27.1	48.6	49.6	52.8	54.5	39.4	49.1	38.4	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	46.6	N.D.	N.D.	N.D.	
Hf	N.D.	4.5	3.4	5.4	8.0	7.9	8.9	8.3	7.5	8.2	7.6	7.1	2.8	7.2	3.1	12.4	12.8	9.6	9.2	19.3	12.6	23.1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	20.7	N.D.	N.D.	N.D.	
Ta	N.D.	3.41	2.99	2.82	2.20	1.49	1.44	1.01	2.86	2.48	2.12	2.31	2.74	3.14	2.68	4.42	4.64	4.91	4.94	2.78	3.47	2.83	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.43	N.D.	N.D.	N.D.	
Th	N.D.	23.01	23.17	22.19	20.63	17.95	16.39	15.20	14.21	17.08	14.00	26.48	31.79	15.64	29.89	54.95	58.15	67.71	47.92	38.89	32.79	39.99	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	44.12	N.D.	N.D.	N.D.	
U	N.D.	6.47	4.79	4.68	4.78	3.79	3.97	3.07	4.81	4.92	4.38	5.88	6.75	4.94	4.32	10.81	11.24	12.14	11.42	8.67	7.65	8.76	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	8.79	N.D.	N.D.	N.D.	

N.D. means no data.

S3-13; REE composition of the Seto Porcelain Clay Formation in the Toyota area, Hotoku Mine.

Sample name	161004-4	161004-5	161004-6	161004-7	161004-8	161004-9	161004-10	161004-12	161004-13	161004-14	161004-15	161004-17	161004-18	161004-19	161004-20	161004-21	161004-22	161004-23	161004-25	161004-26	161005-1	161006-3
La	33.58	28.89	27.63	39.18	31.79	29.18	38.34	65.54	39.98	28.96	33.50	51.28	33.57	24.47	59.92	61.88	114.49	89.74	129.52	113.89	122.00	97.88
Ce	52.82	50.14	42.75	69.92	62.76	57.54	78.33	125.18	71.76	51.54	61.01	103.08	59.32	38.17	103.82	107.74	196.20	186.18	201.92	195.12	256.48	211.17
Pr	6.88	5.96	5.16	7.84	6.94	6.46	8.32	14.41	8.11	5.90	6.37	11.44	7.48	4.56	11.47	11.81	21.39	21.61	30.55	24.49	27.91	23.16
Nd	24.29	22.11	18.12	29.08	24.77	22.56	29.48	53.54	29.32	20.82	22.34	39.38	27.29	16.04	37.93	40.58	72.06	75.05	110.60	87.25	101.03	82.07
Sm	5.26	4.53	3.51	5.41	4.92	4.40	5.43	11.69	5.93	4.19	3.96	7.83	5.81	3.45	7.44	7.85	13.16	14.28	21.56	16.95	18.78	16.00
Eu	1.17	0.95	0.68	0.92	0.68	0.55	0.76	2.39	1.19	0.85	0.76	1.65	1.22	0.69	1.38	1.46	2.68	2.88	4.28	3.62	3.51	2.69
ΣLREE	123.99	112.58	97.86	152.36	131.85	120.68	160.64	272.75	156.28	112.26	127.95	214.67	134.70	87.38	221.97	231.32	419.98	389.74	498.43	441.31	529.72	432.97
Gd	4.57	3.89	3.15	5.01	4.15	3.70	4.42	10.26	5.54	4.11	4.16	6.91	5.52	3.13	6.58	6.91	11.70	11.48	18.15	15.03	17.49	13.48
Tb	0.84	0.64	0.54	0.86	0.65	0.60	0.63	1.68	0.89	0.67	0.69	1.14	0.92	0.54	1.13	1.14	1.87	1.90	2.75	2.34	2.49	2.06
Dy	5.24	3.93	3.35	5.22	4.06	3.62	3.73	10.15	5.57	4.23	4.10	6.69	5.80	3.23	6.29	6.74	10.41	10.13	15.26	13.03	13.66	11.70
Ho	1.11	0.83	0.77	1.10	0.82	0.75	0.71	1.99	1.14	0.89	0.87	1.27	1.23	0.71	1.35	1.36	2.09	1.95	3.11	2.61	2.79	2.32
Er	3.53	2.44	2.60	3.40	2.47	2.18	2.05	5.96	3.51	2.65	2.38	3.55	3.83	2.06	3.89	4.13	5.73	5.64	9.06	7.55	8.01	6.54
Tm	0.60	0.40	0.41	0.55	0.41	0.37	0.31	0.98	0.59	0.45	0.40	0.55	0.64	0.36	0.66	0.69	0.99	0.89	1.51	1.22	1.31	1.14
Yb	4.13	2.50	2.80	3.44	2.60	2.44	1.99	6.12	3.94	3.11	2.70	3.42	4.32	2.20	4.26	4.54	5.66	5.57	8.99	7.28	7.90	7.18
Lu	0.67	0.43	0.47	0.56	0.42	0.42	0.33	0.97	0.60	0.48	0.42	0.48	0.70	0.36	0.64	0.68	0.86	0.79	1.31	1.04	1.19	1.09
ΣHREE	16.11	11.18	10.94	15.14	11.43	10.37	9.75	27.83	16.24	12.48	11.57	17.10	17.43	9.46	18.22	19.28	27.62	26.88	41.99	35.07	37.35	32.04
ΣREE	144.68	127.64	111.94	172.51	147.44	134.75	174.81	310.84	178.06	128.85	143.68	238.68	157.64	99.97	246.76	257.52	459.29	428.09	558.57	491.42	584.55	478.49
La(N)	141.7	121.9	116.6	165.3	134.1	123.1	161.8	276.5	168.7	122.2	141.3	216.4	141.7	103.2	252.8	261.1	483.1	378.6	546.5	480.5	514.8	413.0
Ce(N)	86.3	81.9	69.8	114.3	102.5	94.0	128.0	204.5	117.2	84.2	99.7	168.4	96.9	62.4	169.6	176.0	320.6	304.2	329.9	318.8	419.1	345.0
Pr(N)	72.4	62.7	54.4	82.5	73.0	68.0	87.5	151.7	85.4	62.1	67.1	120.4	78.7	48.0	120.8	124.3	225.1	227.5	321.6	257.8	293.8	243.8
Nd(N)	52.0	47.3	38.8	62.3	53.0	48.3	63.1	114.7	62.8	44.6	47.8	84.3	58.4	34.4	81.2	86.9	154.3	160.7	236.8	186.8	216.3	175.7
Sm(N)	34.4	29.6	22.9	35.4	32.1	28.7	35.5	76.4	38.7	27.4	25.9	51.2	38.0	22.6	48.6	51.3	86.0	93.4	140.9	110.8	122.8	104.6
Eu(N)	20.2	16.3	11.8	15.9	11.7	9.5	13.0	41.1	20.5	14.6	13.1	28.5	21.0	11.9	23.8	25.3	46.2	49.6	73.8	62.4	60.6	46.4
Gd(N)	22.2	18.9	15.3	24.4	20.2	18.0	21.5	49.9	27.0	20.0	20.2	33.6	26.8	15.2	32.0	33.6	56.9	55.8	88.3	73.2	85.1	65.6
Tb(N)	22.3	17.2	14.4	23.0	17.4	16.1	16.8	45.0	23.8	17.8	18.6	30.5	24.6	14.6	30.1	30.5	50.1	50.8	73.5	62.5	66.6	55.1
Dy(N)	20.6	15.5	13.2	20.6	16.0	14.3	14.7	39.9	21.9	16.7	16.1	26.3	22.8	12.7	24.8	26.5	41.0	39.9	60.1	51.3	53.8	46.1
Ho(N)	19.6	14.7	13.6	19.5	14.5	13.2	12.6	35.1	20.1	15.7	15.4	22.5	21.7	12.5	23.8	24.0	36.9	34.4	55.0	46.2	49.3	41.0
Er(N)	21.3	14.7	15.7	20.5	14.9	13.1	12.4	36.0	21.2	16.0	14.4	21.5	23.1	12.5	23.5	24.9	34.6	34.1	54.7	45.6	48.4	39.5
Tm(N)	23.5	15.5	16.0	21.7	16.2	14.6	12.3	38.2	23.3	17.7	15.9	21.8	24.9	14.0	26.1	27.2	38.8	35.0	59.3	47.8	51.3	44.9
Yb(N)	24.3	14.7	16.5	20.2	15.3	14.3	11.7	36.0	23.2	18.3	15.9	20.1	25.4	12.9	25.0	26.7	33.3	32.8	52.9	42.8	46.4	42.3
Lu(N)	26.4	16.9	18.6	22.1	16.7	16.4	13.0	38.1	23.5	19.0	16.6	18.9	27.4	14.0	25.1	26.9	34.0	31.0	51.6	40.9	46.9	42.8
(La/Yb)N	5.83	8.28	7.08	8.17	8.78	8.60	13.85	7.68	7.28	6.69	8.90	10.76	5.58	7.98	10.09	9.77	14.50	11.55	10.34	11.23	11.08	9.77
(La/Sm)N	4.12	4.12	5.08	4.67	4.17	4.29	4.56	3.62	4.36	4.46	5.46	4.22	3.73	4.58	5.20	5.09	5.62	4.06	3.88	4.34	4.19	3.95
(Gd/Lu)N	0.84	1.12	0.82	1.10	1.21	1.10	1.66	1.31	1.15	1.05	1.22	1.78	0.98	1.09	1.27	1.25	1.68	1.80	1.71	1.79	1.82	1.53
(Eu/Eu*)N	0.73	0.69	0.63	0.54	0.46	0.42	0.47	0.67	0.63	0.62	0.57	0.69	0.66	0.64	0.60	0.61	0.66	0.69	0.66	0.69	0.59	0.56
(Ce/Ce*)N	0.85	0.94	0.88	0.98	1.04	1.03	1.08	1.00	0.98	0.97	1.02	1.04	0.92	0.89	0.97	0.98	0.97	1.04	0.79	0.91	1.08	1.09
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.61	0.69	0.59	0.41	0.34	0.29	0.18	0.50	0.43	0.39	0.48	0.67	0.46	0.66	0.48	0.24	0.55	0.49	0.26	0.44	0.29	0.40

S3-14; Major and trace element composition of the Toki Sand and Gravel Formation in the Toki–Tajimi area.

Sample name	Na61	1511021	151102-2	151102-3	151102-4	151102-5	151102-6	151102-7	151102-8	151102-11
Soil horizons	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂ (wt%)	78.66	76.51	71.48	89.45	78.99	76.78	78.50	71.20	72.05	73.50
TiO ₂	0.89	0.83	0.90	0.21	0.76	0.89	0.87	1.14	0.95	0.67
Al ₂ O ₃	16.34	18.36	22.79	8.74	16.41	17.64	15.29	22.70	20.59	20.70
Fe ₂ O ₃	1.43	1.63	1.76	0.68	1.33	1.97	2.34	2.06	3.19	2.38
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
MgO	0.56	0.57	0.69	0.12	0.50	0.58	0.86	0.73	0.71	0.53
CaO	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.14	0.06	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	2.04	2.04	2.28	0.75	1.95	2.08	1.94	2.06	2.47	2.17
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	6.46	6.84	8.62	3.35	5.92	6.60	6.23	8.93	8.52	8.43
CIA value	88	89	90	91	89	89	88	91	88	90
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.21	0.24	0.32	0.10	0.21	0.23	0.19	0.32	0.29	0.28
Ba (ppm)	296	240	323	77	212	240	416	360	351	360
V	102	84	92	20	73	88	88	148	102	82
Zr	222	222	176	102	240	249	194	194	212	185

S3-15; Major and trace element composition of the Ueno Formation (the Iga Clay Member) in Hokke Mine (Hokke Mine).

Sample name	Ho1	Ho2	Ho3	Ho4	Ho5	Ho6	Ho7	Ho8	Ho9	Ho11	Ho12	150622-1	150622-2	150622-3	150622-6	150622-13	150622-17	150622-19	150622-20	150622-21	150622-23	150622-24	151028-3
Sampling area	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.
Soil horizons	C	A	-	A	Bt	Cw	A	Bw	C	A	Bw	A	Bt	Cw	Bw	Bg	Bg	A	Bt	A	C	-	-
SiO ₂ (wt%)	74.66	75.01	55.42	66.14	64.53	60.28	68.84	67.12	71.10	60.10	60.67	63.74	62.64	70.28	74.50	62.24	68.84	67.66	67.30	76.41	67.86	66.48	61.24
TiO ₂	0.58	0.66	1.80	0.80	0.90	0.89	0.70	0.88	0.19	0.69	0.82	0.84	0.87	0.15	0.22	1.08	0.91	1.01	1.03	0.11	1.21	1.03	0.91
Al ₂ O ₃	23.00	21.99	40.14	29.41	30.30	34.44	26.72	28.12	19.25	33.87	31.60	31.70	32.62	22.73	15.97	25.51	19.46	24.73	21.52	13.95	23.51	26.83	32.90
Fe ₂ O ₃	1.04	1.13	0.92	1.69	2.04	2.10	1.44	1.65	3.75	2.91	3.64	1.94	1.96	1.55	2.48	5.99	4.43	2.77	4.71	1.53	4.26	2.68	2.40
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.06	0.09	0.05	0.01	0.03	0.06	0.09	0.02	0.01
MgO	0.20	0.21	0.26	0.21	0.23	0.29	0.27	0.27	0.56	0.54	0.54	0.30	0.31	0.23	0.41	0.99	0.80	0.42	0.82	0.15	0.62	0.52	0.37
CaO	0.19	0.25	0.52	0.54	0.63	0.52	0.81	0.79	1.50	0.57	0.72	0.49	0.53	0.92	0.83	0.97	1.35	0.76	1.10	0.74	0.42	0.27	0.54
Na ₂ O	0.00	0.00	0.52	0.40	0.39	0.50	0.43	0.47	1.08	0.21	0.36	0.00	0.01	1.62	1.72	1.04	1.73	1.00	1.39	2.43	0.09	0.00	0.20
K ₂ O	0.50	0.79	0.33	0.78	0.95	0.91	0.75	0.66	2.50	1.07	1.55	0.99	0.99	2.47	3.78	2.01	2.38	1.58	2.05	4.58	1.91	2.17	1.35
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.08	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.03	0.04	0.08	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	9.76	9.85	8.15	8.91	18.29	5.42	4.62	11.56	18.44	15.07	13.06	15.51	15.75	10.73	8.18	3.67	8.00	13.83	11.33	6.56	11.64	11.00	12.57
CIA value	100	97	96	94	93	94	92	93	77	95	92	97	97	79	68	84	75	86	80	59	91	92	94
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.31	0.29	0.72	0.44	0.47	0.57	0.39	0.42	0.27	0.56	0.52	0.50	0.52	0.32	0.21	0.41	0.28	0.37	0.32	0.18	0.35	0.40	0.54
Ba (ppm)	267	449	591	523	595	628	613	445	754	709	738	569	590	811	791	500	617	494	567	682	564	670	613
V	42	38	35	39	50	48	39	44	2	30	45	31	34	1	21	116	88	38	102	1	107	69	47
Zr	529	728	216	251	456	461	228	115	270	196	373	246	222	162	127	400	646	482	646	112	667	314	228

S3-16; REE composition of the Ueno Formation (the Iga Clay Member) in Hokke Mine (Hokke M.).

Sample name	Ho1	Ho2	Ho3	Ho4	Ho5	Ho6	Ho7	Ho8	Ho9	Ho11	Ho12	150622-1	150622-2	150622-3	150622-6	150622-13	150622-17	150622-19	150622-20	150622-21	150622-23	150622-24	151028-3
Sampling area	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.	Hokke M.
La	33.07	22.91	82.38	19.09	33.23	268.51	79.61	48.09	46.56	19.66	237.90	33.40	80.87	41.62	39.46	65.93	52.29	71.94	116.34	34.89	46.98	34.65	113.10
Ce	86.82	48.34	222.74	50.35	86.84	594.51	255.78	120.66	92.94	40.55	494.60	60.67	216.97	83.67	80.10	125.07	95.58	163.15	276.46	66.26	69.39	48.07	255.08
Pr	6.60	3.64	15.46	4.57	7.15	37.92	16.03	10.45	10.03	4.58	35.52	6.05	15.08	8.66	8.68	15.12	10.74	15.30	24.06	7.45	9.95	7.11	20.53
Nd	21.54	12.48	49.44	16.94	25.85	128.55	52.16	38.04	34.47	16.33	120.99	20.07	49.50	29.47	30.91	55.99	40.17	55.34	86.49	25.96	35.62	25.68	70.47
Sm	3.13	2.05	7.98	3.22	4.64	19.09	7.65	6.50	5.97	2.98	18.34	3.23	7.85	4.97	5.74	10.64	7.75	9.90	14.92	4.64	6.55	4.82	10.48
Eu	0.72	0.50	1.56	0.75	1.09	3.89	1.55	1.39	0.90	0.54	3.40	0.65	1.51	0.59	0.67	1.97	1.46	1.81	2.82	0.46	1.06	0.88	2.12
ΣLREE	151.87	89.91	379.56	94.92	158.80	1052.47	412.78	225.13	190.87	84.65	910.76	124.08	371.78	168.99	165.55	274.72	208.00	317.44	521.09	139.66	169.54	121.21	471.78
Gd	2.23	1.69	5.47	2.73	4.02	14.25	5.28	5.18	4.84	2.28	13.67	2.40	5.50	3.74	4.78	9.26	7.09	8.92	13.06	3.87	6.05	4.57	8.10
Tb	0.30	0.27	0.76	0.41	0.58	1.82	0.68	0.75	0.77	0.36	1.84	0.36	0.76	0.60	0.77	1.39	1.11	1.37	1.94	0.62	0.90	0.75	1.09
Dy	1.69	1.69	4.01	2.46	3.47	9.08	3.40	4.28	4.44	2.10	9.37	2.09	3.85	3.41	4.55	7.92	6.57	7.74	10.95	3.77	5.27	4.53	5.78
Ho	0.35	0.40	0.73	0.54	0.75	1.59	0.64	0.87	0.90	0.46	1.70	0.43	0.72	0.69	0.95	1.62	1.37	1.60	2.16	0.82	1.08	0.99	1.12
Er	1.09	1.25	1.90	1.58	2.17	3.94	1.67	2.49	2.66	1.45	4.45	1.21	1.85	2.08	2.81	4.42	3.85	4.50	5.71	2.45	3.16	2.93	2.94
Tm	0.19	0.22	0.28	0.26	0.34	0.54	0.24	0.38	0.43	0.24	0.65	0.20	0.27	0.33	0.45	0.67	0.60	0.68	0.85	0.40	0.49	0.47	0.43
Yb	1.31	1.48	1.70	1.62	2.15	3.05	1.49	2.31	2.75	1.63	3.71	1.27	1.63	2.10	2.99	4.13	3.64	4.11	5.08	2.69	3.09	2.97	2.45
Lu	0.22	0.25	0.24	0.26	0.34	0.42	0.22	0.34	0.42	0.27	0.51	0.20	0.23	0.31	0.46	0.61	0.57	0.63	0.75	0.42	0.49	0.46	0.35
ΣLREE	4.86	5.28	8.87	6.72	9.23	18.63	7.66	10.67	11.60	6.15	20.39	5.40	8.54	8.93	12.21	19.36	16.58	19.26	25.50	10.55	13.59	12.36	13.06
ΣHREE	7.38	7.24	15.10	9.87	13.83	34.71	13.63	16.60	17.21	8.79	35.90	8.16	14.80	13.27	17.76	30.01	24.79	29.55	40.49	15.04	20.54	17.67	22.25
ΣREE	159.26	97.15	394.66	104.78	172.64	1087.18	426.40	241.73	208.08	93.44	946.65	132.24	386.58	182.26	183.31	304.73	232.78	346.99	561.58	154.70	190.08	138.88	494.03
La(N)	140	97	348	81	140	1133	336	203	196	83	1004	141	341	176	166	278	221	304	491	147	198	146	477
Ce(N)	142	79	364	82	142	971	418	197	152	66	808	99	355	137	131	204	156	267	452	108	113	79	417
Pr(N)	69	38	163	48	75	399	169	110	106	48	374	64	159	91	91	159	113	161	253	78	105	75	216
Nd(N)	46	27	106	36	55	275	112	81	74	35	259	43	106	63	66	120	86	119	185	56	76	55	151
Sm(N)	20	13	52	21	30	125	50	43	39	19	120	21	51	33	38	70	51	65	98	30	43	32	69
Eu(N)	12	9	27	13	19	67	27	24	15	9	59	11	26	10	11	34	25	31	49	8	18	15	37
Gd(N)	11	8	27	13	20	69	26	25	24	11	67	12	27	18	23	45	35	43	64	19	29	22	39
Tb(N)	8	7	20	11	16	49	18	20	21	10	49	10	20	16	20	37	30	37	52	17	24	20	29
Dy(N)	7	7	16	10	14	36	13	17	17	8	37	8	15	13	18	31	26	30	43	15	21	18	23
Ho(N)	6	7	13	10	13	28	11	15	16	8	30	8	13	12	17	29	24	28	38	14	19	17	20
Er(N)	7	8	11	10	13	24	10	15	16	9	27	7	11	13	17	27	23	27	34	15	19	18	18
Tm(N)	8	9	11	10	13	21	10	15	17	9	25	8	11	13	18	26	23	27	33	16	19	19	17
Yb(N)	8	9	10	10	13	18	9	14	16	10	22	7	10	12	18	24	21	24	30	16	18	17	14
Lu(N)	9	10	10	10	13	17	9	13	16	11	20	8	9	12	18	24	22	25	29	17	19	18	14
(La/Yb)N	18.15	11.12	34.73	8.46	11.07	63.11	38.40	14.93	12.16	8.63	46.01	18.80	35.66	14.20	9.46	11.46	10.32	12.56	16.42	9.30	10.90	8.36	33.07
(La/Sm)N	6.82	7.23	6.67	3.83	4.62	9.08	6.72	4.77	5.04	4.25	8.37	6.67	6.65	5.40	4.44	4.00	4.36	4.69	5.03	4.85	4.63	4.64	6.96
(Gd/Lu)N	1.26	0.82	2.80	1.31	1.46	4.18	2.93	1.89	1.43	1.04	3.33	1.48	2.91	1.47	1.30	1.87	1.54	1.75	2.16	1.13	1.54	1.22	2.83
(Eu/Eu*)N	0.84	0.83	0.72	0.78	0.77	0.72	0.75	0.73	0.51	0.63	0.66	0.72	0.70	0.42	0.39	0.61	0.60	0.59	0.62	0.33	0.51	0.57	0.70
(Ce/Ce*)N	1.44	1.30	1.53	1.32	1.38	1.44	1.76	1.32	1.05	1.05	1.32	1.05	1.52	1.08	1.06	0.97	0.99	1.21	1.28	1.01	0.79	0.75	1.30
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.31	0.29	0.72	0.44	0.47	0.57	0.39	0.42	0.27	0.56	0.52	0.50	0.52	0.32	0.21	0.41	0.28	0.37	0.32	0.18	0.35	0.40	0.54

S3-17; Major and trace element composition of the Ueno Formation (the Iga Clay Member) in Sanko Mine (Sanko M.).

Sample name	151029-1	151029-2	151029-4	151029-5	151029-6	151029-7	151029-8	151029-9	151029-10	151029-11
Sampling area	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.
Soil horizons	Bw	Bw	Bt	A	Bw	C	Bw	-	-	-
SiO ₂ (wt%)	74.08	73.84	75.44	71.52	74.03	74.90	71.28	74.35	71.72	73.81
TiO ₂	0.77	0.70	0.62	0.72	0.71	0.65	0.73	0.69	0.67	0.61
Al ₂ O ₃	20.75	18.50	16.66	22.63	18.27	17.08	20.15	18.19	20.05	16.97
Fe ₂ O ₃	1.14	2.19	2.33	1.75	1.95	2.03	2.75	1.63	2.60	4.23
MnO	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.10
MgO	0.42	0.83	0.73	0.49	0.85	0.83	1.23	0.73	1.08	0.61
CaO	0.18	0.22	0.27	0.28	0.24	0.31	0.26	0.20	0.21	0.15
Na ₂ O	0.09	0.63	0.90	0.34	0.85	1.14	0.37	0.84	0.47	0.35
K ₂ O	2.52	3.03	2.97	2.21	3.04	2.99	3.14	3.30	3.12	3.13
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	8.61	6.48	5.84	9.59	6.73	6.54	11.08	6.22	7.29	6.36
CIA value	87	80	77	88	79	76	83	78	82	81
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.25	0.22	0.32	0.25	0.23	0.28	0.24	0.28	0.23
Ba	598	647	616	809	643	616	731	653	727	652
V	68	62	49	36	54	47	64	55	70	48
Zr	262	241	235	268	236	251	159	251	158	228

S3-18; REE composition of the Ueno Formation (the Iga Clay Member) in Sanko Mine (Sanko M.).

Sample name	151029-1	151029-2	151029-4	151029-5	151029-6	151029-7	151029-8	151029-9	151029-10	151029-11
Sampling area	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.
La	57.45	50.33	29.97	54.03	43.87	42.84	69.71	59.88	57.70	29.78
Ce	94.76	85.30	57.34	97.18	78.79	79.59	174.47	108.92	115.70	62.41
Pr	11.54	11.90	6.35	9.99	9.11	9.93	14.68	15.33	12.96	6.52
Nd	40.76	45.24	22.74	34.44	32.55	36.49	54.00	57.82	48.22	23.96
Sm	6.98	9.09	4.48	5.76	6.11	7.42	10.28	12.43	9.90	4.83
Eu	0.98	1.30	0.66	0.99	0.88	1.02	1.61	1.70	1.47	0.65
ΣLREE	212.47	203.16	121.54	202.38	171.31	177.28	324.75	256.09	245.95	128.15
Gd	5.58	8.35	4.35	5.25	5.89	6.86	9.13	10.74	9.02	4.49
Tb	0.86	1.39	0.79	0.79	0.97	1.14	1.37	1.77	1.49	0.77
Dy	5.04	8.28	5.19	4.62	6.02	7.02	7.60	10.25	8.56	4.87
Ho	1.04	1.70	1.14	1.04	1.28	1.44	1.45	2.02	1.77	1.08
Er	3.05	5.00	3.59	3.18	3.92	4.36	4.11	5.92	5.05	3.35
Tm	0.49	0.79	0.58	0.49	0.64	0.71	0.62	0.94	0.79	0.56
Yb	3.11	5.00	3.74	2.96	3.94	4.37	3.69	5.77	4.83	3.57
Lu	0.47	0.73	0.57	0.45	0.60	0.64	0.53	0.84	0.71	0.54
ΣLREE	13.21	21.49	14.80	12.74	16.41	18.53	18.00	25.75	21.71	13.96
ΣHREE	19.65	31.24	19.94	18.79	23.27	26.54	28.50	38.25	32.21	19.23
ΣREE	232.12	234.40	141.49	221.17	194.58	203.81	353.25	294.34	278.16	147.38
La(N)	242	212	126	228	185	181	294	253	243	126
Ce(N)	155	139	94	159	129	130	285	178	189	102
Pr(N)	121	125	67	105	96	104	155	161	136	69
Nd(N)	87	97	49	74	70	78	116	124	103	51
Sm(N)	46	59	29	38	40	48	67	81	65	32
Eu(N)	17	22	11	17	15	18	28	29	25	11
Gd(N)	27	41	21	26	29	33	44	52	44	22
Tb(N)	23	37	21	21	26	30	37	47	40	21
Dy(N)	20	33	20	18	24	28	30	40	34	19
Ho(N)	18	30	20	18	23	25	26	36	31	19
Er(N)	18	30	22	19	24	26	25	36	31	20
Tm(N)	19	31	23	19	25	28	24	37	31	22
Yb(N)	18	29	22	17	23	26	22	34	28	21
Lu(N)	19	29	22	18	23	25	21	33	28	21
(La/Yb)N	13.26	7.22	5.75	13.07	7.99	7.03	13.55	7.44	8.57	5.98
(La/Sm)N	5.32	3.57	4.32	6.06	4.64	3.73	4.38	3.11	3.76	3.98
(Gd/Lu)N	1.46	1.42	0.94	1.45	1.22	1.33	2.12	1.58	1.57	1.02
(Eu/Eu*)N	0.48	0.46	0.46	0.55	0.45	0.43	0.51	0.45	0.48	0.43
(Ce/Ce*)N	0.90	0.85	1.02	1.03	0.97	0.95	1.34	0.88	1.04	1.10
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.25	0.22	0.32	0.25	0.23	0.28	0.24	0.28	0.23

S3-19; Major element composition of the Ueno Formation (the Nakasato Member) in the Shigaraki area.

Sample name	170611-6	170611-7	170612-1	170612-2	170612-3	170612-4	170612-5	170612-7	170612-8	170612-9	170612-10	170612-12	170612-13
Sampling area	section 2	section 2	section 5	section 3	section 3	section 3	section 3	section 3	section 3	section 3	section 3	section 3	section 4
SiO ₂ (wt%)	71.37	70.28	67.14	67.04	64.23	66.36	65.78	64.60	65.33	63.22	66.32	65.87	70.43
TiO ₂	0.21	0.31	0.55	0.34	0.43	0.38	0.40	0.48	0.35	0.30	0.26	0.55	0.56
Al ₂ O ₃	21.66	22.01	23.90	24.60	28.67	25.48	26.23	27.27	26.48	29.12	24.15	27.43	20.50
Fe ₂ O ₃	0.77	1.36	3.18	1.11	1.43	1.99	1.91	2.36	2.03	1.70	2.75	1.73	2.90
MnO	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03
MgO	0.08	0.23	0.93	0.20	0.28	0.40	0.40	0.50	0.36	0.26	0.16	0.38	0.71
CaO	0.11	0.18	0.32	0.40	0.31	0.35	0.36	0.31	0.27	0.25	0.23	0.06	0.15
Na ₂ O	1.22	1.95	0.69	2.67	1.47	1.67	1.66	1.35	1.71	1.73	2.31	0.74	1.42
K ₂ O	4.56	3.64	3.24	3.57	3.15	3.32	3.19	3.08	3.42	3.38	3.76	3.20	3.29
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	6.91	7.12	9.02	7.81	10.23	9.19	9.58	10.07	9.27	9.94	7.68	10.76	7.43
CIA value	76	75	83	74	82	79	80	82	80	81	75	85	77
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.30	0.31	0.36	0.37	0.45	0.38	0.40	0.42	0.41	0.46	0.36	0.42	0.29
Ba (ppm)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D. means no data.

S3-20; Major and trace element composition of the Iga Formation (the Kitamata Gravel, the Kashikimura and the Tsuge Members). G.; gravel. Sanko M.; Sanko Mine.

Sample name	151029-12	151029-13	151029-14	151029-15	151029-16	151030-2	151030-3	151030-5	151030-6	151030-7	151030-8	151030-9	151030-10	161002-3
Formation	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.
Sampling area	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Aita River	Aita River	Aita River	Higashiyubune
SiO ₂ (wt%)	70.50	72.02	73.86	72.91	73.24	69.97	68.59	78.69	63.41	71.69	72.74	71.69	68.41	71.26
TiO ₂	0.73	0.69	0.65	0.63	0.70	0.62	0.75	0.45	1.28	0.65	0.66	0.61	0.85	0.89
Al ₂ O ₃	21.59	18.70	17.88	18.21	20.45	15.36	21.40	14.44	25.17	18.89	16.73	16.84	19.29	17.08
Fe ₂ O ₃	3.21	3.83	2.68	2.91	1.90	10.44	5.59	2.23	7.38	3.44	4.07	5.61	6.17	4.40
MnO	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.06	0.10	0.04	0.04
MgO	0.86	0.93	0.94	1.11	0.57	0.60	0.98	0.56	1.06	1.03	1.26	1.10	1.25	1.53
CaO	0.23	0.21	0.21	0.19	0.21	0.03	0.07	0.08	0.34	0.26	0.38	0.31	0.37	0.35
Na ₂ O	0.00	0.43	0.53	0.66	0.39	0.10	0.00	0.19	0.16	0.85	1.28	0.76	0.70	1.28
K ₂ O	2.93	3.10	3.16	3.28	2.48	2.71	2.63	3.30	1.07	3.10	2.80	2.90	2.80	3.09
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.13	0.11	0.02	0.06	0.04	0.02	0.09	0.12	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	8.87	7.38	6.56	6.52	8.34	7.75	10.03	5.12	13.99	7.34	6.47	6.88	8.76	6.65
CIA value	89	81	80	79	85	83	90	79	94	79	75	78	81	75
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.31	0.26	0.24	0.25	0.28	0.22	0.31	0.18	0.40	0.26	0.23	0.23	0.28	0.24
Ba (ppm)	798	691	694	719	608	515	553	567	649	604	564	622	601	N.D.
V	71	56	59	51	49	53	72	39	80	44	43	50	47	N.D.
Zr	168	207	215	195	185	370	198	224	186	239	251	182	177	N.D.

N.D. means no data.

S3-21; REE composition of the Iga Formation (the Kitamata, the Kashikimura and the Tsuge Members). G.; gravel. Sanko M.; Sanko Mine.

Sample name	151029-12	151029-13	151029-14	151029-15	151029-16	151030-2	151030-3	151030-5	151030-6	151030-7	151030-8	151030-9	151030-8	151030-9	151030-10
Formation	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kitamata G. Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Kashikimura Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.	Tsuge Mem.
Sampling area	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Sanko M.	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Yubunedani River	Aita River	Aita River	Aita River	Aita River	Aita River
La	82.13	68.36	61.40	71.64	60.90	27.16	95.70	20.62	78.64	98.73	98.73	20.62	44.75	37.27	35.86
Ce	98.42	91.15	106.94	121.32	98.59	42.71	175.21	39.30	72.22	202.41	202.41	39.30	75.15	95.42	92.34
Pr	18.27	15.60	14.12	16.19	14.21	5.76	19.23	4.53	13.50	20.86	20.86	4.53	10.45	8.73	8.42
Nd	66.12	58.45	52.66	61.92	51.67	21.14	69.06	15.91	46.94	76.85	76.85	15.91	39.86	31.93	31.13
Sm	12.86	12.24	10.91	13.35	10.35	4.15	13.92	3.31	8.57	15.81	15.81	3.31	8.43	6.79	6.56
Eu	2.02	1.72	1.47	1.87	1.54	0.59	1.96	0.45	1.30	1.95	2.02	0.45	1.28	0.88	0.87
ΣLREE	279.82	247.52	247.49	286.29	237.27	101.50	375.09	84.13	221.18	416.62	416.62	84.13	179.92	181.01	175.17
Gd	11.52	11.25	9.75	13.30	8.70	4.21	12.29	3.28	9.14	15.47	15.47	3.28	8.01	6.17	6.09
Tb	1.89	1.85	1.60	2.27	1.49	0.79	1.96	0.61	1.48	2.59	2.59	0.61	1.35	1.11	1.09
Dy	11.05	10.84	9.49	13.55	8.70	5.23	11.60	3.98	8.59	15.28	15.28	3.98	7.99	7.03	6.91
Ho	2.28	2.22	1.95	2.78	1.76	1.22	2.33	0.91	1.79	3.24	3.24	0.91	1.73	1.56	1.50
Er	6.30	6.26	5.54	7.85	4.97	3.73	6.61	2.87	4.77	9.13	9.13	2.87	5.06	4.67	4.63
Tm	0.97	0.97	0.86	1.20	0.78	0.61	1.01	0.48	0.68	1.41	1.41	0.48	0.80	0.76	0.74
Yb	5.90	5.93	5.20	7.48	4.85	3.97	6.10	3.06	3.74	8.33	8.33	3.06	4.96	4.86	4.77
Lu	0.85	0.86	0.77	1.08	0.71	0.61	0.89	0.47	0.53	1.21	1.21	0.47	0.75	0.74	0.71
ΣLREE	27.35	27.08	23.81	33.94	21.78	15.37	28.55	11.76	20.11	38.60	38.60	11.76	21.28	19.63	19.27
ΣHREE	40.76	40.18	35.16	49.52	31.97	20.37	42.81	15.65	30.73	56.66	56.66	15.65	30.63	26.91	26.45
ΣREE	320.58	287.70	282.65	335.81	269.24	121.87	417.90	99.78	251.91	473.28	473.28	99.78	210.56	207.92	201.62
La(N)	347	288	259	302	257	115	404	87	332	417	417	87	189	157	151
Ce(N)	161	149	175	198	161	70	286	64	118	331	331	64	123	156	151
Pr(N)	192	164	149	170	150	61	202	48	142	220	220	48	110	92	89
Nd(N)	142	125	113	133	111	45	148	34	101	165	165	34	85	68	67
Sm(N)	84	80	71	87	68	27	91	22	56	103	103	22	55	44	43
Eu(N)	35	30	25	32	27	10	34	8	22	34	35	8	22	15	15
Gd(N)	56	55	47	65	42	20	60	16	44	75	75	16	39	30	30
Tb(N)	51	49	43	61	40	21	52	16	40	69	69	16	36	30	29
Dy(N)	43	43	37	53	34	21	46	16	34	60	60	16	31	28	27
Ho(N)	40	39	34	49	31	22	41	16	32	57	57	16	31	28	27
Er(N)	38	38	33	47	30	23	40	17	29	55	55	17	31	28	28
Tm(N)	38	38	34	47	30	24	40	19	27	55	55	19	31	30	29
Yb(N)	35	35	31	44	29	23	36	18	22	49	49	18	29	29	28
Lu(N)	34	34	30	43	28	24	35	18	21	48	48	18	30	29	28
(La/Yb)N	9.99	8.27	8.47	6.87	9.01	4.91	11.25	4.84	15.07	8.51	15.07	4.84	6.47	5.50	5.39
(La/Sm)N	4.12	3.61	3.63	3.47	3.80	4.23	4.44	4.02	5.92	4.03	5.92	3.47	3.43	3.55	3.53
(Gd/Lu)N	1.67	1.62	1.57	1.52	1.52	0.85	1.70	0.87	2.13	1.58	2.13	0.85	1.32	1.03	1.06
(Eu/Eu*)N	0.51	0.45	0.44	0.43	0.50	0.43	0.46	0.42	0.45	0.38	0.51	0.38	0.48	0.42	0.42
(Ce/Ce*)N	0.62	0.68	0.89	0.87	0.82	0.84	1.00	1.00	0.54	1.09	1.09	0.54	0.85	1.30	1.30
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.31	0.26	0.24	0.25	0.28	0.22	0.31	0.18	0.40	0.26	0.23	0.23	0.28	0.24	-

S3-22; Major and trace element composition of the Ayama Formation-I (the Konan and the Wada Members).

Sample name	151030-13	151030-14	151030-15	151030-16	151030-17	170613-8	170613-9	170613-10	170613-11	170613-12	170613-13	161002-1	161002-2	161002-1	161002-2
Formation	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.
Sampling area	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo	Konan Kamimasugi	Konan Kamimasugi	Konan Kamimasugi	Konan Kamimasugi	Konan Kamimasugi	Konan Kamimasugi	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune
SiO ₂ (wt%)	68.50	64.86	67.44	69.26	69.70	67.01	68.78	67.92	68.61	72.37	71.56	70.24	69.81	70.24	69.81
TiO ₂	0.80	1.01	1.03	0.84	0.94	0.93	0.81	0.88	0.88	0.86	0.82	0.89	0.89	0.89	0.89
Al ₂ O ₃	17.75	20.20	18.79	18.76	19.81	20.10	19.54	19.81	19.49	16.92	17.39	17.75	17.55	17.75	17.55
Fe ₂ O ₃	6.69	6.88	6.51	5.35	4.19	7.03	5.44	6.04	5.49	4.83	4.98	4.62	5.48	4.62	5.48
MnO	0.14	0.10	0.07	0.05	0.03	0.10	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.07	0.13	0.07	0.13
MgO	1.68	2.11	1.84	1.66	1.22	1.42	1.35	1.46	1.54	1.17	1.27	1.20	1.31	1.20	1.31
CaO	0.67	0.28	0.27	0.22	0.12	0.06	0.56	0.27	0.08	0.19	0.21	0.76	0.51	0.76	0.51
Na ₂ O	0.91	0.98	0.99	0.87	0.90	0.62	0.83	0.78	0.98	1.08	1.03	1.35	1.40	1.35	1.40
K ₂ O	2.73	3.42	2.95	2.92	3.03	2.65	2.50	2.71	2.83	2.47	2.64	2.83	2.86	2.83	2.86
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.10	0.07	0.06	0.08	0.13	0.06	0.05	0.07	0.05	0.29	0.06	0.29	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	8.47	8.65	8.40	8.84	8.46	10.76	10.32	10.02	9.67	8.75	8.72	8.84	8.79	8.84	8.79
CIA value	78	78	79	80	80	84	81	82	80	79	79	75	75	75	75
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.26	0.31	0.28	0.27	0.28	0.30	0.28	0.29	0.28	0.23	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25
Ba	564	946	629	577	531	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	76	145	103	98	78	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	177	417	192	165	192	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Li (ppm)	68.77	76.31	52.42	50.28	43.14	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sc	17.20	28.20	18.86	17.76	19.87	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	16.45	12.64	10.47	16.24	3.79	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	25.76	42.91	26.35	25.49	26.78	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	153.4	208.9	160.3	159.7	151.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr	99.7	130.0	75.2	72.8	67.1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Y	48.1	209.2	56.6	59.5	39.3	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb	17.8	28.2	22.3	19.8	20.5	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	4.60	8.21	4.85	4.40	4.92	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	1.28	2.10	1.56	1.43	1.44	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	20.16	34.48	20.16	20.77	20.78	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
U	4.06	6.71	4.49	4.00	3.79	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D. means no data.

S3-23; Major and trace element composition of the Ayama Formation-2 (the Wada Member).

Sample name	161002-4	161002-5	161002-6	161002-7	161002-9	161002-10	161002-11	170613-1	170613-2	170613-3	170613-4	170613-5	170613-7
Formation	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.	Wada Mem.
Sampling area	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Higashiyubune	Konan Shinji	Konan Shinji	Konan Shinji	Konan Shinji	Konan Shinji	Konan Shinji
SiO ₂ (wt%)	68.23	67.44	68.07	70.70	65.36	66.93	71.88	66.39	68.15	67.33	67.48	67.72	65.54
TiO ₂	0.91	0.94	0.98	0.83	0.88	0.98	0.83	1.01	0.90	0.85	1.04	0.92	0.97
Al ₂ O ₃	18.80	19.65	18.66	17.45	20.75	19.70	18.29	20.95	19.81	20.56	19.48	21.61	21.54
Fe ₂ O ₃	5.23	5.71	6.19	5.56	7.75	6.02	3.75	6.30	5.92	5.39	6.02	4.97	6.73
MnO	0.06	0.05	0.06	0.11	0.23	0.11	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.09
MgO	1.53	1.57	1.59	1.22	1.47	1.59	0.90	1.45	1.44	1.29	1.54	0.96	1.30
CaO	0.62	0.25	0.29	0.50	0.06	0.38	0.48	0.13	0.21	0.27	0.27	0.14	0.37
Na ₂ O	1.41	1.15	1.22	1.10	0.61	1.10	1.13	0.68	0.84	0.97	1.04	0.73	0.26
K ₂ O	3.09	3.13	2.86	2.45	2.82	3.05	2.67	2.94	2.62	3.19	2.99	2.82	3.12
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.08	0.09	0.09	0.14	0.05	0.10	0.05	0.12	0.10	0.10	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	8.08	8.80	8.84	9.37	11.33	9.19	9.53	10.33	10.15	9.37	9.22	10.35	10.76
CIA	75	78	78	78	84	78	78	83	82	80	79	83	84
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.29	0.27	0.25	0.32	0.29	0.25	0.32	0.29	0.31	0.29	0.32	0.33

N.D. means no data.

S3-24; REE composition of the Ayama Formation (the Konan Member).

Sample name	151030-13	151030-14	151030-15	151030-16	151030-17
Formation	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.	Konan Mem.
Sampling area	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo	Iga Shindo
La	51.52	189.30	62.71	63.47	42.53
Ce	110.23	325.68	108.18	119.42	78.03
Pr	12.11	37.44	15.59	15.16	9.70
Nd	44.63	142.98	59.29	56.65	35.77
Sm	8.98	31.17	12.48	11.55	7.26
Eu	1.56	5.94	2.11	1.94	1.21
ΣLREE	229.03	732.53	260.36	268.20	174.49
Gd	8.07	28.72	10.56	10.25	6.37
Tb	1.28	4.61	1.62	1.60	1.05
Dy	7.34	25.29	9.48	9.41	6.47
Ho	1.54	4.99	1.91	1.89	1.34
Er	4.41	13.63	5.33	5.31	3.90
Tm	0.67	1.98	0.79	0.78	0.59
Yb	4.17	11.57	5.00	4.81	3.83
Lu	0.62	1.69	0.76	0.73	0.59
ΣLREE	18.75	59.16	23.27	22.93	16.70
ΣHREE	28.10	92.48	35.44	34.78	24.12
ΣREE	257.13	825.01	295.81	302.98	198.61
La(N)	217	799	265	268	179
Ce(N)	180	532	177	195	127
Pr(N)	127	394	164	160	102
Nd(N)	96	306	127	121	77
Sm(N)	59	204	82	75	47
Eu(N)	27	102	36	34	21
Gd(N)	39	140	51	50	31
Tb(N)	34	123	43	43	28
Dy(N)	29	100	37	37	25
Ho(N)	27	88	34	33	24
Er(N)	27	82	32	32	24
Tm(N)	26	77	31	31	23
Yb(N)	25	68	29	28	23
Lu(N)	25	67	30	29	23
(La/Yb)N	8.86	11.73	8.99	9.47	7.97
(La/Sm)N	3.70	3.92	3.24	3.55	3.78
(Gd/Lu)N	1.60	2.10	1.73	1.74	1.34
(Eu/Eu*)N	0.56	0.61	0.56	0.55	0.55
(Ce/Ce*)N	1.08	0.95	0.85	0.94	0.94
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.26	0.31	0.28	0.27	0.28

S3-25; Major and trace element composition of the Koka Formation-1 (the Sajigawa and the Maki Members).

Sample name	151101-1	151101-2	151101-3	170612-14	170612-15	170612-16	170612-17	170612-18	170612-19	170611-2	170611-3	170611-5
Formation	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Maki Mem.	Maki Mem.	Maki Mem.
Sampling area	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Sagami	Koka Sagami	Koka Sagami	Koka Sagami	Koka Sagami	Koka Sagami	Koka Sagami	Shigaraki Nagano	Shigaraki Nagano
SiO ₂ (wt%)	67.61	69.23	66.51	72.58	70.02	70.93	70.58	68.06	70.37	63.52	67.00	63.59
TiO ₂	0.93	0.78	1.02	0.73	0.81	0.78	0.89	0.84	0.95	0.52	0.48	0.44
Al ₂ O ₃	19.05	20.35	21.24	16.59	18.34	17.50	17.99	19.28	19.22	30.35	25.78	29.05
Fe ₂ O ₃	5.47	4.87	5.74	4.51	4.59	4.88	4.17	5.93	3.70	1.47	1.17	2.00
MnO	0.13	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00
MgO	1.78	0.98	1.40	1.18	1.50	1.42	1.29	1.44	1.09	0.21	0.21	0.22
CaO	0.60	0.37	0.13	0.73	0.69	0.66	0.31	0.45	0.18	0.33	0.59	0.64
Na ₂ O	1.25	0.76	0.73	1.01	1.16	0.98	1.55	0.99	1.22	0.94	1.47	1.30
K ₂ O	3.09	2.57	3.11	2.35	2.79	2.69	3.13	2.86	3.21	2.65	3.29	2.73
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.07	0.28	0.07	0.10	0.05	0.07	0.04	0.01	0.01	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	7.16	5.48	5.73	9.8	9.6	8.9	7.1	10.5	7.7	11.9	10.0	11.2
CIA value	76	82	82	77	77	77	74	79	77	87	80	84
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.29	0.32	0.23	0.26	0.25	0.25	0.28	0.27	0.48	0.38	0.46
Ba (ppm)	672	572	546	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	88	58	82	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	188	174	193	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Li (ppm)	62.44	49.89	58.69	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sc	18.73	19.12	23.68	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	14.92	4.20	8.27	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	26.15	27.34	30.87	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	160.8	139.3	169.6	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr	95.5	67.7	66.7	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Y	54.7	49.6	71.8	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb	20.6	20.6	23.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	4.9	4.8	4.9	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	1.47	1.49	1.59	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	20.07	21.93	22.64	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
U	4.09	4.53	4.79	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D. means no data.

S3-26; Major and trace element composition of the Koka Formation-2 (the Yoshinaga Member).

Sample name	151101-11	151101-13	151101-14	151101-15	151101-17	151101-18	170614-1	170614-2	170614-3	170614-4	170614-5	170614-6	170614-7	170614-8	170614-9	170614-10	170614-11	170614-12
Formation	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.	Yoshinaga Mem.
Sampling area	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River	Koka Minakuchi Yasu River
SiO ₂ (wt%)	63.02	64.04	63.48	67.06	71.39	69.39	67.43	62.03	66.99	69.32	71.50	70.71	68.69	74.79	63.47	61.14	65.21	70.10
TiO ₂	0.63	0.62	0.58	0.52	0.65	0.74	0.67	0.77	0.75	0.60	0.56	0.54	0.40	0.28	0.70	0.72	0.59	0.57
Al ₂ O ₃	23.69	24.03	23.85	20.66	17.28	18.46	22.32	27.60	22.98	20.74	19.97	20.76	21.87	16.09	24.96	28.03	23.50	19.72
Fe ₂ O ₃	4.81	4.64	5.77	4.18	4.06	4.87	4.12	4.14	4.07	3.84	2.65	2.81	2.86	1.89	5.06	4.13	3.95	3.04
MnO	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04
MgO	1.20	1.09	1.10	0.95	1.23	1.40	1.26	1.11	1.17	0.88	0.73	0.83	0.71	0.44	1.08	0.88	0.93	0.79
CaO	1.28	0.91	0.94	0.96	0.62	0.61	0.43	0.59	0.51	0.59	0.42	0.42	0.48	0.40	0.80	0.76	0.87	0.85
Na ₂ O	2.25	1.78	1.53	2.49	1.30	1.18	0.84	0.85	0.55	0.62	1.22	1.18	1.93	2.07	1.36	1.56	2.07	1.95
K ₂ O	3.00	2.77	2.62	3.07	3.35	3.22	2.81	2.80	2.86	3.12	2.87	2.67	2.99	3.97	2.48	2.68	2.78	2.89
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.05	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	10.54	8.28	10.10	7.04	5.67	6.66	9.21	11.89	11.77	9.53	8.20	8.75	8.35	4.30	10.68	11.56	8.65	9.11
CIA value	75	78	79	71	73	76	82	85	84	80	78	80	76	67	82	82	77	74
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.38	0.38	0.38	0.31	0.24	0.27	0.33	0.44	0.34	0.30	0.28	0.29	0.32	0.22	0.39	0.46	0.36	0.28
Ba (ppm)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
V	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Li (ppm)	97.28	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sc	17.30	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	8.07	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	34.48	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	204.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr	135.1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Y	68.8	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb	23.7	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	5.9	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	2.08	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	27.84	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
U	6.01	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D. means no data.

S3-27; REE composition of the Koka Formation (the Sajigawa Member).

Sample name	151101-1	151101-2	151101-3	151101-11
Formation	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Sajigawa Mem.	Yoshinaga Mem.
Sampling area	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi Yasu River
La	54.21	47.76	73.74	49.11
Ce	108.79	75.86	88.42	92.93
Pr	12.35	10.70	17.12	11.14
Nd	46.36	40.16	65.66	41.01
Sm	9.42	8.22	13.27	9.09
Eu	1.59	1.34	2.23	1.09
ΣLREE	232.72	184.04	260.44	204.37
Gd	8.51	7.68	11.73	8.82
Tb	1.36	1.26	1.93	1.54
Dy	8.01	7.59	11.31	9.64
Ho	1.68	1.60	2.28	2.05
Er	4.71	4.57	6.54	6.09
Tm	0.68	0.68	0.96	0.95
Yb	4.31	4.30	5.97	5.93
Lu	0.66	0.67	0.89	0.88
ΣLREE	20.05	19.43	27.96	25.53
ΣHREE	29.92	28.36	41.62	35.90
ΣREE	262.64	212.40	302.05	240.27
La(N)	229	202	311	207
Ce(N)	178	124	144	152
Pr(N)	130	113	180	117
Nd(N)	99	86	141	88
Sm(N)	62	54	87	59
Eu(N)	27	23	38	19
Gd(N)	41	37	57	43
Tb(N)	36	34	52	41
Dy(N)	32	30	45	38
Ho(N)	30	28	40	36
Er(N)	28	28	40	37
Tm(N)	27	27	38	37
Yb(N)	25	25	35	35
Lu(N)	26	26	35	35
(La/Yb)N	9.03	7.96	8.86	5.94
(La/Sm)N	3.72	3.75	3.59	3.49
(Gd/Lu)N	1.59	1.41	1.62	1.23
(Eu/Eu*)N	0.54	0.52	0.55	0.37
(Ce/Ce*)N	1.03	0.82	0.61	0.97
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.29	0.32	0.38

S3-28; Major and trace element composition of the Gamo Formation (the Nunohikiyama and the Hazama Clay Members).

Sample name	151101-4	151101-5	151101-6	151101-7	151101-8	151101-9	151101-10
Formation	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Hazama Clay Mem.	Hazama Clay Mem.	Hazama Clay Mem.
Sampling area	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi
SiO ₂ (wt%)	69.70	73.23	73.36	68.53	70.90	68.54	69.43
TiO ₂	0.75	0.60	0.56	0.79	0.87	0.94	0.92
Al ₂ O ₃	19.26	16.64	16.63	18.94	18.19	19.82	18.92
Fe ₂ O ₃	4.31	3.20	3.48	4.84	4.18	4.95	4.52
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05
MgO	0.98	0.85	0.94	1.46	1.19	1.25	1.39
CaO	0.54	0.57	0.46	0.75	0.29	0.29	0.35
Na ₂ O	1.08	1.49	1.25	1.45	1.39	1.06	1.39
K ₂ O	3.28	3.35	3.24	3.13	2.91	3.07	2.98
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.03	0.08	0.03	0.04	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI (%)	7.10	6.68	8.29	7.37	5.70	9.61	8.97
CIA value	77	72	74	75	76	79	76
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.23	0.23	0.28	0.26	0.29	0.27
Ba (ppm)	616	712	735	618	583	693	629
V	58	32	40	61	70	65	55
Zr	419	421	238	200	302	214	227
Li (ppm)	60.46	53.99	59.34	64.13	55.65	59.46	62.78
Sc	18.66	15.21	14.10	16.50	16.72	19.84	19.12
Co	5.12	5.71	8.01	11.22	12.02	10.41	12.44
Ga	26.09	23.00	22.60	25.21	23.70	25.97	24.29
Rb	154.6	147.4	158.4	155.8	141.3	156.1	147.7
Sr	100.1	106.5	88.1	116.0	76.8	88.3	91.6
Y	41.6	44.4	50.5	46.6	36.7	41.9	38.2
Nb	18.0	16.0	16.2	17.8	18.4	18.8	18.2
Hf	7.3	7.3	6.0	4.9	6.5	5.4	5.5
Ta	1.27	1.16	1.09	1.25	1.28	1.30	1.24
Th	20.90	18.15	18.43	17.61	17.83	20.50	17.38
U	3.82	3.45	3.52	3.52	3.57	3.92	3.67

S3-29; REE composition of the Gamo Formation (the Nunohikiyama and the Hazama Clay Members).

Sample name	151101-4	151101-5	151101-6	151101-7	151101-8	151101-9	151101-10
Formation	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Nunohikiyama Mem.	Hazama Clay Mem.	Hazama Clay Mem.	Hazama Clay Mem.
Sampling area	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi	Koka Minakuchi
La	52.48	62.20	63.92	53.66	45.97	53.78	48.16
Ce	83.20	108.34	106.84	100.70	66.18	91.42	86.87
Pr	11.77	14.19	14.36	11.89	10.31	12.00	10.27
Nd	43.33	52.95	53.28	43.91	38.46	44.48	38.44
Sm	8.31	10.12	10.15	8.57	6.91	8.06	6.96
Eu	1.32	1.56	1.53	1.46	1.17	1.30	1.14
ΣLREE	200.42	249.36	250.08	220.20	168.99	211.03	191.85
Gd	6.98	8.36	8.71	7.57	5.77	6.80	6.09
Tb	1.11	1.31	1.37	1.18	0.93	1.09	0.95
Dy	6.50	7.34	7.92	6.99	5.59	6.44	5.66
Ho	1.35	1.45	1.63	1.44	1.19	1.36	1.18
Er	3.99	4.00	4.59	4.13	3.48	3.86	3.44
Tm	0.61	0.61	0.71	0.62	0.54	0.59	0.54
Yb	3.91	3.72	4.43	3.76	3.41	3.73	3.34
Lu	0.60	0.56	0.66	0.57	0.53	0.57	0.51
ΣLREE	16.97	17.68	19.93	17.51	14.75	16.56	14.68
ΣHREE	25.06	27.35	30.00	26.27	21.45	24.44	21.71
ΣREE	225.48	276.71	280.08	246.47	190.44	235.47	213.56
La(N)	221	262	270	226	194	227	203
Ce(N)	136	177	175	165	108	149	142
Pr(N)	124	149	151	125	109	126	108
Nd(N)	93	113	114	94	82	95	82
Sm(N)	54	66	66	56	45	53	46
Eu(N)	23	27	26	25	20	22	20
Gd(N)	34	41	42	37	28	33	30
Tb(N)	30	35	37	32	25	29	25
Dy(N)	26	29	31	28	22	25	22
Ho(N)	24	26	29	25	21	24	21
Er(N)	24	24	28	25	21	23	21
Tm(N)	24	24	28	24	21	23	21
Yb(N)	23	22	26	22	20	22	20
Lu(N)	24	22	26	23	21	22	20
(La/Yb)N	9.62	11.99	10.36	10.23	9.67	10.33	10.33
(La/Sm)N	4.08	3.97	4.07	4.04	4.30	4.31	4.46
(Gd/Lu)N	1.43	1.84	1.62	1.63	1.35	1.47	1.48
(Eu/Eu*)N	0.53	0.52	0.50	0.55	0.57	0.54	0.54
(Ce/Ce*)N	0.82	0.89	0.86	0.98	0.75	0.88	0.96
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.28	0.23	0.23	0.28	0.26	0.29	0.27

Supplementary Table 4

相関行列

S4-1; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Mizunami Group.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	CIA
SiO ₂	1.00											
TiO ₂	-0.90	1.00										
Al ₂ O ₃	-0.95	0.92	1.00									
Fe ₂ O ₃	-0.91	0.80	0.77	1.00								
MnO	-0.53	0.19	0.43	0.42	1.00							
MgO	-0.69	0.52	0.61	0.63	0.32	1.00						
CaO	-0.97	0.85	0.93	0.82	0.58	0.73	1.00					
Na ₂ O	-0.64	0.47	0.61	0.40	0.85	0.32	0.70	1.00				
K ₂ O	0.91	-0.91	-0.93	-0.82	-0.32	-0.57	-0.90	-0.44	1.00			
P ₂ O ₅	-0.43	0.62	0.38	0.38	0.05	0.04	0.39	0.43	-0.34	1.00		
LOI	-0.82	0.80	0.81	0.73	0.31	0.56	0.78	0.45	-0.76	0.50	1.00	
CIA	-0.13	0.31	0.25	0.22	-0.53	0.05	0.03	-0.56	-0.41	-0.19	0.22	1.00

S4-2; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Awa Group.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA
SiO2	1.00											
TiO2	-0.08	1.00										
Al2O3	-0.89	0.17	1.00									
Fe2O3	-0.23	0.16	-0.12	1.00								
MnO	0.38	-0.71	-0.25	-0.25	1.00							
MgO	-0.79	0.55	0.61	0.51	-0.72	1.00						
CaO	-0.71	-0.41	0.43	0.27	-0.10	0.45	1.00					
Na2O	-0.33	-0.61	0.47	-0.49	0.58	-0.21	0.39	1.00				
K2O	0.75	0.09	-0.57	-0.40	0.07	-0.60	-0.83	-0.31	1.00			
P2O5	0.80	-0.06	-0.80	-0.29	0.01	-0.60	-0.51	-0.34	0.82	1.00		
LOI	-0.86	-0.24	0.85	0.04	0.12	0.46	0.70	0.67	-0.79	-0.88	1.00	
CIA	-0.82	0.42	0.93	-0.02	-0.40	0.71	0.29	0.24	-0.57	-0.80	0.70	1.00

S4-3; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the Toki-Tajimi area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA	Al2O3 /SiO2	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																											
TiO2	-0.77	1.00																										
Al2O3	-1.00	0.76	1.00																									
Fe2O3	-0.81	0.56	0.77	1.00																								
MnO	-0.21	0.05	0.19	0.35	1.00																							
MgO	-0.70	0.48	0.64	0.82	0.08	1.00																						
CaO	-0.66	0.61	0.66	0.52	-0.05	0.55	1.00																					
Na2O	-0.59	0.67	0.57	0.41	-0.11	0.45	0.49	1.00																				
K2O	-0.67	0.35	0.61	0.66	0.34	0.72	0.29	0.47	1.00																			
P2O5	-0.84	0.74	0.83	0.71	0.36	0.52	0.45	0.55	0.58	1.00																		
LOI	-0.87	0.68	0.86	0.73	0.20	0.65	0.62	0.48	0.55	0.76	1.00																	
CIA	-0.58	0.71	0.62	0.35	0.01	0.18	0.47	0.25	-0.13	0.47	0.50	1.00																
Al2O3/SiO2	-0.99	0.73	0.99	0.77	0.17	0.64	0.66	0.55	0.60	0.83	0.87	0.58	1.00															
Ba	-0.77	0.61	0.74	0.64	0.17	0.67	0.43	0.76	0.79	0.70	0.68	0.21	0.72	1.00														
V	-0.81	0.82	0.80	0.66	0.19	0.55	0.49	0.61	0.46	0.85	0.80	0.54	0.80	0.61	1.00													
Zr	0.37	-0.07	-0.36	-0.30	-0.01	-0.34	-0.34	0.00	-0.35	-0.33	-0.38	0.09	-0.39	-0.24	-0.26	1.00												
Li	-0.48	0.26	0.47	0.56	0.28	0.33	-0.09	0.03	0.34	0.55	0.51	0.25	0.48	0.32	0.45	-0.08	1.00											
Sc	-0.70	0.46	0.68	0.75	0.49	0.54	0.23	0.26	0.57	0.72	0.72	0.33	0.68	0.56	0.63	-0.23	0.77	1.00										
Co	-0.29	0.19	0.27	0.60	0.47	0.22	-0.03	0.11	0.20	0.39	0.22	0.13	0.28	0.21	0.27	0.01	0.43	0.48	1.00									
Ga	-0.86	0.74	0.89	0.53	0.09	0.45	0.65	0.53	0.36	0.67	0.74	0.71	0.87	0.60	0.71	-0.24	0.36	0.59	0.13	1.00								
Rb	-0.63	0.32	0.57	0.73	0.31	0.82	0.31	0.36	0.92	0.50	0.51	-0.08	0.56	0.70	0.41	-0.35	0.37	0.59	0.27	0.37	1.00							
Sr	-0.78	0.76	0.80	0.40	0.09	0.34	0.73	0.61	0.35	0.72	0.71	0.60	0.79	0.59	0.73	-0.31	0.17	0.46	-0.03	0.89	0.29	1.00						
Y	-0.51	0.47	0.49	0.60	0.41	0.43	0.08	0.19	0.37	0.56	0.58	0.36	0.47	0.42	0.53	0.03	0.77	0.81	0.47	0.44	0.40	0.27	1.00					
Nb	-0.56	0.78	0.59	0.20	0.03	0.15	0.38	0.43	0.10	0.45	0.46	0.77	0.54	0.39	0.53	0.07	0.17	0.33	-0.06	0.74	0.12	0.70	0.37	1.00				
Hf	0.11	-0.02	-0.09	-0.13	0.20	-0.27	-0.32	-0.19	-0.16	-0.17	-0.16	0.24	-0.14	-0.10	-0.22	0.70	0.24	0.11	0.09	0.01	-0.17	-0.16	0.32	0.27	1.00			
Ta	-0.56	0.71	0.60	0.18	0.07	0.12	0.36	0.37	0.13	0.42	0.46	0.73	0.55	0.37	0.49	0.03	0.19	0.35	-0.07	0.76	0.13	0.70	0.38	0.98	0.30	1.00		
Th	-0.64	0.37	0.63	0.61	0.43	0.45	0.19	0.09	0.49	0.56	0.55	0.41	0.61	0.45	0.40	-0.12	0.72	0.83	0.31	0.57	0.54	0.37	0.73	0.43	0.39	0.47	1.00	
U	-0.65	0.46	0.65	0.57	0.42	0.48	0.29	0.10	0.47	0.58	0.67	0.43	0.62	0.43	0.53	-0.17	0.71	0.84	0.19	0.63	0.49	0.50	0.84	0.48	0.30	0.53	0.88	1.00

S4-4; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Seto Porcelain Clay Formation in the Seto area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA	Al2O3 /SiO2	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																											
TiO2	-0.90	1.00																										
Al2O3	-1.00	0.91	1.00																									
Fe2O3	-0.69	0.63	0.65	1.00																								
MnO	0.51	-0.38	-0.50	-0.29	1.00																							
MgO	-0.87	0.83	0.86	0.73	-0.31	1.00																						
CaO	-0.88	0.83	0.89	0.47	-0.37	0.74	1.00																					
Na2O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.																				
K2O	0.40	-0.62	-0.45	-0.29	0.02	-0.38	-0.41	N.D.	1.00																			
P2O5	-0.81	0.81	0.79	0.91	-0.38	0.72	0.63	N.D.	-0.42	1.00																		
LOI	-0.97	0.90	0.98	0.60	-0.48	0.81	0.90	N.D.	-0.54	0.75	1.00																	
CIA	-0.69	0.76	0.73	0.41	-0.25	0.55	0.77	N.D.	-0.85	0.59	0.81	1.00																
Al2O3/SiO2	-0.99	0.91	0.99	0.68	-0.50	0.90	0.84	N.D.	-0.40	0.78	0.96	0.66	1.00															
Ba	-0.56	0.52	0.52	0.66	0.02	0.70	0.36	N.D.	0.02	0.61	0.42	0.09	0.58	1.00														
V	-0.77	0.73	0.74	0.91	-0.30	0.90	0.58	N.D.	-0.36	0.85	0.69	0.48	0.78	0.71	1.00													
Zr	0.20	0.02	-0.17	-0.34	-0.13	-0.48	-0.06	N.D.	-0.13	-0.05	-0.10	0.13	-0.24	-0.49	-0.44	1.00												
Li	-0.83	0.69	0.82	0.56	-0.34	0.70	0.79	N.D.	-0.23	0.56	0.82	0.53	0.82	0.46	0.57	-0.27	1.00											
Sc	-0.69	0.68	0.66	0.83	-0.28	0.88	0.55	N.D.	-0.40	0.72	0.64	0.47	0.71	0.58	0.95	-0.50	0.56	1.00										
Co	-0.12	0.12	0.12	0.18	-0.18	0.14	0.07	N.D.	-0.12	0.19	0.09	0.16	0.09	0.35	0.23	-0.12	-0.06	0.16	1.00									
Ga	-0.96	0.90	0.97	0.59	-0.45	0.78	0.88	N.D.	-0.50	0.75	0.98	0.77	0.94	0.47	0.65	-0.06	0.86	0.58	0.09	1.00								
Rb	0.09	-0.32	-0.14	-0.16	-0.22	-0.25	-0.10	N.D.	0.89	-0.16	-0.22	-0.62	-0.11	0.06	-0.27	0.07	0.06	-0.36	-0.15	-0.16	1.00							
Sr	-0.74	0.75	0.71	0.76	-0.36	0.57	0.57	N.D.	-0.29	0.89	0.68	0.43	0.72	0.62	0.64	0.03	0.60	0.52	0.13	0.72	0.05	1.00						
Y	-0.07	0.13	0.08	-0.17	-0.32	-0.31	0.16	N.D.	0.00	0.13	0.14	0.18	0.01	-0.37	-0.29	0.89	0.02	-0.38	-0.16	0.19	0.30	0.21	1.00					
Nb	-0.78	0.87	0.80	0.50	-0.42	0.52	0.74	N.D.	-0.57	0.76	0.83	0.74	0.76	0.29	0.47	0.37	0.64	0.37	0.05	0.87	-0.16	0.81	0.52	1.00				
Hf	0.05	0.13	-0.03	-0.12	-0.20	-0.36	0.01	N.D.	-0.17	0.18	0.03	0.20	-0.09	-0.35	-0.26	0.96	-0.17	-0.35	-0.05	0.07	0.08	0.25	0.92	0.51	1.00			
Ta	-0.66	0.71	0.68	0.30	-0.39	0.29	0.65	N.D.	-0.48	0.60	0.73	0.68	0.62	0.08	0.22	0.51	0.56	0.12	-0.03	0.78	-0.05	0.69	0.69	0.95	0.63	1.00		
Th	-0.75	0.72	0.73	0.81	-0.29	0.56	0.63	N.D.	-0.41	0.89	0.72	0.62	0.70	0.53	0.68	0.00	0.69	0.58	0.23	0.74	-0.14	0.84	0.17	0.76	0.19	0.64	1.00	
U	-0.24	0.39	0.26	-0.06	-0.41	-0.08	0.32	N.D.	-0.25	0.27	0.33	0.39	0.21	-0.29	-0.10	0.88	0.13	-0.14	-0.15	0.35	0.07	0.33	0.91	0.68	0.90	0.77	0.28	1.00

S4-5; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Toyota Porcelain Clay Formation in the Toyota area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA	Al2O3 /SiO2	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																											
TiO2	-0.87	1.00																										
Al2O3	-0.99	0.86	1.00																									
Fe2O3	-0.38	0.29	0.22	1.00																								
MnO	0.32	-0.21	-0.46	0.68	1.00																							
MgO	-0.26	0.22	0.10	0.97	0.79	1.00																						
CaO	-0.70	0.73	0.67	0.42	0.00	0.38	1.00																					
Na2O	0.18	-0.03	-0.27	0.41	0.71	0.47	0.17	1.00																				
K2O	0.41	-0.48	-0.50	0.24	0.41	0.22	-0.40	0.25	1.00																			
P2O5	-0.82	0.85	0.79	0.37	-0.14	0.29	0.78	0.01	-0.43	1.00																		
LOI	-0.95	0.88	0.96	0.15	-0.46	0.06	0.60	-0.27	-0.42	0.75	1.00																	
CIA	-0.85	0.87	0.89	0.05	-0.47	-0.02	0.62	-0.29	-0.69	0.71	0.86	1.00																
Al2O3/SiO2	-0.98	0.82	0.99	0.24	-0.44	0.12	0.65	-0.29	-0.50	0.80	0.94	0.84	1.00															
Ba	0.45	-0.45	-0.58	0.49	0.69	0.48	-0.34	0.38	0.84	-0.33	-0.57	-0.73	-0.54	1.00														
V	-0.75	0.62	0.72	0.43	-0.10	0.29	0.60	-0.08	-0.35	0.72	0.57	0.67	0.72	-0.23	1.00													
Zr	0.26	-0.11	-0.35	0.37	0.68	0.45	-0.30	0.64	0.41	-0.21	-0.33	-0.26	-0.40	0.52	-0.12	1.00												
Li	-0.12	-0.02	-0.01	0.60	0.52	0.61	0.58	0.52	0.31	0.19	-0.08	-0.22	-0.01	0.32	0.14	0.11	1.00											
Sc	0.10	-0.26	-0.24	0.59	0.48	0.49	0.09	0.46	0.58	-0.06	-0.36	-0.50	-0.21	0.70	0.14	0.43	0.61	1.00										
Co	0.16	-0.21	-0.34	0.80	0.86	0.83	0.21	0.59	0.44	0.03	-0.42	-0.54	-0.29	0.71	0.13	0.52	0.70	0.70	1.00									
Ga	-0.32	0.04	0.21	0.51	0.15	0.39	0.24	0.25	0.36	0.15	0.11	-0.13	0.23	0.36	0.22	0.16	0.56	0.84	0.46	1.00								
Rb	-0.03	-0.10	-0.15	0.80	0.66	0.75	0.11	0.54	0.68	-0.01	-0.18	-0.51	-0.13	0.80	0.03	0.52	0.64	0.85	0.76	0.74	1.00							
Sr	0.14	-0.25	-0.30	0.67	0.64	0.63	0.04	0.56	0.70	-0.09	-0.35	-0.61	-0.27	0.81	-0.01	0.57	0.63	0.95	0.79	0.78	0.95	1.00						
Y	0.18	-0.11	-0.31	0.51	0.64	0.52	0.01	0.83	0.50	-0.01	-0.31	-0.53	-0.30	0.63	-0.14	0.71	0.50	0.68	0.57	0.52	0.79	0.78	1.00					
Nb	-0.22	0.03	0.10	0.56	0.26	0.45	0.23	0.35	0.47	0.13	0.03	-0.25	0.11	0.49	0.12	0.26	0.59	0.89	0.53	0.97	0.83	0.86	0.63	1.00				
Hf	0.52	-0.41	-0.64	0.36	0.77	0.43	-0.04	0.87	0.56	-0.30	-0.63	-0.74	-0.64	0.64	-0.29	0.75	0.60	0.64	0.69	0.33	0.64	0.74	0.81	0.46	1.00			
Ta	-0.39	0.10	0.28	0.49	0.06	0.36	0.21	0.06	0.46	0.18	0.23	-0.11	0.29	0.38	0.20	0.06	0.49	0.76	0.38	0.95	0.72	0.74	0.41	0.94	0.20	1.00		
Th	-0.08	-0.20	-0.04	0.55	0.34	0.45	0.14	0.27	0.49	0.08	-0.19	-0.34	-0.01	0.58	0.36	0.28	0.56	0.93	0.64	0.87	0.75	0.86	0.51	0.86	0.46	0.82	1.00	
U	-0.07	-0.14	-0.07	0.60	0.38	0.49	0.09	0.31	0.59	0.06	-0.16	-0.39	-0.04	0.64	0.21	0.36	0.58	0.94	0.62	0.89	0.84	0.91	0.62	0.93	0.51	0.88	0.95	1.00

S4-6; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Tokiguchi Porcelain Clay Formation in the southern part of the Ena area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA	Al2O3 /SiO2
SiO2	1.00												
TiO2	-0.50	1.00											
Al2O3	-0.95	0.31	1.00										
Fe2O3	0.04	0.41	-0.35	1.00									
MnO	0.24	0.14	-0.50	0.90	1.00								
MgO	0.04	0.59	-0.34	0.92	0.73	1.00							
CaO	-0.24	0.63	-0.04	0.81	0.55	0.91	1.00						
Na2O	0.32	0.07	-0.58	0.89	0.89	0.73	0.55	1.00					
K2O	0.89	-0.24	-0.98	0.43	0.56	0.42	0.10	0.63	1.00				
P2O5	-0.16	0.44	-0.13	0.88	0.87	0.76	0.66	0.72	0.24	1.00			
LOI	-0.81	0.35	0.81	-0.19	-0.36	-0.08	0.29	-0.47	-0.79	-0.06	1.00		
CIA	-0.74	0.19	0.90	-0.65	-0.74	-0.56	-0.30	-0.86	-0.92	-0.45	0.73	1.00	
Al2O3/SiO2	-0.96	0.33	0.99	-0.29	-0.45	-0.29	0.02	-0.52	-0.97	-0.07	0.82	0.85	1.00

S4-7; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Toki Sand and Gravel Formation in the Toki-Tajimi area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA	Al2O3 /SiO2	Ba	V	Zr
SiO2	1.00															
TiO2	-0.84	1.00														
Al2O3	-0.99	0.80	1.00													
Fe2O3	-0.74	0.60	0.63	1.00												
MnO	-0.19	0.46	0.07	0.40	1.00											
MgO	-0.77	0.88	0.69	0.73	0.72	1.00										
CaO	-0.07	0.30	-0.01	0.20	0.83	0.61	1.00									
Na2O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.								
K2O	-0.92	0.84	0.87	0.76	0.33	0.80	0.04	N.D.	1.00							
P2O5	-0.67	0.88	0.62	0.44	0.67	0.92	0.61	N.D.	0.70	1.00						
LOI	-0.99	0.78	0.98	0.73	0.15	0.71	0.04	N.D.	0.87	0.59	1.00					
CIA	0.15	-0.37	-0.03	-0.38	-0.61	-0.48	-0.20	N.D.	-0.51	-0.43	-0.04	1.00				
Al2O3/SiO2	-0.98	0.78	1.00	0.64	0.06	0.68	0.00	N.D.	0.85	0.59	0.99	0.02	1.00			
Ba	-0.8	0.74	0.7	0.8	0.69	0.91	0.57	N.D.	0.76	0.75	0.78	-0.4	0.69	1		
V	-0.8	0.95	0.8	0.57	0.38	0.79	0.27	N.D.	0.74	0.78	0.81	-0.2	0.8	0.74	1	
Zr	-0.5	0.68	0.42	0.36	0.23	0.52	-0.1	N.D.	0.71	0.58	0.36	-0.7	0.37	0.33	0.51	1

N.D. means no data.

S4-8; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Iga Clay Member in the Shimagahara area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	ClA	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																									
TiO2	-0.65	1.00																								
Al2O3	-0.93	0.62	1.00																							
Fe2O3	-0.19	0.15	-0.14	1.00																						
MnO	0.28	-0.17	-0.52	0.68	1.00																					
MgO	0.21	0.07	-0.43	0.56	0.46	1.00																				
CaO	-0.28	-0.12	0.07	0.46	0.14	-0.10	1.00																			
Na2O	0.32	-0.44	-0.52	0.21	0.38	0.13	0.56	1.00																		
K2O	0.67	-0.54	-0.83	0.20	0.58	0.52	-0.08	0.61	1.00																	
P2O5	-0.61	0.56	0.43	0.37	0.10	0.19	0.21	0.04	-0.14	1.00																
ClA	-0.59	0.56	0.79	-0.24	-0.56	-0.38	-0.26	-0.87	-0.91	0.10	1.00															
Ba	0.06	-0.38	-0.19	0.10	0.19	0.27	0.12	0.32	0.56	0.03	-0.49	1.00														
V	-0.11	0.56	-0.05	0.60	0.34	0.60	-0.09	-0.17	0.00	0.31	0.09	-0.28	1.00													
Zr	-0.08	0.34	0.04	0.35	0.01	-0.01	0.16	-0.11	-0.34	0.06	0.27	-0.49	0.51	1.00												
Li	-0.15	0.51	0.08	0.18	-0.01	0.43	-0.30	-0.26	0.03	0.36	0.13	0.06	0.42	0.01	1.00											
Sc	-0.27	0.67	0.20	0.42	0.05	0.31	-0.14	-0.36	-0.31	0.26	0.38	-0.47	0.86	0.63	0.41	1.00										
Co	-0.06	0.27	-0.12	0.52	0.43	0.55	-0.04	0.08	0.18	0.41	-0.13	-0.09	0.63	0.17	0.37	0.52	1.00									
Ga	-0.87	0.61	0.95	-0.12	-0.53	-0.32	-0.05	-0.64	-0.80	0.39	0.83	-0.19	0.06	0.02	0.19	0.31	-0.04	1.00								
Rb	0.59	-0.44	-0.77	0.26	0.61	0.63	-0.10	0.53	0.96	-0.04	-0.85	0.56	0.12	-0.36	0.05	-0.25	0.26	-0.74	1.00							
Sr	-0.20	0.00	-0.07	0.66	0.25	0.23	0.90	0.53	0.09	0.26	-0.34	0.22	0.18	0.30	-0.01	0.07	0.16	-0.15	0.07	1.00						
Y	0.12	0.14	-0.35	0.49	0.28	0.71	0.03	0.31	0.49	0.37	-0.44	0.24	0.56	0.16	0.34	0.43	0.57	-0.25	0.53	0.33	1.00					
Nb	-0.25	0.55	0.17	0.24	0.09	0.53	-0.47	-0.45	0.08	0.39	0.19	0.11	0.57	-0.09	0.67	0.45	0.44	0.32	0.20	-0.20	0.43	1.00				
Hf	-0.03	0.31	0.02	0.32	-0.01	0.01	0.11	-0.15	-0.30	-0.01	0.26	-0.41	0.46	0.97	0.04	0.55	0.17	-0.01	-0.32	0.29	0.16	-0.03	1.00			
Ta	0.24	0.12	-0.37	0.29	0.40	0.71	-0.38	-0.02	0.56	0.08	-0.32	0.33	0.44	-0.19	0.52	0.18	0.44	-0.26	0.63	-0.04	0.56	0.78	-0.09	1.00		
Th	-0.52	0.09	0.50	0.07	-0.22	0.06	-0.05	-0.35	-0.20	0.31	0.31	0.35	-0.12	-0.26	-0.03	-0.02	0.04	0.52	-0.09	-0.06	0.10	0.31	-0.23	0.06	1.00	
U	0.36	-0.27	-0.58	0.45	0.55	0.64	0.09	0.40	0.74	0.05	-0.67	0.48	0.13	-0.20	0.15	-0.14	0.36	-0.60	0.77	0.32	0.56	0.25	-0.13	0.65	0.11	1.00

S4-9; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Iga Clay Member in the Hokke Mine, Shimagahara area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	ClA	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																										
TiO2	-0.70	1.00																									
Al2O3	-0.90	0.65	1.00																								
Fe2O3	-0.15	0.16	-0.23	1.00																							
MnO	0.24	-0.13	-0.54	0.68	1.00																						
MgO	-0.19	0.25	-0.18	0.97	0.60	1.00																					
CaO	0.12	-0.28	-0.42	0.54	0.40	0.52	1.00																				
Na2O	0.43	-0.46	-0.67	0.24	0.49	0.21	0.68	1.00																			
K2O	0.52	-0.57	-0.76	0.33	0.65	0.26	0.45	0.81	1.00																		
P2O5	-0.62	0.56	0.39	0.39	0.17	0.42	0.14	0.06	-0.05	1.00																	
LOI(%)	-0.13	-0.07	0.18	-0.01	-0.27	-0.08	0.03	-0.32	-0.16	-0.21	1.00																
ClA	-0.51	0.55	0.77	-0.31	-0.60	-0.25	-0.65	-0.95	-0.94	0.02	0.23	1.00															
Ba	-0.10	-0.38	-0.10	0.15	0.22	0.11	0.42	0.43	0.56	0.04	0.14	-0.52	1.00														
V	-0.25	0.61	0.04	0.70	0.40	0.73	0.02	-0.15	-0.13	0.34	-0.26	0.16	-0.36	1.00													
Zr	0.14	0.32	-0.18	0.39	0.11	0.39	-0.06	-0.16	-0.18	0.02	-0.03	0.18	-0.45	0.64	1.00												
Li	-0.48	0.68	0.34	0.35	0.03	0.42	-0.12	-0.26	-0.20	0.48	0.09	0.27	-0.21	0.51	0.17	1.00											
Sc	-0.30	0.67	0.20	0.50	0.13	0.51	-0.22	-0.37	-0.35	0.25	-0.15	0.39	-0.53	0.90	0.66	0.49	1.00										
Co	-0.31	0.38	0.05	0.74	0.57	0.73	0.15	0.02	0.03	0.55	-0.37	0.00	-0.20	0.76	0.31	0.42	0.62	1.00									
Ga	-0.85	0.61	0.95	-0.17	-0.54	-0.14	-0.44	-0.74	-0.77	0.34	0.18	0.81	-0.14	0.13	-0.14	0.37	0.31	0.11	1.00								
Rb	0.38	-0.46	-0.66	0.43	0.70	0.40	0.50	0.78	0.95	0.10	-0.28	-0.90	0.60	0.00	-0.18	-0.18	-0.29	0.16	-0.69	1.00							
Sr	0.03	-0.06	-0.38	0.74	0.45	0.73	0.91	0.57	0.42	0.22	0.08	-0.56	0.37	0.29	0.21	0.12	0.06	0.30	-0.38	0.47	1.00						
Y	-0.18	0.25	-0.16	0.73	0.34	0.69	0.45	0.38	0.31	0.52	-0.18	-0.35	0.14	0.58	0.41	0.29	0.52	0.53	-0.10	0.36	0.64	1.00					
Nb	-0.74	0.73	0.60	0.37	0.01	0.43	-0.26	-0.48	-0.28	0.56	0.08	0.44	0.01	0.56	0.09	0.78	0.54	0.49	0.66	-0.17	0.00	0.31	1.00				
Hf	0.11	0.29	-0.14	0.38	0.07	0.39	-0.05	-0.20	-0.20	-0.02	0.03	0.21	-0.37	0.58	0.98	0.17	0.58	0.25	-0.11	-0.20	0.23	0.35	0.12	1.00			
Ta	-0.35	0.37	0.07	0.61	0.42	0.65	0.13	0.03	0.25	0.36	0.04	-0.10	0.33	0.48	0.08	0.66	0.34	0.50	0.09	0.29	0.42	0.46	0.72	0.13	1.00		
Th	-0.64	0.09	0.60	0.08	-0.25	0.08	-0.06	-0.34	-0.26	0.29	0.26	0.32	0.37	-0.17	-0.28	-0.05	-0.04	0.05	0.57	-0.14	-0.07	0.07	0.36	-0.23	0.13	1.00	
U	0.13	-0.22	-0.43	0.61	0.61	0.57	0.55	0.47	0.65	0.16	0.13	-0.61	0.49	0.06	-0.06	0.07	-0.14	0.28	-0.50	0.69	0.63	0.43	0.05	-0.03	0.55	0.13	1.00

S4-10; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Iga Clay Member in the Sanko Mine, Shimagahara area.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LO	CIA	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																										
TiO2	-0.40	1.00																									
Al2O3	-0.78	0.76	1.00																								
Fe2O3	-0.15	-0.69	-0.40	1.00																							
MnO	0.16	-0.78	-0.59	0.94	1.00																						
MgO	-0.38	-0.08	-0.12	0.28	0.05	1.00																					
CaO	-0.06	0.02	0.08	-0.31	-0.42	0.27	1.00																				
Na2O	0.59	-0.46	-0.68	-0.11	-0.03	0.24	0.52	1.00																			
K2O	0.24	-0.46	-0.69	0.45	0.45	0.64	-0.25	0.45	1.00																		
P2O5	-0.89	0.30	0.70	0.08	-0.17	0.32	-0.14	-0.52	-0.10	1.00																	
LOI	-0.79	0.65	0.79	-0.13	-0.34	0.20	0.22	-0.62	-0.44	0.55	1.00																
CIA	-0.65	0.66	0.90	-0.22	-0.33	-0.34	-0.21	-0.90	-0.75	0.56	0.72	1.00															
Ba	-0.89	0.23	0.72	0.10	-0.18	0.21	0.26	-0.37	-0.35	0.79	0.63	0.53	1.00														
V	-0.19	0.37	0.13	-0.10	-0.17	0.46	-0.41	-0.33	0.36	0.30	0.15	0.15	-0.21	1.00													
Zr	0.56	0.10	-0.06	-0.47	-0.25	-0.87	0.03	0.17	-0.51	-0.55	-0.32	0.03	-0.32	-0.58	1.00												
Li	-0.65	0.39	0.79	-0.29	-0.49	-0.12	0.51	-0.26	-0.73	0.50	0.58	0.60	0.84	-0.40	0.09	1.00											
Sc	-0.47	0.86	0.78	-0.70	-0.84	-0.01	0.21	-0.33	-0.45	0.43	0.65	0.58	0.40	0.25	0.09	0.53	1.00										
Co	0.30	-0.29	-0.29	-0.21	-0.12	0.01	0.24	0.59	0.31	-0.06	-0.30	-0.50	-0.04	-0.33	0.20	-0.08	0.04	1.00									
Ga	-0.84	0.66	0.97	-0.34	-0.55	0.00	0.10	-0.60	-0.59	0.82	0.73	0.83	0.79	0.13	-0.17	0.80	0.72	-0.20	1.00								
Rb	0.19	-0.43	-0.61	0.47	0.47	0.61	-0.40	0.26	0.93	0.00	-0.45	-0.59	-0.40	0.58	-0.60	-0.78	-0.46	0.07	-0.50	1.00							
Sr	-0.37	0.11	0.34	-0.28	-0.47	0.26	0.88	0.35	-0.31	0.20	0.31	-0.01	0.63	-0.47	-0.01	0.77	0.34	0.27	0.39	-0.49	1.00						
Y	-0.11	0.07	-0.06	-0.18	-0.30	0.51	0.00	0.38	0.56	0.34	-0.18	-0.35	0.12	0.33	-0.27	-0.11	0.32	0.54	0.06	0.47	0.18	1.00					
Nb	0.14	0.33	-0.08	-0.07	0.04	0.09	-0.66	-0.34	0.34	-0.02	0.01	0.09	-0.52	0.79	-0.24	-0.65	0.02	-0.30	-0.13	0.50	-0.79	0.02	1.00				
Hf	0.66	-0.01	-0.19	-0.42	-0.19	-0.82	0.03	0.27	-0.40	-0.63	-0.44	-0.09	-0.41	-0.56	0.99	0.00	0.01	0.24	-0.30	-0.50	-0.04	-0.21	-0.25	1.00			
Ta	0.62	-0.14	-0.63	0.08	0.28	0.07	-0.50	0.16	0.57	-0.50	-0.49	-0.44	-0.88	0.54	-0.07	-0.93	-0.41	-0.13	-0.66	0.68	-0.78	0.00	0.80	0.00	1.00		
Th	-0.52	0.30	0.44	0.03	-0.10	0.10	-0.49	-0.46	0.07	0.75	0.23	0.40	0.34	0.45	-0.25	0.08	0.43	-0.02	0.52	0.21	-0.24	0.50	0.27	-0.30	-0.12	1.00	
U	0.38	-0.45	-0.65	0.20	0.21	0.41	-0.10	0.59	0.78	-0.20	-0.62	-0.74	-0.38	0.23	-0.16	-0.59	-0.24	0.40	-0.57	0.74	-0.16	0.71	0.05	-0.02	0.38	0.17	1.00

S4-11; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Nakasato Member in the Shigaraki area.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CIA	LOI
SiO ₂	1.00											
TiO ₂	-0.13	1.00										
Al ₂ O ₃	-0.95	0.10	1.00									
Fe ₂ O ₃	-0.13	0.56	-0.12	1.00								
MnO	-0.07	0.30	-0.09	0.56	1.00							
MgO	-0.01	0.82	-0.13	0.78	0.52	1.00						
CaO	-0.47	-0.02	0.32	0.10	0.40	0.13	1.00					
Na ₂ O	-0.04	-0.60	-0.07	-0.27	-0.04	-0.58	0.42	1.00				
K ₂ O	0.63	-0.75	-0.54	-0.48	-0.43	-0.58	-0.39	0.20	1.00			
P ₂ O ₅	-0.43	-0.01	0.32	-0.05	-0.07	-0.03	0.74	0.50	-0.24	1.00		
CIA	-0.85	0.47	0.90	0.11	0.08	0.22	0.20	-0.42	-0.73	0.14	1.00	
LOI	-0.61	0.66	0.68	0.27	0.09	0.48	-0.03	-0.74	-0.67	-0.10	0.91	1.00

S4-12; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Iga Formation.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	ClA	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																										
TiO2	-0.88	1.00																									
Al2O3	-0.76	0.86	1.00																								
Fe2O3	-0.66	0.39	0.06	1.00																							
MnO	-0.32	0.26	0.02	0.35	1.00																						
MgO	-0.41	0.34	0.24	0.07	0.53	1.00																					
CaO	-0.34	0.47	0.33	-0.09	0.50	0.75	1.00																				
Na2O	0.22	-0.20	-0.34	-0.23	0.38	0.63	0.66	1.00																			
K2O	0.79	-0.90	-0.73	-0.48	-0.30	-0.08	-0.30	0.27	1.00																		
P2O5	-0.55	0.20	0.04	0.82	0.16	0.09	-0.17	-0.27	-0.21	1.00																	
LOI	-0.91	0.94	0.89	0.46	0.16	0.16	0.23	-0.43	-0.91	0.33	1.00																
ClA	-0.70	0.72	0.84	0.30	-0.14	-0.19	-0.15	-0.76	-0.73	0.27	0.88	1.00															
Ba	-0.03	0.15	0.39	-0.45	-0.06	0.18	0.25	-0.11	0.12	-0.41	0.07	0.18	1.00														
V	-0.72	0.71	0.81	0.29	0.07	0.08	-0.03	-0.62	-0.63	0.21	0.82	0.89	0.39	1.00													
Zr	0.10	-0.32	-0.55	0.55	-0.08	-0.35	-0.46	-0.01	0.11	0.28	-0.25	-0.25	-0.58	-0.29	1.00												
Li	0.35	-0.47	-0.18	-0.49	-0.22	0.14	0.08	0.48	0.55	-0.12	-0.46	-0.44	0.03	-0.48	-0.19	1.00											
Sc	-0.70	0.88	0.75	0.28	0.37	0.24	0.36	-0.21	-0.90	-0.04	0.85	0.67	0.06	0.67	-0.25	-0.62	1.00										
Co	-0.01	-0.12	-0.24	0.02	0.52	0.73	0.58	0.75	0.26	0.12	-0.26	-0.56	-0.14	-0.41	-0.14	0.37	-0.20	1.00									
Ga	-0.55	0.49	0.84	-0.13	-0.05	0.25	0.16	-0.23	-0.35	0.01	0.61	0.65	0.39	0.67	-0.51	0.23	0.42	-0.10	1.00								
Rb	0.63	-0.84	-0.62	-0.38	-0.30	-0.01	-0.27	0.25	0.95	0.00	-0.80	-0.62	0.08	-0.54	0.06	0.67	-0.93	0.33	-0.19	1.00							
Sr	-0.31	0.49	0.38	-0.17	0.50	0.71	0.94	0.66	-0.35	-0.37	0.26	-0.11	0.30	0.05	-0.41	0.06	0.47	0.48	0.23	-0.37	1.00						
Y	-0.25	0.18	0.43	-0.23	0.04	0.40	0.16	0.17	0.03	-0.22	0.19	0.13	0.36	0.24	-0.21	0.37	0.20	0.12	0.69	0.05	0.32	1.00					
Nb	0.31	-0.60	-0.29	-0.26	-0.28	0.06	-0.16	0.16	0.72	0.18	-0.50	-0.33	0.14	-0.28	-0.05	0.77	-0.78	0.31	0.19	0.89	-0.28	0.20	1.00				
Hf	0.07	-0.20	-0.46	0.46	0.04	-0.20	-0.30	0.13	0.02	0.09	-0.19	-0.28	-0.57	-0.28	0.94	-0.24	-0.06	-0.06	-0.44	-0.08	-0.19	-0.03	-0.21	1.00			
Ta	0.42	-0.71	-0.43	-0.25	-0.29	0.00	-0.24	0.18	0.81	0.18	-0.61	-0.44	0.05	-0.40	0.04	0.74	-0.86	0.31	0.04	0.94	-0.37	0.15	0.98	-0.12	1.00		
Th	0.26	-0.53	-0.15	-0.33	-0.32	0.07	-0.17	0.13	0.68	0.10	-0.42	-0.24	0.22	-0.19	-0.11	0.81	-0.70	0.23	0.34	0.83	-0.25	0.39	0.97	-0.23	0.94	1.00	
U	0.16	-0.42	-0.11	-0.26	-0.17	0.19	-0.06	0.24	0.62	0.09	-0.36	-0.29	0.27	-0.19	-0.08	0.81	-0.61	0.32	0.35	0.75	-0.09	0.57	0.88	-0.14	0.86	0.94	1.00

S4-13; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Ayama Formation.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	CIA
SiO ₂	1.00											
TiO ₂	-0.60	1.00										
Al ₂ O ₃	-0.80	0.45	1.00									
Fe ₂ O ₃	-0.79	0.36	0.40	1.00								
MnO	-0.38	-0.07	0.00	0.70	1.00							
MgO	-0.58	0.45	0.09	0.64	0.30	1.00						
CaO	0.29	-0.32	-0.49	-0.24	0.07	-0.08	1.00					
Na ₂ O	0.51	-0.09	-0.70	-0.48	-0.16	0.02	0.50	1.00				
K ₂ O	-0.63	0.61	0.48	0.22	-0.01	0.51	-0.08	0.02	1.00			
P ₂ O ₅	-0.16	0.10	-0.04	0.03	0.12	0.14	0.57	0.26	0.25	1.00		
LOI	-0.41	-0.04	0.64	0.40	0.26	-0.28	-0.39	-0.76	-0.26	-0.16	1.00	
CIA	-0.48	0.12	0.75	0.42	0.07	-0.10	-0.67	-0.94	-0.10	-0.36	0.84	1.00

S4-14; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Sajigawa and Maki Member in the Koka Formation.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	CIA
SiO2	1.00											
TiO2	0.53	1.00										
Al2O3	-0.91	-0.77	1.00									
Fe2O3	0.52	0.85	-0.80	1.00								
MnO	0.35	0.66	-0.64	0.77	1.00							
MgO	0.62	0.88	-0.88	0.93	0.85	1.00						
CaO	0.18	-0.45	-0.09	-0.10	0.17	0.00	1.00					
Na2O	0.03	-0.25	0.07	-0.44	-0.09	-0.19	0.24	1.00				
K2O	-0.14	0.29	0.03	-0.08	0.09	0.07	-0.44	0.52	1.00			
P2O5	0.65	0.26	-0.61	0.45	0.40	0.44	0.41	-0.25	-0.54	1.00		
LOI	-0.38	-0.74	0.52	-0.58	-0.35	-0.54	0.49	0.21	-0.31	-0.05	1.00	
CIA	-0.79	-0.56	0.84	-0.48	-0.58	-0.70	-0.23	-0.47	-0.29	-0.40	0.32	1.00

S4-15; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Yoshinaga Alternating Member in the Koka Formation.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	CIA
SiO ₂	1.00											
TiO ₂	-0.59	1.00										
Al ₂ O ₃	-0.94	0.55	1.00									
Fe ₂ O ₃	-0.73	0.65	0.50	1.00								
MnO	-0.02	0.34	-0.23	0.57	1.00							
MgO	-0.45	0.80	0.26	0.81	0.77	1.00						
CaO	-0.61	0.18	0.36	0.63	0.22	0.31	1.00					
Na ₂ O	-0.02	-0.58	-0.13	-0.10	-0.07	-0.38	0.59	1.00				
K ₂ O	0.68	-0.55	-0.75	-0.48	-0.01	-0.32	-0.27	0.23	1.00			
P ₂ O ₅	-0.66	0.72	0.50	0.82	0.55	0.85	0.46	-0.25	-0.42	1.00		
LOI	-0.76	0.63	0.86	0.43	-0.24	0.29	0.25	-0.38	-0.76	0.42	1.00	
CIA	-0.57	0.71	0.73	0.37	-0.09	0.40	-0.16	-0.74	-0.76	0.45	0.83	1.00

S4-16; Correlation coefficient among textural and chemical parameters for the Gamo Formation.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	ClA	Ba	V	Zr	Li	Sc	Co	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Hf	Ta	Th	U
SiO2	1.00																										
TiO2	-0.83	1.00																									
Al2O3	-0.97	0.85	1.00																								
Fe2O3	-0.98	0.85	0.94	1.00																							
MnO	0.18	-0.13	-0.18	-0.08	1.00																						
MgO	-0.81	0.76	0.66	0.85	0.06	1.00																					
CaO	0.01	-0.50	-0.17	-0.11	-0.24	-0.01	1.00																				
Na2O	0.32	-0.21	-0.51	-0.35	-0.11	0.16	0.36	1.00																			
K2O	0.50	-0.81	-0.46	-0.59	-0.23	-0.73	0.59	-0.09	1.00																		
P2O5	-0.64	0.15	0.52	0.55	-0.19	0.48	0.74	-0.02	0.14	1.00																	
LOI	-0.35	0.30	0.37	0.41	0.28	0.31	-0.28	-0.47	-0.08	0.01	1.00																
ClA	-0.78	0.84	0.89	0.82	0.05	0.49	-0.56	-0.70	-0.58	0.13	0.45	1.00															
Ba	0.58	-0.60	-0.55	-0.53	0.06	-0.54	0.01	-0.13	0.60	-0.42	0.45	-0.41	1.00														
V	-0.79	0.83	0.80	0.84	-0.03	0.68	-0.34	-0.30	-0.77	0.28	0.00	0.81	-0.75	1.00													
Zr	0.43	-0.43	-0.30	-0.57	-0.43	-0.75	0.17	0.00	0.59	-0.11	-0.59	-0.34	-0.02	-0.39	1.00												
Li	-0.68	0.35	0.57	0.68	0.39	0.71	0.31	-0.16	-0.21	0.73	0.51	0.38	-0.27	0.34	-0.61	1.00											
Sc	-0.82	0.86	0.91	0.78	-0.20	0.50	-0.40	-0.53	-0.43	0.25	0.46	0.88	-0.42	0.63	-0.14	0.38	1.00										
Co	-0.50	0.71	0.38	0.60	0.25	0.86	-0.38	0.26	-0.92	-0.01	0.22	0.41	-0.43	0.63	-0.80	0.38	0.30	1.00									
Ga	-0.88	0.62	0.93	0.82	-0.33	0.44	0.06	-0.60	-0.13	0.65	0.29	0.76	-0.43	0.64	-0.08	0.52	0.82	0.05	1.00								
Rb	-0.15	-0.28	0.14	0.19	0.23	-0.03	0.38	-0.54	0.47	0.42	0.57	0.09	0.49	-0.16	-0.31	0.53	-0.03	-0.30	0.32	1.00							
Sr	-0.15	-0.31	0.00	0.03	-0.42	0.09	0.93	0.31	0.58	0.76	-0.06	-0.43	0.06	-0.34	0.15	0.35	-0.15	-0.34	0.22	0.37	1.00						
Y	0.41	-0.76	-0.49	-0.36	0.21	-0.31	0.58	0.01	0.66	0.17	0.18	-0.55	0.69	-0.59	-0.15	0.15	-0.65	-0.41	-0.29	0.76	0.45	1.00					
Nb	-0.88	0.95	0.92	0.89	-0.08	0.69	-0.44	-0.40	-0.74	0.26	0.23	0.92	-0.68	0.93	-0.35	0.40	0.87	0.59	0.75	-0.15	-0.31	-0.70	1.00				
Hf	0.57	-0.48	-0.41	-0.67	-0.27	-0.85	0.02	-0.06	0.54	-0.31	-0.59	-0.34	0.06	-0.41	0.97	-0.70	-0.23	-0.78	-0.22	-0.32	-0.06	-0.13	-0.39	1.00			
Ta	-0.86	0.87	0.90	0.82	-0.40	0.58	-0.25	-0.33	-0.56	0.37	0.01	0.81	-0.72	0.88	-0.10	0.24	0.83	0.40	0.82	-0.23	-0.11	-0.72	0.93	-0.20	1.00		
Th	-0.25	0.08	0.45	0.22	-0.23	-0.33	-0.15	-0.92	0.34	0.11	0.25	0.53	0.13	0.17	0.32	-0.03	0.47	-0.53	0.64	0.46	-0.07	0.00	0.28	0.32	0.34	1.00	
U	-0.64	0.62	0.81	0.64	-0.08	0.19	-0.46	-0.87	-0.20	0.12	0.54	0.90	-0.13	0.53	-0.09	0.27	0.87	0.02	0.80	0.28	-0.27	-0.38	0.72	-0.10	0.66	0.80	1.00

