関東南部の浅海成白亜系の碎屑性ジルコン年代スペクトル

— 後背地表面層地殻の更新に伴う前弧域砂岩組成変化 —

中 畑 浩 基* 磯 崎 行 雄*
堤 之 恭** 岩 本 直 哉***

Age Spectra of Detrital Zircons from Shallow Marine Cretaceous in Southern Kanto, SW Japan:

Change in Composition of Fore-arc Sandstones in Response to the Rejuvenation of Provenance Crust

Hiroki NAKAHATA*, Yukio ISOZAKI*,
Yukiyasu TSUTSUMI** and Naoya IWAMOTO***

[Received 14 January, 2016; Accepted 29 March, 2016]

Abstract

To clarify the supply/deposition pattern of terrigenous clastics of Cretaceous Japan, U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons are analyzed by laser-ablation induced coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) of Lower Cretaceous sandstones in the Chichibu belt, SW Japan. Target rocks include Lower Cretaceous fore-arc sandstones in the Sanchu graben and the Choshi area of the southern Kanto district; e.g. Hauterivian Shiroi Formation, Barremian Ishido Fm, and Aptian-Albian Sanyama Fm in the Sanchu graben, and Barremian Ashikajima Fm, Early Aptian Inubozaki Fm, and Aptian-Albian Nagasakihana Fm in the Choshi area. All these fore-arc sandstones are dominated by Mesozoic (*ca.* 250–100 Ma) detrital zircons with minimal amount of (300–250 Ma) Permian grains, and Precambrian grains are extremely rare. The similar age spectra of these sandstones suggest a common provenance, despite the current along-arc separation of the Sanchu graben from the Choshi area for *ca.* 130 km. Hauterivian-Barremian sandstones from both areas are characterized by the abundance of Permian, Triassic, and Jurassic zircons, whereas Aptian-Albian sandstone by monotonous dominance of Early Cretaceous grains. This stratigraphic change in zircon age spectra reflects a secular change in the exposure/erosion conditions of older granitoids in the provenance, in remarkable accordance with that of coeval sandstones from other areas; e.g., Ryoseki Formation in Shikoku (fore-arc basin) and Kanmon Group in northern Kyushu/western Honshu (intra-arc basin). This stratigraphic change commonly detected in the Cretaceous fore-arc and intra-arc records the growth/erosion history of a new crust of the volcanic arc developed along the East Asian margin. The disappearance of older Permian, Triassic, and Jurassic zircons in sandstones during the Barremian–Aptian interval suggests large-scale tectonic erosion along the East Asian active margin. The abundance of

* 東京大学大学院総合文化研究科宇宙地球科学教室

** 国立科学博物館地学研究部

*** 銚子市生涯学習スポーツ課ジオパーク推進室（銚子ジオパーク推進協議会事務局）

* Department of Earth Science and Astronomy, The University of Tokyo, Tokyo, 153-8902, Japan

** Department of Geology and Paleontology, National Museum of Nature and Science, Tsukuba, 305-0005, Japan

*** Choshi Geopark promotion Council Office, Choshi, 288-0031, Japan

Proterozoic zircons in coeval sandstones deposited at the back-arc side highlights the remarkable contrast in sedimentary flux between fore-arc/intra-arc settings and back-arc domain. The uplift of arc crust to expose new Cretaceous granitoids probably formed a great barrier to sedimentary flux from the continental interior to the fore-arc domain in East Asia.

Key words : Cretaceous, sandstone, detrital zircon, U-Pb age, SW Japan

キーワード : 白亜紀, 砂岩, 碎屑性ジルコン, U-Pb 年代, 西南日本

I. はじめに

日本列島の歴史は少なくとも古生代はじめのカンブリア紀まで遡ることは確実で (Sakashima *et al.*, 2003; 田切ほか, 2010; Isozaki *et al.*, 2015), おそらく原生代末にその起源をもつ (Isozaki, 1996; Isozaki *et al.*, 2010)。その後, 5 億年以上続いた太平洋側からの海洋プレート沈み込みによって, 多様な造山帯産物が形成されてきた (Maruyama and Seno, 1986; Maruyama *et al.*, 1997)。その一方で, 同様にプレート沈み込みが原因で激しい構造浸食を複数回被ったため, 現在の列島には古生代や中生代前半の岩石はきわめて少量しか残されておらず (Isozaki *et al.*, 2010; 磯崎ほか, 2011), その表層地殻のほとんどは白亜紀および新生代の岩石でできている。日本列島の古地理を復元する上で, 白亜紀以降のテクトニクスの理解はきわめて重要である。とくに, 古第三紀から中新世に背弧域で地殻の展張と日本海の誕生が起きて, 日本が列島として独立したことを考慮すると, 永らく大陸縁に位置していた日本の成長史前半の復元のためには, 過去の造山帯産物が比較的豊富に残されている白亜紀の造構堆積場についての深い理解が不可欠となる。

最近, 筆者らはその残された造山帯産物の一つである日本産の砂岩中の碎屑性ジルコンについて, レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計 (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer; 以下 LA-ICPMS) を用いた U-Pb 年代測定を進めている (Aoki *et al.*, 2012, 2014 など)。西南日本の中軸部および海洋側に産する浅海成白亜紀砂岩の多くは前弧域で堆積したものとみなされているが, 最近その一部

に, 初生的に白亜紀の背弧側で堆積したものが含まれることが判明した (中畑ほか, 2015)。おそらく新生代の日本海拡大に関連したテクトニクスの一端として, まとまったサイズの地質体が弧横断方向に 100 km を越える長距離を移動したことが示唆され, 従来の解釈に大きな変更が求められている。しかし, 同時代の他の白亜系について提示されたデータもまだ少数で, さらなる検証が必要となっている。

そこで, 本研究では, 関東南部に分布する未検討の浅海成白亜系砂岩について碎屑性ジルコンの U-Pb 年代の測定し, 既報告のデータと比較検討することを試みた。本稿では, その結果を報告し, これまでの資料とあわせて白亜紀の前弧地域の堆積場と後背地の復元, そして古地理について考察する。

II. 地質概略

西南日本がもつ顕生代造山帯の累帯構造は, 途中大きな対曲構造を呈するものの, 基本的に九州から関東山地まで 1000 km 以上連続し, 中央構造線以南は, 北から順に三波川累帯 (狭義の三波川変成帯と四万十変成帯からなる), 秩父累帯, そして四万十帯が配列する。秩父累帯は, 四国から近畿地方では, 北帯, 黒瀬川帯, そして南帯に三分されている。北帯および南帯は弱変成ジュラ紀 (一部は最前期白亜紀) 付加体から構成されるのに対し, 中央部の黒瀬川帯には前期古生代以降の特異な岩石・地層が複雑に混在して産する。

その東端に位置する関東山地では, 領家帯, 三波川帯, 秩父累帯そして四万十帯の区分は明瞭だが, 古生代の花崗岩類, 低温高压型変成岩などの黒瀬川帯の典型的構成要素がきわめてまれなこと

図 1 関東南部，山中部溝帯と銚子地域の位置図。

関東山地とその約 130 km 東に位置する銚子地域との間の関東平野では，厚い被覆層が覆うため，先新生代基盤の岩石・地層は地表に露出していない。しかし，関東山地中央部の山中部溝帯と銚子地域の汽水成-浅海成白亜系が相互に類似した岩相および産出化石をもつこと，またそれらに不整合に覆われる基盤岩がジュラ紀付加体であることから，銚子地域は関東山地の秩父累帯（とくに黒瀬川帯）の東方延長と伝統的にみなされている。

Fig. 1 Index map of the Sanchu graben and the Choshi area in the southern Kanto district of Japan.

Due to thick sedimentary covers, no pre-Cenozoic basement rocks are exposed on the Kanto plain between the Kanto Mountains and the Choshi area ca. 130 km to the east. Nonetheless, the brackish-shallow marine Cretaceous strata in the two areas show significant mutual similarity in lithology and faunal composition, and also in common unconformable relation to the underlying Jurassic accretionary complex. These led the traditional view of regarding the Choshi area to be an eastern extension of the Chichibu composite belt, in particular, the Kurosegawa belt in the Kanto Mountains.

から，秩父累帯内の細分と西南日本主部との対比は永らく自明ではなかった。しかし，近年になって，蛇紋岩に伴われる花崗岩類，片麻岩あるいは高圧型変成岩の小岩塊など，黒瀬川帯の構成要素に類似する多様な岩石が発見され（島村ほか，2003），黒瀬川帯の東方延長の確認と四国同様に秩父累帯の三分が適用できるようになった。一方で，関東山地の秩父帯の中央部には東西方向に狭長に連続する浅海-汽水成白亜系（松川，1977；武井，1977 など）と小規模な蛇紋岩（Yokoyama, 1987; Hisada and Arai, 1993）の分布が知られており，その特異さゆえに南北両側のジュラ紀付加体分布域から区別され，伝統的に山中部溝帯と称されてきた。上述の蛇紋岩は山中部溝帯の西端部に比較的広く露出することから，この蛇紋岩および白亜系の分布域が関東山地における黒瀬川帯の延長部とみなされる（一瀬・久田，2008 など）。

III. 関東南部の浅海成白亜系

関東南部には互いに平行な東西方向に配列する

2 列の浅海成白亜系が分布する（図 1）。すなわち北側の列は三波川帯 / 秩父累帯境界に産する「跡倉クリッペ」の白亜系であり，一方，南側の列は秩父累帯の中央部に産する「山中部溝帯」の白亜系である。

関東山地北縁の三波川帯には，小規模な上部白亜系の分布が知られている（図 1）。この白亜系は，長野県佐久市東部から埼玉県西部にかけて，ほぼ東西方向に断続的に分布する。おもな分布は群馬県下仁田町と埼玉県小川町にあり，両地域の間や長野県東部にも散点的な分布が知られている。関東山地北縁の白亜系は，クリッペをなす産状から，他所から移動してきた異地性岩体とみなされてきた（藤本ほか，1953；内田，1962；新井ほか，1963；小坂，1979 など）。この白亜系は，下仁田地域では跡倉層と，また小川町では栃谷層と呼ばれ，「跡倉クリッペの白亜系」と一括されてきた。その起源については諸説が提案されたが，これまでの研究の多くは中央構造線の北側からの移動を想定してきた（小坂，1979；高木・柴田，2000

など)。最近、その砂岩中の碎屑性ジルコンの年代測定がなされ、石川県や富山県の白亜系手取・神通層群の砂岩のジルコン年代との類似性から、その起源が飛騨帯と近縁であったことが指摘された(中畑ほか, 2015)。

一方、山中地溝帯の白亜系は、長野・群馬県境の十石峠付近から埼玉県の小鹿野町まで、ほぼ東西方向に約 40 km 南北幅 5 km 未満の狭長な分布をもつ。跡倉クリッペの白亜系の南側に約 10 km 離れてほぼ並列する。小鹿野町以東では関東平野下の厚い新生代堆積物に覆われ、その当方延長は直接確認されていない。しかし、房総半島東端の銚子地域には、ジュラ紀付加体に伴われて非変成白亜系の小規模な分布が知られている(図 1; 滝沢, 2008)。関東山地からの連続性は自明ではないが、銚子地域は大局的に秩父累帯の延長域とみなされ、さらに層相や化石の類似性から銚子地域の白亜系は山中地溝帯のそれに対比されている(Obata *et al.*, 1982 など)。

山中地溝帯の白亜系の層序について複数の異なるまとめがなされてきた(松川, 1977; 武井, 1977 など)が、Matsukawa (1983) は、4 つの層序学的ユニット、すなわち下位から順に白井層、石堂層、瀬林層、そして三山層を識別した。いずれも浅海-汽水相の碎屑岩類からなり、化石を多産する。北帯のジュラ紀付加体の上に明瞭な不整合で重なり、見かけの積算層厚は 2500 m 以上に及ぶ。古流向解析から、東南東から西北西への軸流、と南側からの側方流が復元されている(武井, 1977; 坂・小泉, 1977)。各層の年代については二枚貝、アンモナイト、サンゴ、放散虫などの海棲生物の化石に基づき、おのおの、白井層は下部白亜紀オーテリビアン、石堂層はバレミアン、三山層はアプチアン-アルビアンに対比されている。

銚子地域の白亜系は銚子層群と呼ばれ(鹿間・鈴木, 1972)、下位から順に海鹿島層、君ヶ浜層、犬吠埼層、西明浦層、そして長崎鼻層という 5 つの層から構成される(Obata *et al.*, 1982)。隣接するジュラ紀付加体とは断層で接すると推定され、全層厚は約 900 m と見積もられている。浅

海成の碎屑岩から構成され、外浜から沖浜の堆積相を示す(Katsura *et al.*, 1984; Ito and Matsukawa, 1997)。二枚貝、巻貝、アンモナイト、ウニ、有孔虫、さらに植物化石を多産し、おのおの、海鹿島層と君ヶ浜層はバレミアンに、犬吠埼層と西明浦層下部はアプチアン下部に、また西明浦層主部はアプチアン上部にそれぞれ対比されている。最上位の長崎鼻層は化石を産せず、西明浦層との層序関係からアプチアン上部-アルビアンとされてきた。岩相層序および産出化石の類似性から、上述の山中地溝帯の白亜系に対比されている。久田・荒井(1995)は、両地域の白亜系砂岩に含まれるクロムスピネルの共通性を指摘している。

IV. 年代測定試料と手法

1) 測定試料

本研究では、関東南部に産する南列の浅海成白亜系、すなわち山中地溝帯の白井層、石堂層、および三山層、そして銚子層群の海鹿島層、犬吠埼層、および長崎鼻層の砂岩を採取し、そのなかから各層について 1 試料ずつ、あわせて 6 試料について碎屑性ジルコンの抽出と年代測定を試みた。試料採取は、松川(1977, 1979)およびObata *et al.* (1982) による地質図に基づいて行った。以下に測定試料について記述する。試料採取地点と層準を、地質概略図(図 2)と柱状図(図 3)に示す。

試料 SHI: 上野村坂下の神流川東側道路上の山腹(36°5'N; 138°43'15"E)に露出する白井層上部の礫岩優勢層中の粗粒砂岩。

試料 ISH: 神流町瀬林の間物沢川東側山腹(36°4'37"N; 138°49'35"E)に露出する石堂層の中粒砂岩。

試料 MAM: 神流町瀬林の間物沢川東側の国道から分岐する小道沿い(36°4'13"N; 138°49'52"E)に露出する三山層の泥岩優勢砂岩・泥岩交互層の中粒砂岩。

試料 ASH: 銚子市海鹿島海水浴場南側の海岸崖(35°43'11"N; 140°52'13"E)に露出する海鹿島層の中粒砂岩。

試料 INU: 銚子市犬吠埼北側の海岸崖(35°42'

図 2 山中部帯 (A) および銚子地域 (B) の地質概略図と試料採取地点。
採取した白亜系砂岩の層準については、図3を参照。山中部帯では、オーセリビアンの白井層、バレミアンの石堂層、
そしてアプチャアン-アルビアンの三山層から、また銚子地域では、バレミアンの海鹿島層、アプチャアンの犬吠崎層、
そしてアプチャアン-アルビアンの長崎鼻層から年代測定のための砂岩試料を一つずつ採取した。

Fig. 2 Geologic sketch map of Sanchu graben (A) and Choshi area (B) with sample localities.
Refer to Fig. 3 for sample horizon of Cretaceous sandstones from the two areas. We collected sandstone samples, one for
each unit, from the Hauterivian Shirai Formation, Barremian Ishido Fm, and Aptian-Albian Sanyama Fm of the Sanchu
graben in the Kanto Mountains, and also from the Barremian Ashikajima Fm, Aptian Inubozaki Fm, and Aptian-Albian
Nagasaki Fm in the Choshi area.

図 3 山中部溝帯と銚子地域の下部白亜系の柱状図 (松川, 1977, 1979; Obata *et al.*, 1982 を簡略化).
両地域に産する下部白亜系からは、類似のアンモナイト群集が産し、堆積相に僅かな相違があるものの、両者は類似した場で堆積したとみなされている。

Fig. 3 Stratigraphic columns of Lower Cretaceous strata in the Sanchu graben and the Choshi area (simplified from Matsukawa, 1977, 1979; Obata *et al.*, 1982).

Lower Cretaceous strata in the two areas yielded similar ammonite fauna. Regardless of slight differences in lithofacies, these rocks are regarded to have been formed in similar sedimentary settings.

31°N; 140°52'8"E) に露出する犬吠埼層の中粒砂岩。

試料 NAG：銚子市長崎鼻東海岸 (35°41'34"N; 140°51'57"E) に露出する長崎鼻層の中粒砂岩。

ちなみに、銚子海岸は国定公園内であるため、土地の形状を変更する岩石試料の採取は禁止されている。本研究で用いた試料は、目前の露頭から落下したことが明らかな同質の砂岩礫を岩本が採取したものである。

2) 年代測定手法

砂岩中に含まれる碎屑性ジルコンの分離抽出は、東京大学大学院総合文化研究科の施設を用いて行った。また火成起源の結晶であることを示す

オシラトリー累帯組織の識別のため、国立科学博物館の設備を用いてカソードルミネッセンス像を観察した。

抽出・分離した碎屑性ジルコン粒子の年代測定は、国立科学博物館の LA-ICPMS を用いて行った。使用した ICPMS は Agilent Technology 社製の Agilent 7700x で、Laser Ablation System は Electro Scientific Industries 社製の NWR213 を用いた。使用したレーザー径は 25 μm に、また強度 7-8 J/cm² に調節し、キャリアガスとして He を用いた (Eggins *et al.*, 1998)。キャリアガスとメイクアップガス (Ar) の流量はそれぞれ 520-550 ml/min および 900 ml/min とした。ま

た、より安定した ^{206}Pb – ^{238}U 比と Pb 同位体比を得るために、試料室と Ar ガス注入部の間に baffled type スタビライザー (Tuheng and Hirata, 2004) を装着して分析を行った。すべての測定は時間分析で行われ、U–Pb 年代測定のため ^{29}Si , ^{202}Hg , ^{204}Pb (^{204}Hg), ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U の核種をカウントした。カウント時間は、 ^{29}Si , ^{202}Hg , ^{204}Pb (^{204}Hg), ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U については 10 ms, ^{206}Pb および ^{207}Pb についてはおのおの 30 ms, 40 ms とした。分析の前には、表面の汚染の影響を除去するために分析スポットヘレーザーを数回照射し、クリーンな面を露出させて行った。1 スポットの分析は 55 秒間行い、はじめの 20 秒間はレーザーを停止した状態でバックグラウンドを測定し、その後の 35 秒間にレーザーを照射した。35 秒間のデータのうち、安定した 20 秒間を測定データとして用いた。U および Th の濃度は NIST SRM 610 スタンダードガラスの ^{29}Si を内標準として求めた。Pb 同位体比は NIST SRM 610 で補正し、 ^{206}Pb – ^{238}U 比はジルコン標準試料 FC 1 (1099.9 Ma; Paces and Miller, 1993) で補正した。また、二次標準試料として OD-3 (32.853 Ma; Lukács *et al.*, 2015) を未知試料とともに測定した。初期鉛補正は ^{208}Pb – ^{206}Pb 比と ^{232}Th – ^{238}U 比を用いて行い (^{208}Pb 補正; Williams, 1998), 初期鉛組成は Stacey and Kramers (1975) をもとにした。

V. 結 果

LA-ICPMS による碎屑性ジルコンの U–Pb 年代測定の結果を表 1–6 および図 3 に示す。測定の結果として得られる U–Pb 年代には、 ^{238}Pb – ^{206}U 年代と ^{235}Pb – ^{207}U 年代があるが、両年代が理論的に一致すると仮定するコンコーディア線上にプロットされた測定結果のみを採用する。また以下では、実測値から求めるため相対的に誤差が少ないと考えられる ^{238}Pb – ^{206}U 年代を用いる。さらに誤差伝播を考慮し、Mattinson (1987) に従って、1000 Ma 未満の測定結果については ^{238}Pb – ^{206}U 年代を、1000 Ma 以上では ^{207}Pb – ^{206}Pb 年代を用いることにする。具体的には、1000 Ma

未満の測定結果では discordancy が 15% 以内のもの、また 1000 Ma 以上の測定結果については ^{207}Pb – ^{206}Pb が誤差 2σ 以内でコンコーディアにかかっているという条件を満たすときにコンコダントと判断した。U–Pb 年代や Pb–Pb 年代と地質年代との対応は Gradstein *et al.* (2014) に従う。

今回分析した 6 試料のジルコン年代スペクトルはおおの個性を示すものの、いずれも共通の類似したパターンをもつことが判明した。すなわち、碎屑性ジルコンのほとんどは中生代トリアス紀から白亜紀の粒子から構成され、一部に古生代ペルム紀のものが伴われる。一方で、古生代前期・中期ならびに原生代中・後期の粒子を欠き、先カンブリア時代の粒子としては原生代前期の粒子をごく少量含むのみである。以下に、個々の試料がもつジルコン年代スペクトルの特徴を記述する。

1) 山中地溝帯の白亜系

サンプル SHI 白井：測定した 46 粒のジルコン粒子のなかで、33 粒がコンコーディア線上にのる年代値をもつ (表 1)。それらの年代範囲は 120–2115 Ma に及ぶが、年代値の多くは 220–280 Ma (ペルム紀およびトリアス紀) の範囲に集中する。もっとも若い年代は 120 ± 3 Ma で、この特異な 1 粒子だけが例外的に化石に基づく推定年代オーテリビアン (約 133–129 Ma) よりも若い。一方、古生代前半や原生代後期の年代の粒子は含まれず、わずかに原生代前・中期の 3 粒子 (1432, 1871, 2115 Ma) が産するのみである。

サンプル ISH 石堂：測定した 61 粒のジルコン粒子のうち 36 粒がコンコーディア線上にのる年代をもつ (表 2)。それらの年代範囲は 117–2153 Ma と幅広いが、多くの粒子は 100–300 Ma (ペルム紀から白亜紀) に集中する。もっとも若い年代は 117 ± 2 Ma で、この特異な 1 粒子だけが例外的に化石に基づく推定年代バレミアン (約 129–125 Ma) よりも若い。古生代前半や原生代後期の年代の粒子を欠き、原生代前期の 8 粒子 (1838, 1866, 1868, 1871, 1882, 1886, 1923, 2153 Ma) を含む。

表 1 LA-ICPMS による下部白亜系白井層砂岩 (試料 SHI) 中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代. 斜字体のものはコンコルディア線上にプロットされなかった測定値 (以下の表も同様).

Table 1 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstone of the Shiroy Formation (Sample SHI) by LA-ICPMS. Measurements with italic are plotted off the Concordia line (the same for the following tables).

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c$ ⁽³⁾ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	Disc ⁽²⁾ (%)
1	1.40	87	52	0.62	21.45 ± 0.54	0.0456 ± 0.0073	293.7 ± 7.2		
2	<i>0.00</i>	<i>1366</i>	<i>1377</i>	<i>1.03</i>	<i>31.31 ± 0.44</i>	<i>0.0644 ± 0.0014</i>	<i>202.7 ± 2.8</i>		
3	0.00	824	87	0.11	3.06 ± 0.03	0.1144 ± 0.0010	1824.8 ± 15.6	1871 ± 16	2.47
4	0.00	214	152	0.73	24.41 ± 0.45	0.0533 ± 0.0025	258.8 ± 4.7		
5	0.00	107	54	0.52	21.46 ± 0.48	0.0599 ± 0.0042	293.6 ± 6.4		
6	0.27	1138	579	0.52	26.59 ± 0.35	0.0529 ± 0.0025	238.0 ± 3.1		
7	0.00	369	234	0.65	25.58 ± 0.37	0.0531 ± 0.0019	247.2 ± 3.5		
8	<i>0.00</i>	<i>433</i>	<i>265</i>	<i>0.63</i>	<i>16.44 ± 0.26</i>	<i>0.0601 ± 0.0016</i>	<i>380.7 ± 5.9</i>		
9	0.00	230	15	0.07	13.71 ± 0.21	0.0535 ± 0.0018	453.8 ± 6.7		
10	0.00	249	76	0.32	25.43 ± 0.37	0.0523 ± 0.0025	248.6 ± 3.5		
11	<i>0.00</i>	<i>401</i>	<i>341</i>	<i>0.87</i>	<i>14.61 ± 0.18</i>	<i>0.0600 ± 0.0016</i>	<i>426.8 ± 5.1</i>		
12	4.68	198	99	0.51	28.45 ± 0.68	0.0488 ± 0.0089	222.7 ± 5.2		
13	0.02	2246	731	0.33	25.18 ± 0.27	0.0510 ± 0.0015	251.0 ± 2.6		
14	1.97	387	209	0.56	35.54 ± 0.73	0.0506 ± 0.0055	178.9 ± 3.6		
15	0.40	376	128	0.35	26.48 ± 0.40	0.0480 ± 0.0033	239.0 ± 3.5		
16	0.44	472	381	0.83	25.10 ± 0.32	0.0470 ± 0.0042	251.8 ± 3.2		
17	<i>0.90</i>	<i>2043</i>	<i>263</i>	<i>0.13</i>	<i>24.96 ± 0.26</i>	<i>0.0437 ± 0.0019</i>	<i>253.3 ± 2.5</i>		
18	<i>0.00</i>	<i>2048</i>	<i>951</i>	<i>0.48</i>	<i>30.42 ± 0.31</i>	<i>0.0566 ± 0.0012</i>	<i>208.5 ± 2.1</i>		
19	0.46	437	272	0.64	24.15 ± 0.38	0.0470 ± 0.0034	261.6 ± 4.0		
20	2.54	154	74	0.49	25.51 ± 0.63	0.0631 ± 0.0066	247.9 ± 6.0		
21	0.32	562	288	0.53	24.91 ± 0.37	0.0507 ± 0.0031	253.7 ± 3.7		
22	0.00	1840	514	0.29	25.83 ± 0.29	0.0514 ± 0.0009	244.9 ± 2.7		
23	0.00	431	327	0.78	2.88 ± 0.04	0.1312 ± 0.0017	1921.1 ± 24.7	2115 ± 22	9.17
24	<i>0.00</i>	<i>426</i>	<i>346</i>	<i>0.83</i>	<i>22.02 ± 0.37</i>	<i>0.0678 ± 0.0023</i>	<i>286.3 ± 4.7</i>		
25	<i>0.00</i>	<i>2082</i>	<i>645</i>	<i>0.32</i>	<i>30.35 ± 0.31</i>	<i>0.0538 ± 0.0010</i>	<i>209.0 ± 2.1</i>		
26	0.06	198	82	0.43	21.71 ± 0.41	0.0518 ± 0.0043	290.3 ± 5.3		
27	0.00	1350	721	0.55	28.18 ± 0.36	0.0496 ± 0.0012	224.8 ± 2.8		
28	0.76	701	453	0.66	25.50 ± 0.38	0.0472 ± 0.0030	248.0 ± 3.6		
29	0.00	62	22	0.36	20.81 ± 0.64	0.0599 ± 0.0042	302.6 ± 9.1		
30	<i>0.00</i>	<i>1113</i>	<i>758</i>	<i>0.70</i>	<i>25.75 ± 0.29</i>	<i>0.0579 ± 0.0015</i>	<i>245.6 ± 2.7</i>		
31	<i>0.00</i>	<i>425</i>	<i>210</i>	<i>0.51</i>	<i>23.36 ± 0.33</i>	<i>0.0600 ± 0.0018</i>	<i>270.2 ± 3.8</i>		
32	<i>0.00</i>	<i>910</i>	<i>458</i>	<i>0.52</i>	<i>25.94 ± 0.31</i>	<i>0.0561 ± 0.0013</i>	<i>243.9 ± 2.9</i>		
33	0.84	407	414	1.04	23.99 ± 0.44	0.0499 ± 0.0054	263.3 ± 4.8		
34	<i>0.00</i>	<i>371</i>	<i>187</i>	<i>0.52</i>	<i>30.73 ± 0.50</i>	<i>0.0552 ± 0.0025</i>	<i>206.5 ± 3.3</i>		
35	<i>0.00</i>	<i>875</i>	<i>650</i>	<i>0.76</i>	<i>25.06 ± 0.39</i>	<i>0.0550 ± 0.0014</i>	<i>252.3 ± 3.8</i>		
36	0.00	198	103	0.53	18.85 ± 0.37	0.0526 ± 0.0023	333.2 ± 6.4		
37	<i>0.00</i>	<i>704</i>	<i>392</i>	<i>0.57</i>	<i>26.14 ± 0.39</i>	<i>0.0554 ± 0.0018</i>	<i>242.0 ± 3.5</i>		
38	0.00	160	77	0.49	23.07 ± 0.44	0.0495 ± 0.0026	273.5 ± 5.1		
39	0.25	302	204	0.69	25.13 ± 0.41	0.0533 ± 0.0041	251.6 ± 4.0		
40	0.55	537	210	0.40	25.76 ± 0.41	0.0527 ± 0.0026	245.5 ± 3.8		
41	0.00	525	218	0.43	26.04 ± 0.42	0.0544 ± 0.0021	242.9 ± 3.8		
42	1.53	282	200	0.73	53.33 ± 1.21	0.0521 ± 0.0074	119.8 ± 2.7		
43	0.25	1020	578	0.58	25.50 ± 0.36	0.0499 ± 0.0022	247.9 ± 3.4		
44	0.03	198	122	0.63	4.10 ± 0.06	0.0902 ± 0.0028	1406.1 ± 18.5	1432 ± 58	1.81
45	1.16	250	182	0.75	24.88 ± 0.48	0.0475 ± 0.0052	254.1 ± 4.8		
46	0.08	205	163	0.82	25.44 ± 0.53	0.0609 ± 0.0059	248.5 ± 5.1		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

サンプル SAN 三山：測定した 67 粒のジルコン粒子のうち 31 粒がコンコーディア線上にのる年代をもつ（表 3）。年代範囲は 120–2153 Ma に及ぶが、多くの粒子は 220–100 Ma（トリアス紀から白亜紀）に集中する。もっとも若い年代は 120 ± 3 Ma（白亜紀前期）であり、化石に基づく推定年代であるアプチアン–アルビアン（約 125–100 Ma）と矛盾しない。古生代前半や原生代後期の年代の粒子は含まれず、わずかに原生代前期の 3 粒子（1879, 1907, 2153 Ma）が産するのみである。

2) 銚子の白亜系

サンプル ASH 海鹿島：測定した 63 粒のジルコン粒子のうち 51 粒がコンコーディア線上にのる年代をもつ（表 4）。年代範囲は、131–2893 Ma と幅広いが、150–250 Ma に集中する。もっとも若い年代は 131 ± 5 Ma（白亜紀前期）であり、化石に基づく推定年代バレミアン（約 129–125 Ma）と矛盾しない。古生代前半や原生代後期の年代の粒子は含まれず、わずかに原生代前期の 5 粒子（1884, 1896, 1952, 2031, 2893 Ma）が産するのみである。

サンプル INU 犬吠埼：測定した 55 粒のジルコン粒子のうち 37 粒がコンコーディア線上にのる年代をもつ（表 5）。年代範囲は、121–1922 Ma に及ぶが、130–290 Ma に集中する。もっとも若い年代は 121 ± 2 Ma（白亜紀前期）であり、化石に基づく推定年代アプチアン前期（約 125–120 Ma）に限りなく近いが、例外的な 2 粒に限られる。古生代前半や原生代後期の年代の粒子は含まれず、原生代前期の 1 粒子（1922 Ma）が産するのみである。

サンプル NAG 長崎鼻：測定した 64 粒のジルコン粒子のうち 56 粒がコンコーディア線上にのる年代をもつ（表 6）。年代範囲は、97–1908 Ma と幅広いが、100–130 Ma（白亜紀前期）に集中する。もっとも若い年代は 97 ± 1 Ma（白亜紀後期）であり、さらに多数含まれる 100–110 Ma 粒子の年代は、層序に基づく推定年代上限であるアルビアン（約 113–100 Ma）に重複する。古生代前半や原生代後期の年代の粒子は含まれず、わず

かに原生代前期の 2 粒子（1880, 1908 Ma）が産するのみである。

VI. 考 察

新たに得られた碎屑性ジルコンの U–Pb 年代値に基づき、まず山中地溝帯および銚子地域の白亜系砂岩の堆積場と後背地について議論し、その後で、既報の他の白亜系砂岩のデータと比較検討を通して白亜紀日本の堆積造構場について議論する。

1) 白亜系砂岩の後背地

山中地溝帯から採取した 3 試料の砂岩中の碎屑性ジルコンは、いずれも中生代の年代の粒子が卓越し、その他に原生代前期の粒子が少量伴われるという共通したスペクトルをもつ（表 1–3, 図 4）。中生代のグループは、さらに 300–200 Ma（ペルム紀・トリアス紀）と 180–100 Ma（ジュラ紀・白亜紀前期）の 2 つのサブグループに区分できる。山中地溝帯の白亜系の最下部をなす白井層（オーテリビアン）の砂岩中に 280–200 Ma のジルコン粒子が卓越するのに対して、より上位の石堂層（バレミアン）と三山層（アプチアン–アルビアン）の砂岩にはその年代の粒子が少なく、かわって 180–100 Ma の粒子が卓越するという傾向がある。一方、先カンブリア時代の粒子については、いずれの試料にも少量含まれるのみである。本研究でコンコーディア年代を得た 3 試料からのジルコン 155 粒のなかで 14 粒に限られ、それらの大部分は 2200–1800 Ma（原生代前期）に限定される。

ジルコンは、基本的に珪長質火成岩のなかでも、とくに深成岩類に粗粒結晶として多産する。上述した碎屑性ジルコンの卓越年代の層序学的な変化は、基本的に後背地における花崗岩類の露出状況の変化をモニターしていると考えられる。おそらく山中地溝帯白亜系の堆積場の後背地には、中生代の花崗岩類が広範囲に露出していたと推定される。とくにオーテリビアンでは、付加体やトリアス紀の花崗岩類の露出が優勢であったが、その後バレミアン以降にはジュラ紀および白亜紀前期の花崗岩類がより広く露出するようになったこ

表 2 LA-ICPMS による下部白亜系石堂層砂岩（試料 ISH）中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代.

Table 2 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstone of the Ishido Formation (Sample ISH) by LA-ICPMS.

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_z$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*(1)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*(1)$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (%)	Disc ⁽²⁾
1	0.69	63	31	0.50	23.08 ± 0.90	0.0445 ± 0.0114	273.5 ± 10.4		
2	0.00	459	129	0.29	2.97 ± 0.03	0.1144 ± 0.0014	1869.0 ± 16.5	1871 ± 22	0.11
3	0.00	480	127	0.27	2.77 ± 0.03	0.1177 ± 0.0013	1986.5 ± 20.9	1923 ± 20	- 3.30
4	0.00	395	315	0.82	35.64 ± 0.68	0.0681 ± 0.0034	178.4 ± 3.3		
5	0.00	541	291	0.55	34.91 ± 0.52	0.0548 ± 0.0024	182.1 ± 2.7		
6	0.00	201	127	0.65	23.90 ± 0.58	0.0499 ± 0.0034	264.3 ± 6.3		
7	0.00	322	143	0.46	32.73 ± 0.64	0.0517 ± 0.0028	194.0 ± 3.7		
8	0.09	759	339	0.46	28.94 ± 0.38	0.0513 ± 0.0029	219.0 ± 2.8		
9	0.00	214	237	1.14	31.21 ± 1.02	0.0992 ± 0.0070	203.3 ± 6.5		
10	0.43	226	264	1.20	43.74 ± 1.31	0.0539 ± 0.0114	145.7 ± 4.3		
11	0.00	113	110	0.99	4.07 ± 0.09	0.1107 ± 0.0030	1415.2 ± 29.4	1812 ± 47	21.90
12	0.00	394	100	0.26	3.34 ± 0.04	0.1142 ± 0.0018	1688.7 ± 17.8	1868 ± 28	9.60
13	0.00	200	174	0.90	30.80 ± 0.72	0.0673 ± 0.0055	206.0 ± 4.7		
14	2.01	1240	685	0.57	38.07 ± 0.54	0.0517 ± 0.0037	167.2 ± 2.3		
15	0.00	139	74	0.54	40.35 ± 1.35	0.0530 ± 0.0047	157.8 ± 5.2		
16	0.00	119	83	0.71	44.04 ± 1.62	0.0782 ± 0.0077	144.7 ± 5.3		
17	0.00	691	314	0.47	24.58 ± 0.32	0.0521 ± 0.0015	257.1 ± 3.3		
18	0.00	313	197	0.65	48.09 ± 1.04	0.0550 ± 0.0035	132.7 ± 2.9		
19	0.00	635	97	0.16	6.48 ± 0.11	0.1073 ± 0.0017	924.6 ± 14.9		
20	0.00	338	220	0.67	39.29 ± 0.63	0.0620 ± 0.0029	162.0 ± 2.6		
21	0.00	204	193	0.97	28.20 ± 0.63	0.0493 ± 0.0029	224.6 ± 5.0		
22	0.00	411	214	0.53	34.73 ± 0.55	0.0533 ± 0.0024	183.0 ± 2.9		
23	0.00	181	121	0.69	41.26 ± 1.00	0.0598 ± 0.0042	154.4 ± 3.7		
24	0.00	112	69	0.63	33.14 ± 1.22	0.0739 ± 0.0058	191.6 ± 6.9		
25	1.40	332	120	0.37	54.62 ± 1.10	0.0482 ± 0.0053	116.9 ± 2.3		
26	2.62	335	295	0.90	50.03 ± 1.20	0.0339 ± 0.0083	127.6 ± 3.0		
27	0.00	113	88	0.80	51.03 ± 1.60	0.0571 ± 0.0063	125.1 ± 3.9		
28	0.00	489	245	0.51	37.64 ± 0.68	0.0542 ± 0.0024	169.0 ± 3.0		
29	0.00	526	57	0.11	3.27 ± 0.04	0.1153 ± 0.0012	1720.6 ± 18.7	1886 ± 19	8.77
30	0.00	190	132	0.71	19.04 ± 0.39	0.0664 ± 0.0033	330.0 ± 6.5		
31	0.00	121	52	0.44	34.30 ± 1.42	0.0665 ± 0.0059	185.2 ± 7.5		
32	0.00	151	50	0.34	34.86 ± 0.96	0.0592 ± 0.0045	182.3 ± 4.9		
33	0.62	387	236	0.63	42.84 ± 0.88	0.0548 ± 0.0059	148.8 ± 3.0		
34	0.00	977	899	0.94	33.49 ± 0.51	0.0548 ± 0.0016	189.7 ± 2.8		
35	0.00	342	323	0.97	48.87 ± 0.99	0.0512 ± 0.0032	130.6 ± 2.6		
36	0.00	273	201	0.76	37.77 ± 0.82	0.0513 ± 0.0033	168.5 ± 3.6		
37	0.00	315	152	0.49	25.90 ± 0.46	0.0513 ± 0.0026	244.2 ± 4.2		
38	0.11	949	602	0.65	39.56 ± 0.63	0.0488 ± 0.0034	160.9 ± 2.5		
39	0.03	1040	28	0.03	3.07 ± 0.04	0.1268 ± 0.0013	1819.9 ± 18.7	2056 ± 17	11.48
40	0.00	99	127	1.31	44.56 ± 1.66	0.0478 ± 0.0058	143.1 ± 5.3		
41	0.00	111	72	0.67	45.64 ± 1.39	0.0530 ± 0.0051	139.7 ± 4.2		
42	0.14	410	180	0.45	35.93 ± 0.57	0.0510 ± 0.0045	177.0 ± 2.8		
43	0.00	305	192	0.64	33.36 ± 0.60	0.0540 ± 0.0027	190.4 ± 3.4		
44	0.00	377	318	0.87	43.38 ± 0.89	0.0612 ± 0.0033	146.9 ± 3.0		
45	0.00	218	113	0.53	27.40 ± 0.57	0.0558 ± 0.0033	231.1 ± 4.7		
46	0.00	249	111	0.46	2.57 ± 0.04	0.1341 ± 0.0021	2119.7 ± 29.2	2153 ± 26	1.54
47	5.91	47	31	0.67	27.21 ± 1.04	0.0452 ± 0.0149	232.6 ± 8.7		
48	0.00	301	87	0.30	3.09 ± 0.04	0.1140 ± 0.0016	1807.5 ± 22.0	1866 ± 25	3.14
49	0.00	245	204	0.85	48.01 ± 1.03	0.0573 ± 0.0032	132.9 ± 2.8		
50	1.73	306	292	0.98	46.64 ± 1.06	0.0580 ± 0.0087	136.7 ± 3.1		

表 2 (つづき).

Table 2 (continued).

grain nos.	^{206}Pb (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ (1)}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ (1)}$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (%)	Disc ⁽²⁾
51	0.00	152	121	0.82	39.11 ± 0.94	0.0590 ± 0.0036	162.8 ± 3.9		
52	0.00	1037	336	0.33	29.54 ± 0.40	0.0489 ± 0.0011	214.6 ± 2.9		
53	0.60	63	33	0.53	22.67 ± 0.71	0.0517 ± 0.0072	278.2 ± 8.5		
54	0.00	208	94	0.46	2.94 ± 0.04	0.1123 ± 0.0015	1887.9 ± 21.1	1838 ± 25	- 2.72
55	0.04	450	42	0.10	3.12 ± 0.03	0.1151 ± 0.0014	1791.2 ± 15.7	1882 ± 21	4.83
56	0.00	213	251	1.21	42.19 ± 0.80	0.0581 ± 0.0031	151.0 ± 2.8		
57	0.00	217	104	0.49	22.86 ± 0.45	0.0619 ± 0.0027	275.9 ± 5.3		
58	0.00	419	550	1.35	26.79 ± 0.38	0.0734 ± 0.0028	236.2 ± 3.3		
59	0.00	286	225	0.81	25.57 ± 0.40	0.0569 ± 0.0025	247.3 ± 3.8		
60	0.00	390	305	0.80	47.24 ± 0.81	0.0580 ± 0.0029	135.0 ± 2.3		
61	0.00	386	298	0.79	47.84 ± 0.77	0.0549 ± 0.0027	133.4 ± 2.1		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

とがうかがえる。

銚子層群の3試料の砂岩中の碎屑性ジルコンは、いずれもほぼ中生代の年代の粒子が卓越し、その他に原生代前期の粒子を少量伴うスペクトルを共通にもつ(表4-6, 図4)。中生代のグループは、さらに300-200 Ma (ペルム紀・トリアス紀)と200-100 Ma (ジュラ紀・白亜紀前期)の2つのサブグループに区分できる。銚子地域の白亜系の最下部を占める海鹿島層(パレミアン)の砂岩中に300-200 Maのジルコン粒子が卓越するのに対して、より上位の犬吠埼層(アプチアン前期)には200-180 Maの粒子が優勢である。最上位の長崎鼻層にはそれらのより古い年代の粒子が少なく、かわって120-100 Maの粒子が卓越するのが特徴である。一方、先カンブリア時代の粒子についてはきわめてまれで、3試料の砂岩について測定した合計171粒のジルコン中で、2100-1700 Ma (原生代前期)の8粒が含まれるのみである。ちなみに最上部の長崎鼻層は、有効な示準化石がないままに従来アプチアン上部-アルビアンに対比されていたが、本研究で、同層の砂岩がアルビアン年代の碎屑性ジルコンを多数含むことが明らかになり、本層の堆積年代がアルビアン後期あるいはさらに若いセノマニアンに及

ぶことが明らかになった。

山中地溝帯白亜系の場合と同様に、銚子層群の堆積場の後背地にはほぼ中生代花崗岩類のみが露出していたと推定される。とくにパレミアンにはトリアス紀の花崗岩類が、またアプチアン前期まではジュラ紀の花崗岩類が広く露出していたが、アルビアン以降には、より若い白亜紀中頃の花崗岩類が広く地表露出するようになったと考えられる。

山中地溝帯および銚子地域の白亜系砂岩は、年代、岩相および産出化石の類似性、さらに秩父累帯のジュラ紀付加体を不整合に覆う地質学的関係に基づいて、これまでに相互に対比されてきた(Obata *et al.*, 1982 など)。本研究は、両地域の白亜系がほぼ同一の碎屑性ジルコンの年代スペクトルを共有することを示し(図4)、両者の東西方向の連続性を再確認した。両地域は現在東西に(弧に沿った方向に)約150 km離れており、共通の碎屑性ジルコンの年代スペクトルは白亜紀西南日本弧の後背地についての広域情報を記録していると判断される。

両地域の白亜系砂岩ともに、碎屑性ジルコンの年代スペクトルが一連の堆積体のなかで同様の層序学的変化を記録している。白亜紀前期オーテリビアン頃までは、後背地に相対的に古いペルム紀

表 3 LA-ICPMS による下部白亜系三山層砂岩（試料 SAN）中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代.

Table 3 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstone of the Sanyama Formation (Sample SAN) by LA-ICPMS.

grain nos.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* (1)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* (1)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (Ma)	Disc ⁽²⁾ (%)
1	0.00	712	473	0.68	33.39 ± 0.48	0.0546 ± 0.0019	189.1 ± 2.7		
2	0.71	498	489	1.01	38.01 ± 0.61	0.0500 ± 0.0058	167.3 ± 2.5		
3	0.00	1354	902	0.68	41.47 ± 0.46	0.0501 ± 0.0011	153.4 ± 1.7		
4	1.25	504	327	0.66	2.55 ± 0.03	0.1727 ± 0.0027	2051.9 ± 23.9	2585 ± 27	17.55
5	0.00	851	95	0.11	3.24 ± 0.04	0.1167 ± 0.0011	1714.2 ± 16.5	1907 ± 17	9.14
6	0.00	608	277	0.47	26.88 ± 0.47	0.0632 ± 0.0019	231.9 ± 4.0		
7	0.00	702	551	0.80	35.60 ± 0.65	0.0573 ± 0.0020	176.9 ± 3.2		
8	0.00	292	128	0.45	30.56 ± 0.65	0.0697 ± 0.0035	202.6 ± 4.3		
9	0.00	600	719	1.23	17.37 ± 0.21	0.0618 ± 0.0015	357.3 ± 4.2		
10	0.00	584	277	0.49	30.94 ± 0.46	0.0680 ± 0.0022	200.6 ± 3.0		
11	1.12	19	7	0.39	16.15 ± 0.97	0.1146 ± 0.0116	359.2 ± 21.2		
12	0.82	1065	474	0.46	37.66 ± 0.63	0.0471 ± 0.0027	169.4 ± 2.8		
13	0.00	816	270	0.34	3.81 ± 0.05	0.1202 ± 0.0014	1460.9 ± 16.5	1961 ± 20	23.39
14	0.00	497	465	0.96	33.21 ± 0.56	0.0575 ± 0.0022	189.4 ± 3.2		
15	1.61	560	341	0.62	37.07 ± 0.83	0.0505 ± 0.0051	171.4 ± 3.8		
16	1.27	169	114	0.70	21.09 ± 0.65	0.0615 ± 0.0066	295.3 ± 8.8		
17	0.00	1014	35	0.04	8.91 ± 0.18	0.0985 ± 0.0017	656.8 ± 12.7		
18	0.00	527	288	0.56	32.34 ± 0.71	0.0617 ± 0.0024	193.5 ± 4.2		
19	0.00	98	101	1.05	24.88 ± 0.70	0.0981 ± 0.0064	239.5 ± 6.9		
20	0.00	820	635	0.79	36.73 ± 0.58	0.0567 ± 0.0021	171.6 ± 2.7		
21	0.00	1212	760	0.64	38.92 ± 1.04	0.0540 ± 0.0017	162.6 ± 4.3		
22	2.52	534	276	0.53	31.60 ± 0.57	0.0585 ± 0.0056	198.8 ± 3.5		
23	0.00	363	214	0.60	3.13 ± 0.04	0.1148 ± 0.0015	1776.3 ± 18.9	1879 ± 23	4.93
24	2.05	893	359	0.41	36.20 ± 0.55	0.0564 ± 0.0055	174.2 ± 2.6		
25	0.00	641	170	0.27	3.62 ± 0.04	0.1163 ± 0.0013	1542.3 ± 13.7	1902 ± 19	17.29
26	1.24	242	68	0.29	26.99 ± 0.72	0.0731 ± 0.0058	228.1 ± 6.1		
27	0.00	660	601	0.93	30.52 ± 0.43	0.0579 ± 0.0021	205.9 ± 2.9		
28	0.00	906	449	0.51	32.71 ± 0.46	0.0589 ± 0.0016	192.0 ± 2.7		
29	1.74	932	515	0.57	29.05 ± 0.49	0.0570 ± 0.0046	216.4 ± 3.5		
30	0.00	937	532	0.58	2.75 ± 0.03	0.1467 ± 0.0013	1956.3 ± 20.6	2309 ± 15	13.27
31	0.00	460	324	0.72	20.36 ± 0.34	0.0742 ± 0.0023	300.9 ± 5.0		
32	0.00	2183	1208	0.57	33.79 ± 0.41	0.0536 ± 0.0011	187.1 ± 2.2		
33	0.94	1270	400	0.32	33.40 ± 0.53	0.0595 ± 0.0026	188.0 ± 2.9		
34	0.47	621	128	0.21	35.87 ± 0.70	0.0649 ± 0.0034	173.9 ± 3.4		
35	0.00	538	233	0.44	28.83 ± 0.49	0.0708 ± 0.0020	214.3 ± 3.6		
36	0.43	602	163	0.28	32.06 ± 0.52	0.0549 ± 0.0026	196.9 ± 3.2		
37	1.85	1051	312	0.30	32.01 ± 0.64	0.0538 ± 0.0035	197.4 ± 3.9		
38	0.00	246	249	1.04	39.19 ± 1.10	0.0759 ± 0.0040	157.1 ± 4.4		
39	1.70	384	157	0.42	33.69 ± 0.69	0.0653 ± 0.0045	185.0 ± 3.8		
40	0.00	793	542	0.70	34.99 ± 0.60	0.0507 ± 0.0015	181.5 ± 3.1		
41	0.00	1029	1153	1.15	29.33 ± 0.52	0.0650 ± 0.0020	212.2 ± 3.8		
42	0.79	135	68	0.51	22.17 ± 0.79	0.0545 ± 0.0067	283.5 ± 9.8		
43	0.00	284	246	0.89	53.08 ± 1.26	0.0557 ± 0.0038	119.2 ± 2.9		
44	0.00	230	312	1.39	47.17 ± 1.22	0.0608 ± 0.0043	133.2 ± 3.5		
45	2.48	496	179	0.37	28.75 ± 0.65	0.0446 ± 0.0043	222.1 ± 4.9		
46	0.00	173	165	0.98	44.55 ± 1.49	0.0472 ± 0.0039	143.1 ± 4.7		
47	0.00	376	281	0.77	2.82 ± 0.04	0.1341 ± 0.0018	1932.6 ± 24.4	2153 ± 24	8.99
48	0.00	747	1029	1.41	52.08 ± 0.91	0.0584 ± 0.0027	121.1 ± 2.1		
49	0.20	168	263	1.60	33.78 ± 0.96	0.0889 ± 0.0130	179.0 ± 4.5		
50	0.43	287	252	0.90	41.70 ± 0.93	0.0442 ± 0.0068	153.4 ± 3.2		

表 3 (つづき).

Table 3 (continued).

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c$ ⁽³⁾ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	Disc ⁽²⁾ (%)
51	1.11	416	178	0.44	36.91 ± 0.77	0.0588 ± 0.0048	170.3 ± 3.5		
52	0.00	201	107	0.55	36.24 ± 0.85	0.0652 ± 0.0037	172.1 ± 4.1		
53	0.02	417	159	0.39	32.13 ± 0.62	0.0627 ± 0.0035	194.5 ± 3.7		
54	5.05	263	153	0.60	36.75 ± 0.84	0.0671 ± 0.0079	169.4 ± 3.8		
55	0.59	1424	902	0.65	40.76 ± 1.08	0.0501 ± 0.0038	156.1 ± 4.1		
56	0.00	439	292	0.68	32.32 ± 0.78	0.0523 ± 0.0025	195.9 ± 4.7		
57	0.23	562	394	0.72	39.30 ± 0.78	0.0531 ± 0.0044	161.2 ± 3.1		
58	0.00	539	252	0.48	36.96 ± 0.73	0.0541 ± 0.0024	171.1 ± 3.4		
59	0.22	409	365	0.92	17.08 ± 0.38	0.0529 ± 0.0059	367.3 ± 7.6		
60	0.00	487	398	0.84	19.19 ± 0.34	0.0531 ± 0.0017	327.5 ± 5.7		
61	0.00	313	328	1.08	40.18 ± 1.06	0.0653 ± 0.0030	155.3 ± 4.1		
62	0.00	890	498	0.57	36.26 ± 0.56	0.0511 ± 0.0016	175.0 ± 2.7		
63	3.02	276	302	1.12	45.35 ± 1.17	0.0597 ± 0.0126	138.7 ± 3.3		
64	3.94	569	276	0.50	36.74 ± 0.63	0.0570 ± 0.0057	171.6 ± 2.8		
65	0.00	532	243	0.47	38.72 ± 0.63	0.0573 ± 0.0022	162.7 ± 2.7		
66	4.94	154	121	0.81	25.39 ± 0.54	0.0411 ± 0.0093	252.2 ± 4.9		
67	0.00	383	153	0.41	33.51 ± 0.59	0.0546 ± 0.0025	188.5 ± 3.3		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

からジュラ紀花崗岩類が広く露出したが、バレミアン-アプチアンになると、その直前に形成された 120–140 Ma 花崗岩類が地表露出するようになった。白亜紀前期花崗岩類は、当時の火山弧直下の地殻内に発生したマグマ溜まりが固化したものである。したがって、上述の砂岩がもつ年代スペクトルの層序学的変化は、volcano-plutonic complex として形成された白亜紀火成岩体の周辺に存在した古期地質体が、順次削剝されるにつれ、より粗粒な深部相が地表露出した経緯の記録とみなされる。

山中地溝帯の白亜系砂岩の粒子組成を検討した武井 (1980) は、その多くが石質-長石質ワッケからなることを明らかにした。岩片や長石に富むワッケ、古典的な砂岩の堆積場の分類に従えば、火山弧で堆積したとみなされ (Dickinson and Suczek, 1979), 当時、前弧域にあった山中地溝帯のセッティングとよく一致する。下位の白井層・石堂層の砂岩はチャートなど堆積岩由来の岩片を多く含むのに対し、上位の三山層の砂岩は長石質となり、後背地の地質構成が堆積岩類 (おそ

らく先白亜紀付加体) 主体から花崗岩主体にかわったことが示唆される (武井, 1980)。これはジルコン年代スペクトルの変化と調和的である。

西南日本の白亜紀花崗岩バソリスとしては、領家・山陽帯がもっとも顕著な単元をなす。ただし、その主要なマグマ活動の年代は約 100 Ma から 65 Ma 頃まで、すなわち白亜紀後期である (Nakajima, 1993; Kinoshita, 1995; 奥平・隅田, 2011 など)。ただし白亜紀前期にも弧マグマ活動が知られている (山田・小井土, 2005; 高橋, 2008 など)。一方、東北日本ではその頃に巨大な深成岩体が複数形成されていた (Tsuchiya *et al.*, 2005, 2007 など)。広域でみると、日本を含む白亜紀前半の東アジア東縁では、花崗岩バソリスが広域に形成されはじめており、おそらくその一部がバレミアン-アプチアンに地表に露出し、削剝されはじめた結果、碎屑性ジルコンが下部白亜系の堆積場に供給されるようになったと考えられる。

白亜紀前期の秩父累帯は、領家帯の海洋側の前弧域に位置していた (磯崎ほか, 2011 など) ので、

表 4 LA-ICPMS による下部白亜系海鹿島層砂岩（試料 ASH）中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代.

Table 4 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstone of the Ashikajima Formation (Sample ASH) by LA-ICPMS.

grain nos.	$^{206}\text{Pb}^*(3)$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*(1)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*(1)$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (%)	Disc ⁽²⁾
1	0.52	414	193	0.48	29.94 ± 0.68	0.0479 ± 0.0064	211.8 ± 4.7		
2	0.00	184	96	0.53	27.06 ± 0.60	0.0564 ± 0.0041	233.9 ± 5.1		
3	0.00	204	146	0.74	23.06 ± 0.74	0.0586 ± 0.0056	273.6 ± 8.6		
4	0.00	485	372	0.79	27.85 ± 0.49	0.0514 ± 0.0025	227.4 ± 3.9		
5	1.51	516	201	0.40	33.19 ± 0.63	0.0458 ± 0.0041	191.4 ± 3.6		
6	1.42	221	267	1.24	47.45 ± 1.84	0.0538 ± 0.0151	134.5 ± 5.2		
7	0.00	90	22	0.25	21.35 ± 0.58	0.0541 ± 0.0047	295.1 ± 7.8		
8	0.00	407	196	0.49	38.31 ± 0.69	0.0571 ± 0.0033	166.1 ± 2.9		
9	7.13	246	180	0.75	25.80 ± 0.64	0.0527 ± 0.0107	245.1 ± 6.0		
10	0.00	296	104	0.36	4.91 ± 0.07	0.1137 ± 0.0021	1195.0 ± 16.3	1861 ± 32	35.79
11	0.16	177	37	0.21	1.99 ± 0.03	0.2082 ± 0.0027	2621.3 ± 28.1	2893 ± 21	9.39
12	0.46	177	121	0.70	24.52 ± 0.57	0.0472 ± 0.0075	257.7 ± 5.9		
13	0.14	478	62	0.13	3.81 ± 0.06	0.1139 ± 0.0019	1503.6 ± 20.0	1863 ± 29	19.29
14	0.00	329	175	0.54	30.84 ± 0.88	0.0631 ± 0.0054	205.7 ± 5.8		
15	0.00	391	238	0.62	31.43 ± 0.68	0.0587 ± 0.0049	201.9 ± 4.3		
16	2.46	177	115	0.67	27.47 ± 0.90	0.0528 ± 0.0102	230.5 ± 7.4		
17	1.95	403	322	0.82	23.16 ± 0.53	0.0427 ± 0.0083	272.5 ± 6.2		
18	0.00	709	267	0.39	12.59 ± 0.18	0.0609 ± 0.0025	492.5 ± 6.6		
19	0.00	727	451	0.64	36.72 ± 0.69	0.0514 ± 0.0032	173.2 ± 3.2		
20	0.56	232	120	0.53	24.79 ± 0.71	0.0491 ± 0.0083	255.0 ± 7.2		
21	0.00	509	37	0.07	2.68 ± 0.03	0.1251 ± 0.0018	2046.6 ± 22.3	2031 ± 25	− 0.77
22	0.00	160	51	0.33	24.93 ± 0.58	0.0607 ± 0.0049	253.5 ± 5.8		
23	0.26	415	199	0.49	25.50 ± 0.48	0.0507 ± 0.0038	248.0 ± 4.6		
24	7.03	288	805	2.87	24.44 ± 0.99	0.0503 ± 0.0335	258.5 ± 10.3		
25	0.00	227	113	0.51	3.12 ± 0.05	0.1152 ± 0.0024	1790.2 ± 26.0	1884 ± 36	4.98
26	3.59	481	370	0.79	36.36 ± 0.67	0.0515 ± 0.0067	174.9 ± 3.2		
27	0.00	238	197	0.85	17.87 ± 0.37	0.0584 ± 0.0028	351.1 ± 7.2		
28	0.00	512	228	0.46	38.28 ± 0.65	0.0525 ± 0.0024	166.2 ± 2.8		
29	0.00	223	298	1.37	17.44 ± 0.44	0.0516 ± 0.0035	359.5 ± 8.9		
30	0.00	240	115	0.49	25.27 ± 0.67	0.0501 ± 0.0038	250.2 ± 6.5		
31	0.00	138	111	0.83	24.34 ± 0.70	0.0518 ± 0.0053	259.6 ± 7.3		
32	0.02	427	462	1.11	16.71 ± 0.37	0.0555 ± 0.0072	374.7 ± 8.0		
33	0.14	224	179	0.82	33.57 ± 1.22	0.0531 ± 0.0105	189.2 ± 6.8		
34	1.15	267	148	0.57	30.15 ± 0.81	0.0402 ± 0.0076	210.3 ± 5.5		
35	0.00	405	282	0.72	32.82 ± 0.68	0.0524 ± 0.0033	193.5 ± 4.0		
36	0.78	227	148	0.67	31.70 ± 0.94	0.0435 ± 0.0093	200.2 ± 5.8		
37	0.89	335	289	0.88	47.24 ± 1.17	0.0457 ± 0.0075	135.0 ± 3.3		
38	0.00	474	197	0.43	36.49 ± 0.82	0.0493 ± 0.0025	174.3 ± 3.9		
39	0.89	193	113	0.60	24.48 ± 0.65	0.0413 ± 0.0069	258.1 ± 6.8		
40	1.08	988	469	0.49	37.37 ± 0.65	0.0492 ± 0.0041	170.2 ± 2.9		
41	0.00	538	146	0.28	2.89 ± 0.05	0.1159 ± 0.0017	1916.0 ± 25.9	1896 ± 26	− 1.05
42	0.00	587	254	0.44	24.82 ± 0.36	0.0527 ± 0.0019	254.7 ± 3.6		
43	0.00	259	179	0.71	23.76 ± 0.44	0.0575 ± 0.0024	265.8 ± 4.8		
44	0.33	610	333	0.56	38.88 ± 0.75	0.0585 ± 0.0042	163.7 ± 3.1		
45	0.00	588	395	0.69	30.79 ± 0.58	0.0568 ± 0.0019	206.0 ± 3.8		
46	0.05	652	278	0.44	39.17 ± 0.76	0.0517 ± 0.0040	162.5 ± 3.1		
47	0.17	389	103	0.27	3.16 ± 0.05	0.1196 ± 0.0020	1773.1 ± 22.8	1952 ± 28	9.16
48	2.46	195	409	2.15	48.68 ± 1.91	0.0527 ± 0.0223	131.1 ± 5.1		
49	0.81	405	228	0.58	34.57 ± 0.68	0.0467 ± 0.0057	183.8 ± 3.6		
50	0.00	149	90	0.62	25.36 ± 0.66	0.0620 ± 0.0050	249.3 ± 6.3		

表 4 (つづき).

Table 4 (continued).

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c$ ⁽³⁾ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (%)	Disc ⁽²⁾
51	0.00	258	176	0.70	45.69 ± 1.06	0.0663 ± 0.0048	139.6 ± 3.2		
52	0.12	527	253	0.49	34.75 ± 0.71	0.0519 ± 0.0042	182.9 ± 3.7		
53	1.06	487	236	0.50	25.63 ± 0.49	0.0503 ± 0.0042	246.7 ± 4.6		
54	1.53	316	196	0.64	25.96 ± 0.71	0.0396 ± 0.0069	243.7 ± 6.5		
55	0.52	583	296	0.52	34.37 ± 0.73	0.0552 ± 0.0060	184.9 ± 3.9		
56	2.77	1837	710	0.40	48.20 ± 0.75	0.0565 ± 0.0038	132.4 ± 2.0		
57	0.00	604	628	1.07	28.10 ± 0.40	0.0584 ± 0.0022	225.4 ± 3.1		
58	4.38	234	177	0.77	27.73 ± 0.49	0.0521 ± 0.0074	228.4 ± 4.0		
59	0.00	431	274	0.65	26.64 ± 0.45	0.0558 ± 0.0020	237.5 ± 3.9		
60	0.00	343	229	0.69	47.67 ± 0.97	0.0533 ± 0.0040	133.8 ± 2.7		
61	0.44	441	318	0.74	43.80 ± 0.94	0.0480 ± 0.0067	145.5 ± 3.1		
62	0.02	233	163	0.72	25.69 ± 0.54	0.0513 ± 0.0060	246.1 ± 5.1		
63	0.00	281	272	0.99	46.98 ± 1.15	0.0505 ± 0.0048	135.8 ± 3.3		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

領家・山陽帯の花崗岩由来の白亜紀前期ジルコンの碎屑粒子が同時期の前弧域の浅海に大量に供給されたことは自然である。しかし、バレミアンまで地表露出していたペルム紀-ジュラ紀の花崗岩類については、その実態は自明ではない。なぜなら、現在の関東地方周辺はもとより西南日本の主部にはごく少量のペルム紀花崗岩類を除くと、トリアス紀あるいはジュラ紀の花崗岩類はまったく分布していないからである。白亜紀前期オーテリビアン-バレミアン頃まで後背地に露出していたペルム紀-ジュラ紀花崗岩類の消失については後述する。

2) 白亜系砂岩の多様性

本研究で得られたデータを他の西南日本産白亜系砂岩のデータと比較する (図 5)。比較対象は、(1) 白亜紀の前弧堆積物とみなされる高知県秩父累帯の領石層、(2) 中・珪長質火山岩を頻繁に伴う弧内盆地堆積物とみなされる福岡・山口県の長門-蓮華帯・秋吉帯・周防帯の関門層群、(3) 帰属不明の関東山地三波川帯の跡倉クリッペの白亜系 (跡倉層・栃谷層)、そして (4) 富山県飛騨帯の手取層群伊月層・神通層群内山層である。

まず (1) および (2) との比較を行う。秩父累帯の白亜系砂岩についてこれまでに碎屑性ジルコン年代が測定された例に、高知県中央部の黒瀬川帯の領石層がある。ペルム紀末の付加体 (新改層) を不整合に覆う領石層 (小林・井尻, 1936; 磯崎, 1985) は、四国の秩父累帯中央部に産する典型的な前弧堆積物の最下部であり、オーテリビアンに対比されている (田代, 1985)。Aoki *et al.* (2012) は、領石層砂岩中の碎屑性ジルコン年代を測定し、同砂岩中に 300-200 Ma のジルコン粒子が大量に含まれ、ごく少量の原生代粒子が伴なわれることを明らかにした。この年代スペクトルは、本研究で示した山中部溝帯の白井層の砂岩のものとよく一致する (図 5)。白井層は、その岩相および二枚貝化石群集の類似性からも領石層に対比されており、関東山地から約 800 km 西方の四国中央部において同時期の前弧域が共通の後背地をもっていたと推定される。とくにオーテリビアンに関東と同様に四国でも、ペルム紀・トリアス紀花崗岩類由来の碎屑物が大量に前弧域へも流入していたことが確認されたことは興味深い。

本州西端と九州北部に産する下部白亜系関門層

表 5 LA-ICPMS による下部白亜系犬伏層砂岩 (試料 INU) 中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代.

Table 5 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstone of the Inbozaki Formation (Sample INU) by LA-ICPMS.

grain nos.	$^{206}\text{Pb}^{(3)}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^{*(1)}$	$^{207}\text{Pb}^{*}/^{206}\text{Pb}^{*(1)}$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^{*}\text{ age}^{(1)}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^{*}/^{206}\text{Pb}^{*}\text{ age}^{(1)}$ (Ma)	Disc ⁽²⁾ (%)
1	0.12	93	68	0.75	21.50 ± 0.42	0.0564 ± 0.0061	293.1 ± 5.7		
2	1.30	332	218	0.67	48.44 ± 0.80	0.0558 ± 0.0056	131.7 ± 2.2		
3	0.14	580	88	0.15	3.97 ± 0.03	0.1115 ± 0.0011	1448.8 ± 11.4	1824 ± 17	20.57
4	0.84	946	487	0.53	52.97 ± 0.68	0.0559 ± 0.0028	120.6 ± 1.5		
5	0.75	461	486	1.08	51.44 ± 0.88	0.0450 ± 0.0056	124.1 ± 2.1		
6	0.47	432	177	0.42	23.40 ± 0.34	0.0496 ± 0.0028	269.7 ± 3.8		
7	0.57	1248	569	0.47	30.47 ± 0.41	0.0561 ± 0.0025	208.2 ± 2.7		
8	0.40	689	254	0.38	33.31 ± 0.42	0.0506 ± 0.0021	190.7 ± 2.4		
9	3.92	554	454	0.84	36.17 ± 0.48	0.0486 ± 0.0047	175.8 ± 2.3		
10	0.00	464	427	0.94	34.94 ± 0.41	0.0528 ± 0.0019	181.9 ± 2.1		
11	0.40	409	280	0.70	37.24 ± 0.53	0.0510 ± 0.0043	170.8 ± 2.4		
12	0.90	397	372	0.96	25.47 ± 0.38	0.0643 ± 0.0055	248.2 ± 3.6		
13	0.00	296	238	0.83	47.69 ± 0.76	0.0547 ± 0.0026	133.8 ± 2.1		
14	0.12	826	295	0.37	27.67 ± 0.31	0.0537 ± 0.0022	228.8 ± 2.5		
15	0.00	544	364	0.69	43.97 ± 0.65	0.0506 ± 0.0021	145.0 ± 2.1		
16	0.00	521	72	0.14	3.73 ± 0.04	0.1133 ± 0.0009	1530.1 ± 14.1	1854 ± 16	17.47
17	0.00	324	247	0.78	4.55 ± 0.07	0.1160 ± 0.0017	1280.7 ± 17.6	1897 ± 26	32.49
18	0.00	1173	1401	1.23	40.19 ± 0.50	0.0515 ± 0.0012	158.4 ± 1.9		
19	0.44	1724	713	0.42	33.36 ± 0.38	0.0604 ± 0.0020	190.4 ± 2.2		
20	0.00	655	173	0.27	37.25 ± 0.50	0.0491 ± 0.0017	170.8 ± 2.3		
21	0.00	222	155	0.72	45.20 ± 0.88	0.0563 ± 0.0029	141.1 ± 2.7		
22	0.86	105	124	1.21	46.69 ± 1.60	0.0463 ± 0.0109	136.6 ± 4.6		
23	0.00	139	136	1.00	26.10 ± 0.69	0.0512 ± 0.0028	242.4 ± 6.3		
24	0.95	271	162	0.61	35.87 ± 0.67	0.0482 ± 0.0051	177.3 ± 3.3		
25	0.01	283	158	0.57	34.42 ± 0.63	0.0493 ± 0.0049	184.6 ± 3.4		
26	3.16	196	139	0.73	48.80 ± 1.13	0.0505 ± 0.0097	130.8 ± 3.0		
27	0.00	226	179	0.81	26.15 ± 0.37	0.0496 ± 0.0021	241.9 ± 3.4		
28	0.00	301	173	0.59	37.69 ± 0.56	0.0535 ± 0.0023	168.8 ± 2.5		
29	0.15	503	342	0.70	48.08 ± 0.62	0.0495 ± 0.0041	132.7 ± 1.7		
30	0.04	436	70	0.17	4.50 ± 0.05	0.1106 ± 0.0013	1292.8 ± 13.9	1810 ± 21	28.58
31	0.00	157	91	0.59	28.34 ± 0.59	0.0561 ± 0.0033	223.6 ± 4.6		
32	0.00	461	252	0.56	37.43 ± 0.56	0.0508 ± 0.0024	169.9 ± 2.5		
33	0.00	398	298	0.77	9.15 ± 0.13	0.0673 ± 0.0015	668.4 ± 8.7		
34	0.49	388	546	1.44	29.66 ± 0.54	0.0480 ± 0.0060	213.7 ± 3.9		
35	0.39	521	419	0.83	42.24 ± 0.68	0.0433 ± 0.0046	150.8 ± 2.4		
36	0.70	173	105	0.62	30.02 ± 0.58	0.0475 ± 0.0057	211.3 ± 4.0		
37	6.31	256	241	0.97	48.82 ± 1.05	0.0511 ± 0.0102	130.7 ± 2.8		
38	0.82	216	174	0.83	21.58 ± 0.38	0.0476 ± 0.0049	292.0 ± 5.0		
39	0.01	442	185	0.43	24.50 ± 0.33	0.0507 ± 0.0028	257.9 ± 3.4		
40	1.01	866	460	0.54	4.77 ± 0.07	0.1050 ± 0.0020	1228.1 ± 15.7	1715 ± 35	28.39
41	0.52	751	133	0.18	4.04 ± 0.05	0.1062 ± 0.0014	1424.5 ± 15.9	1736 ± 24	17.94
42	0.00	465	288	0.63	39.62 ± 0.55	0.0527 ± 0.0017	160.7 ± 2.2		
43	0.00	456	327	0.73	37.63 ± 0.52	0.0508 ± 0.0022	169.1 ± 2.3		
44	0.10	1254	656	0.54	37.76 ± 0.48	0.0540 ± 0.0021	168.5 ± 2.1		
45	0.39	306	70	0.24	3.87 ± 0.06	0.1104 ± 0.0017	1482.9 ± 19.7	1807 ± 27	17.93
46	0.80	163	129	0.81	21.43 ± 0.43	0.0467 ± 0.0052	293.9 ± 5.8		
47	0.00	343	248	0.74	35.46 ± 0.54	0.0519 ± 0.0023	179.3 ± 2.7		
48	0.00	273	178	0.67	36.41 ± 0.58	0.0534 ± 0.0025	174.7 ± 2.7		
49	0.00	258	93	0.37	22.11 ± 0.34	0.0549 ± 0.0024	285.2 ± 4.3		
50	0.00	531	429	0.83	35.65 ± 0.50	0.0561 ± 0.0021	178.3 ± 2.5		

表 5 (つづき).

Table 5 (continued).

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c$ ⁽³⁾ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ⁽¹⁾ (Ma)	Disc ⁽²⁾ (%)
51	0.82	218	96	0.45	34.02 ± 0.66	0.0458 ± 0.0049	186.8 ± 3.6		
52	0.00	338	54	0.16	3.17 ± 0.04	0.1177 ± 0.0011	1767.9 ± 18.6	1922 ± 17	8.02
53	6.15	132	62	0.48	33.25 ± 0.76	0.0582 ± 0.0087	191.0 ± 4.3		
54	0.00	256	142	0.57	35.75 ± 0.69	0.0548 ± 0.0026	177.8 ± 3.4		
55	0.00	189	112	0.61	33.53 ± 0.75	0.0573 ± 0.0036	189.4 ± 4.2		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

群は、古生代の高压変成岩や付加体を不整合に覆い、淡水成・汽水成の厚い砕屑岩類からなる下半部（和脇野亜層群）と、大量の安山岩質ないし流紋岩質な火山岩類を伴う上半分（下関亜層群）からなる（中江, 2010 など）。産出化石および凝灰岩中のジルコンのフィッシュトラック年代に基づき脇野亜層群はバランジニアン-オーテリビアンに、下関亜層群はアプチアン-アルビアンにおのおの対比されている。同亜層群の層相は、弧内盆地の湖沼-河川堆積物であることを示し、朝鮮半島南部の慶尚層群の東南方延長部と位置づけられている。

関門層群下部の脇野亜層群最上部の上部若宮層（オーテリビアン）、下関亜層群下部の塩浜層および同上部の筋ヶ浜層（アルビアン）の砂岩についても砕屑性ジルコン年代の測定がなされている（Aoki *et al.*, 2014）。上部若宮層の砂岩にはベルム紀・トリアス紀の砕屑性ジルコン粒子が大量に含まれ、上述の山中地溝帯白井層や領石層の同時代砂岩のものとよく類似する年代スペクトルをもつ（図 5）。一方、塩浜層と筋ヶ浜層の砂岩には、ベルム紀・トリアス紀のジルコンはきわめて少量含まれるのみで、白亜紀前期の粒子が大多数を占める。このような層序学的変化は上述の山中地溝帯や銚子地域の白亜系で観察された傾向と一致する。このように弧内盆地での変化と前弧域での変化が共通であることから、上述の白亜紀日本弧における後背地主要部での表層露出岩の変化、すなわち古期の花崗岩類の消滅と、白亜紀花崗岩露出

の顕在化という、白亜紀西南日本弧共通の経年変化を記録していると理解される。

3) 古期弧花崗岩帯の消滅

次に、(3) 関東山地北縁に産する跡倉クリッペおよび(4) 飛騨帯の白亜系砂岩がもつ砕屑性ジルコン年代スペクトルとの比較（図 5）を通して、白亜紀日本弧の堆積場について考察する。

中畑ほか（2015）は、群馬県下仁田地域の跡倉層と埼玉県小川地域の栃谷層から報告した砂岩の砕屑性ジルコン年代スペクトルを示し、ジルコン粒子のほぼ 1/3 ないし半分近くが原生代前期の粒子であることを明らかにした（図 5）。この年代スペクトルは、上述の関東、四国そして九州北部の白亜系砂岩がもつものとは大きく異なる。跡倉クリッペの白亜系は現在山中地溝帯の北方わずか 10 km の位置に産する（図 1）。最近、前者の跡倉層からバレミアンのアンモナイトの産出が報告され（生野ほか, 2016）、後者の石堂層と年代的に重複することが明らかになった。しかし、砕屑性ジルコン年代スペクトルが記録する堆積後背地の情報は、両者がもともと互いに大きく隔離したまったく異なる場で堆積したことを明示している。とくに跡倉クリッペの産状や随伴する古期花崗岩類の存在（藤本ほか, 1953; 高木, 2008; 佐藤ほか, 2015 など）も、それを強く支持する。

跡倉クリッペのものと類似する砕屑性ジルコン年代スペクトルをもつ本邦産白亜系砂岩は飛騨帯の手取層群および神通層群のものに限られる（図 5）。とくに原生代の粒子を大量に含む（中間ほ

表 6 LA-ICPMS による下部白亜系長崎鼻層砂岩 (試料 NAG) 中の碎屑性ジルコンの U-Pb および Pb-Pb 年代.

Table 6 U-Pb and Pb-Pb ages of detrital zircons from Cretaceous sandstone of the Nagasakihana Formation (Sample NAG) by LA-ICPMS.

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c^{(3)}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*^{(1)}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*^{(1)}$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (%)	Disc ⁽²⁾
1	1.36	1221	554	0.47	65.77 ± 0.95	0.0522 ± 0.0034	96.8 ± 1.4		
2	0.00	499	212	0.44	64.24 ± 1.32	0.0520 ± 0.0032	99.1 ± 2.1		
3	0.05	1264	1043	0.85	63.91 ± 1.05	0.0555 ± 0.0045	99.2 ± 1.6		
4	0.00	625	283	0.46	63.48 ± 1.21	0.0512 ± 0.0029	100.4 ± 1.9		
5	0.45	649	284	0.45	63.58 ± 1.22	0.0473 ± 0.0048	100.7 ± 1.9		
6	2.36	378	173	0.47	63.76 ± 1.53	0.0427 ± 0.0072	101.0 ± 2.3		
7	0.46	570	318	0.57	63.21 ± 1.43	0.0484 ± 0.0048	101.1 ± 2.3		
8	0.14	2025	1061	0.54	63.18 ± 1.18	0.0458 ± 0.0027	101.4 ± 1.9		
9	0.00	568	236	0.43	62.43 ± 1.14	0.0490 ± 0.0029	102.3 ± 1.9		
10	1.04	810	674	0.85	62.15 ± 1.17	0.0508 ± 0.0052	102.5 ± 1.9		
11	0.00	731	283	0.40	62.07 ± 1.14	0.0498 ± 0.0026	102.8 ± 1.9		
12	0.00	553	206	0.38	62.06 ± 1.03	0.0500 ± 0.0030	102.8 ± 1.7		
13	0.01	664	355	0.55	62.08 ± 1.24	0.0477 ± 0.0052	103.0 ± 2.0		
14	0.00	218	120	0.57	61.53 ± 1.66	0.0539 ± 0.0054	103.2 ± 2.9		
15	1.07	1134	560	0.51	61.44 ± 1.06	0.0549 ± 0.0043	103.2 ± 1.8		
16	0.00	515	244	0.49	61.51 ± 1.38	0.0477 ± 0.0033	104.0 ± 2.3		
17	0.83	492	167	0.35	61.63 ± 1.43	0.0435 ± 0.0047	104.3 ± 2.4		
18	0.56	652	236	0.37	61.56 ± 1.16	0.0427 ± 0.0040	104.4 ± 1.9		
19	0.46	433	183	0.43	61.08 ± 1.43	0.0446 ± 0.0052	105.1 ± 2.4		
20	0.00	539	391	0.74	60.64 ± 1.22	0.0468 ± 0.0026	105.4 ± 2.1		
21	0.00	904	347	0.39	60.51 ± 0.98	0.0481 ± 0.0021	105.7 ± 1.7		
22	0.24	829	340	0.42	60.07 ± 1.22	0.0534 ± 0.0037	105.7 ± 2.1		
23	1.10	313	195	0.64	59.70 ± 1.56	0.0576 ± 0.0082	105.8 ± 2.7		
24	0.08	368	154	0.43	60.29 ± 1.35	0.0429 ± 0.0057	106.1 ± 2.3		
25	0.96	1345	467	0.36	60.03 ± 1.03	0.0507 ± 0.0030	106.2 ± 1.8		
26	0.45	675	293	0.44	60.34 ± 1.05	0.0459 ± 0.0042	106.3 ± 1.8		
27	0.37	279	116	0.43	59.56 ± 1.63	0.0542 ± 0.0065	106.5 ± 2.9		
28	1.26	295	204	0.71	60.10 ± 1.50	0.0426 ± 0.0085	107.1 ± 2.5		
29	1.66	394	136	0.35	59.33 ± 1.25	0.0510 ± 0.0058	107.4 ± 2.2		
30	0.58	465	200	0.44	59.02 ± 1.36	0.0526 ± 0.0055	107.7 ± 2.4		
31	1.47	512	189	0.38	58.66 ± 1.05	0.0544 ± 0.0048	108.1 ± 1.9		
32	0.00	297	190	0.66	58.20 ± 1.52	0.0513 ± 0.0044	109.4 ± 2.9		
33	0.00	513	250	0.50	57.87 ± 1.27	0.0470 ± 0.0031	110.4 ± 2.4		
34	0.00	509	257	0.52	57.50 ± 1.17	0.0518 ± 0.0029	110.7 ± 2.3		
35	0.22	853	351	0.42	57.58 ± 0.98	0.0476 ± 0.0039	111.1 ± 1.9		
36	0.00	432	181	0.43	57.24 ± 1.51	0.0504 ± 0.0032	111.3 ± 3.0		
37	0.10	654	258	0.40	57.03 ± 1.14	0.0497 ± 0.0047	111.9 ± 2.2		
38	0.00	508	322	0.65	56.97 ± 1.05	0.0449 ± 0.0027	112.2 ± 2.0		
39	1.39	693	258	0.38	56.87 ± 1.05	0.0471 ± 0.0046	112.5 ± 2.0		
40	0.35	1247	492	0.40	56.43 ± 0.92	0.0491 ± 0.0028	113.1 ± 1.8		
41	0.00	441	200	0.47	55.60 ± 1.22	0.0527 ± 0.0034	114.3 ± 2.5		
42	0.00	245	189	0.79	55.59 ± 1.70	0.0431 ± 0.0039	114.9 ± 3.5		
43	0.32	355	141	0.41	55.24 ± 1.15	0.0469 ± 0.0051	115.9 ± 2.4		
44	1.00	410	149	0.37	55.32 ± 1.26	0.0410 ± 0.0054	116.5 ± 2.6		
45	0.58	408	159	0.40	54.62 ± 1.18	0.0417 ± 0.0052	117.6 ± 2.4		
46	1.16	151	98	0.66	54.43 ± 1.95	0.0439 ± 0.0105	118.0 ± 4.1		
47	0.94	275	185	0.69	53.29 ± 1.40	0.0457 ± 0.0093	120.3 ± 3.0		
48	0.00	332	188	0.58	52.52 ± 1.24	0.0479 ± 0.0031	121.6 ± 2.8		
49	0.00	565	459	0.83	47.73 ± 0.92	0.0502 ± 0.0028	133.4 ± 2.6		
50	0.00	969	180	0.19	35.36 ± 0.63	0.0484 ± 0.0016	179.8 ± 3.2		

表 6 (つづき).

Table 6 (continued).

grain nos.	$^{206}\text{Pb}_c^{(3)}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*^{(1)}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*^{(1)}$ (Ma)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}^{(1)}$ (%)	Disc ⁽²⁾
51	0.08	279	244	0.90	26.51 ± 0.61	0.0481 ± 0.0071	238.9 ± 5.1		
52	2.91	163	86	0.54	25.81 ± 0.72	0.0511 ± 0.0083	245.1 ± 6.6		
53	3.23	80	42	0.54	23.09 ± 0.68	0.0369 ± 0.0111	278.4 ± 7.9		
54	0.00	120	90	0.77	20.64 ± 0.46	0.0548 ± 0.0042	304.1 ± 6.8		
55	0.00	107	24	0.23	3.28 ± 0.07	0.1149 ± 0.0024	1699.7 ± 30.1	1880 ± 36	8.69
56	0.00	336	62	0.19	2.95 ± 0.04	0.1168 ± 0.0014	1876.9 ± 24.0	1908 ± 21	1.46
57	2.12	1839	1899	1.06	66.07 ± 1.36	0.0808 ± 0.0073	92.9 ± 1.9		
58	0.00	307	214	0.72	61.20 ± 1.68	0.0578 ± 0.0043	103.2 ± 2.9		
59	0.00	624	645	1.06	58.64 ± 1.22	0.0738 ± 0.0039	105.5 ± 2.2		
60	0.00	600	359	0.61	60.01 ± 1.27	0.0550 ± 0.0029	105.6 ± 2.3		
61	0.00	460	447	1.00	57.50 ± 1.02	0.0595 ± 0.0036	109.6 ± 2.0		
62	0.00	652	466	0.73	57.40 ± 1.19	0.0562 ± 0.0023	110.2 ± 2.3		
63	2.32	186	129	0.71	59.03 ± 1.79	0.0232 ± 0.0098	110.8 ± 3.1		
64	1.11	774	460	0.61	56.35 ± 0.96	0.0385 ± 0.0040	114.7 ± 1.9		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

(2) The degree of discordance for an analyzed spot indicates the chronological difference between the two ages determined by Pb-Pb and U-Pb methods, and is defined as $|1 - (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})| \times 100$ (%) (e.g., Biao *et al.*, 1996).

か, 2010; Kawagoe *et al.*, 2012; 竹内ほか, 2015) ことから, それらの後背地には原生代の結晶質基盤岩が広範に露出していたと考えられる。一方で白亜紀前期の花崗岩類由来の粒子も受けとっている, それらの堆積場は, 火山弧の大陸側に発達した弧内堆積盆地, あるいは背弧域でももっとも火山弧よりの堆積場であったと推定される。したがって, 跡倉クリッペの白亜系の初生的堆積場は, 飛騨帯と近縁な弧内盆地あるいは背弧盆地のなかでも海洋側の部分であったと判断される。これらが現在みるような山中地溝帯すなわち秩父果帯に近接した場までもたらされたのは, 白亜系堆積後の二次的な長距離移動の結果だったと推定される。このような火山弧を横断する方向で 100 km を越える大規模な地質体の長距離移動については, 中畑ほか (2015) が予察的に考察したので参照されたい。

もう一点, 注目すべきなのはオーテリビアンまでは広い露出をもっていたペルム紀の花崗岩類が, バレミアンを経てアプチアン以降では, ほとんど碎屑粒子を前弧域に供給しなくなったことである (図 4)。原生代ジルコンが流入しなくなっ

たことだけならば, 新規バソリス山地の隆起で説明が可能である (Aoki *et al.*, 2014)。しかし, その後の時代の砂岩にもペルム紀やトリアス紀ジルコンがほとんど含まれず, かつそれらの年代の花崗岩類自体が現在の日本列島の地殻にほとんど残存していないことを考慮すると, 少なくともかつて相当量存在したペルム紀・トリアス紀花崗岩類の大部分は, 白亜紀前期のある時期までに起きた何らかの過程によって日本列島の表層地殻から消去されたと考えざるをえない。

一方, 飛騨帯の白亜系砂岩についても, オーテリビアン伊月層堆積時に地表露出していたペルム紀花崗岩帯がアルビアンの内山層堆積時までにほぼ消失したこと, またトリアス紀花崗岩の方はアルビアンにおいてもなお広く露出していたことが明瞭に記録されている (図 5)。本研究で明らかになった同時代の前弧域砂岩のデータをあわせて考えると, 少なくともペルム紀花崗岩帯は白亜紀前期のなかでもバレミアン-アプチアン中頃 (130–120 Ma) にほぼ完全に消失したこと, 一方, トリアス紀花崗岩については少なくとも白亜紀中頃まではかなりの量が存続し, 背弧側へ碎

Sanchu graben

Choshi area

图 4

Fig. 4

屑物を供給したが、その後やはり大部分が消えたことが推測される。先に 1) 節で述べた地殻表層での削剝だけで、おのおのが数 km を越える厚さをもつ複数の花崗岩バソリスを消滅させるのは難しい。

この古期花崗岩体の消失に関して、日本列島の代表的顕生代砂岩の碎屑性ジルコン年代を測定した予察的データに基づき、中間ほか (2010), Isozaki *et al.* (2010), 鈴木ほか (2010), 磯崎ほか (2011) らは、白亜紀前期 (140–110 Ma) に大規模な構造浸食が起きて、先白亜紀弧地殻の大きな欠損が起きたと考察している。本研究結果は、このような白亜紀前期の後半から白亜紀中葉にかけて日本を含むアジア東縁でもっとも激しく効果的な構造浸食が起きたことを強く支持する。

4) 白亜紀日本の古地理

西南日本に産する下部白亜系砂岩のなかでも、飛騨帯の手取層群や神通層群の砂岩には、跡倉クリッペの砂岩と同様に原生代のジルコンが大量に含まれている (中間ほか, 2010; Kawagoe *et al.*, 2012; 竹内ほか, 2015; 図5)。この事実は、白亜紀前期の日本弧のなかでも、相対的に大陸側に位置していた堆積場には大陸内部由来の碎屑物が豊富に流入していたことを示している (図 6, 図 7)。一方で、同時代の弧内堆積盆地や前弧の堆積場には、それらはほとんど到達していない (Aoki *et al.*, 2012, 2014; 本研究)。この明瞭なコントラス

トは、少なくともオーテリビアン以降の日本に、大陸からの碎屑物流入をほぼ完全に阻害する規模の明瞭な地形的高まり (山地) が出現したことを物語っている。おそらく白亜紀前期の東アジア東縁に広域花崗岩バソリスが成長・隆起しはじめ、その隆起に伴って表層地殻の削剝状況が変わったのであろう。このような後背地の変化の結果として、同時代の前弧域や弧内盆地、また背弧側の堆積場へ供給される陸源粗粒碎屑物の種類の明瞭な差別化が起きたと考えられる。

上述の古地理上の変化は当時の生物相の分離にも関わったはずである。白亜紀前期の日本海側の手取層群と太平洋側の領石層から産する化石植物群集の間に、ほとんど共通種をもたない明瞭な差異が指摘されている (Kobayashi, 1941; 木村, 1985)。手取型群集はシベリア型群集に近く、温暖湿潤気候を、一方、領石型群集は中国南部や東南アジア型群集に近く、高温乾燥気候を示す。互いに異なる陸上植物群を隔てる大きな地形的障害があったことは確実で、本研究で得られた結果と合わせて整合的である。このような東アジアにおける白亜紀古生物地理区の観点からも、白亜紀前期バレミアンからアプチアンという時期は、アジア東縁の表層地殻構成の変化、とくに地形的障壁となりうる主要な隆起山地の出現時期として重要な意味をもつと考えられる。

過去に存在しながらも、その後に消失した地質

図 4 山中部溝帯および銚子地域の下部白亜系砂岩がもつ碎屑性ジルコンの年代スペクトル。

両地域の下部白亜系砂岩中の碎屑性ジルコンのほとんどは中生代のもので、古生代末ベルム紀の粒子が伴われる。一方、先カンブリア時代の粒子はすべての試料できわめてまれである。両地域に共通して、ジルコンの年代スペクトルに層序学的な変化が認められる。オーテリビアンからバレミアンの砂岩には、ベルム紀、トリアス紀およびジュラ紀のジルコン粒子がかなり含まれるのに対し、アプチアン–アルビアン–アルブの砂岩にはジュラ紀から前期白亜紀の粒子が優勢である。さらにアルビアンないしセノマニアン–アルブの砂岩にはほぼ白亜紀前期の粒子のみが卓越する。後背地に露出した表層地殻岩の構成が新規花崗岩類の卓越する状態へと順次変化したことを明瞭に記録している。

Fig. 4 Age spectra of detrital zircons from Lower Cretaceous sandstones in Sanchu graben and Choshi area, southern Kanto district.

Detrital zircons are dominated by Mesozoic grains with minimal amounts of Paleozoic grains, whereas Precambrian grains are extremely rare. A clear stratigraphic trend in age spectra is observed commonly in the two areas; Hauterivian–Barremian sandstones include many zircon grains of Permian, Triassic and Jurassic ages. Aptian–Albian sandstones are enriched in Jurassic to Early Cretaceous zircons, whereas Albian/Cenomanian sandstone is predominated solely by Early Cretaceous ones. This records clear change in surface-exposed crustal rocks of provenance into a regime more dominated by younger granitoids.

図 5 西南日本の白亜系砂岩の碎屑性ジルコン年代スペクトル (Aoki *et al.*, 2012, 2014; Kawagoe *et al.*, 2012; 竹内ほか, 2015; 中畑ほか, 2015) との比較.

山中部溝帯および銚子地域の白亜系砂岩の碎屑性ジルコンの年代スペクトルは、他地域の白亜紀前期前弧堆積体である四国中央部の領石層や、弧内盆地堆積した九州北部の関門層群の砂岩のものとよく一致する。一方、当時の火山弧よりの弧内盆地あるいは背弧で堆積した飛騨帯の手取層群や神通層群、さらには関東山地北縁の跡倉クリッペの白亜系砂岩のスペクトルは、大量の先カンブリア時代原生代の粒子を大量に含んでおり、まったく異なるパターンをもつ。弧をはさんで堆積域に供給された陸源碎屑物の構成が、大きく差別化されたことを記録している。

Fig. 5 Comparison of age spectra of detrital zircons with those of other coeval Cretaceous sandstones in SW Japan (Aoki *et al.*, 2012, 2014; Kawagoe *et al.*, 2012; Takeuchi *et al.*, 2015; Nakahata *et al.*, 2015).

The age spectra of Cretaceous sandstones of Sanchu graben and Choshi area are almost identical to those of coeval fore-arc/intra-arc sandstones in other areas of Japan; e.g., the Roseki Formation in central Shikoku and the Kanmon Group in northern Kyushu. In contrast, age spectra of coeval sandstones deposited on the continent-side of intra-arc basins and/or in back-arc domain, e.g., Tedor and Jinzu groups in the Hida belt and "Atogura klippe" in Kanto Mtn., have distinctly unique spectra with abundant Precambrian grains. This remarkable contrast records the remarkable differentiation in the composition of terrigenous clastics supplied into fore- and back-arc sides.

図 6 弧の模式断面。

火山弧をはさんで同時代の前弧、弧内および背弧の堆積場が存在する。弧-海溝系がもつ非対称の地質構造のなかで、それらの堆積場に供給される陸源碎屑物の組成も明瞭なコントラストを示す。

Fig. 6 Schematic profile of arc.

Diverse coeval sedimentary settings develop. Reflecting the asymmetrical geotectonic framework of an arc-trench system, the supply pattern of terrigenous clastics into these various settings shows a remarkable contrast.

図 7

Fig. 7

体の実態を地質学的に復元することは一般にきわめて困難である。しかし、本研究結果が示す通り、砂岩中の碎屑性ジルコン年代スペクトルは後背地の変化をきわめて敏感に反映するので、古地理の復元、とくに変動帯の造構堆積場の復元に大変有効である。最近の碎屑性ジルコン年代測定によって、白亜紀に東アジア東縁の陸弧をなしていた日本の古地理復元に新たな地質学的制限が加わったことの意義は大きい。ただし白亜紀日本より精密な古地理復元には、関東山地以外の白亜系砂岩について、さらに多数の碎屑性ジルコン年代の測定が不可欠である。

VII. ま と め

白亜紀の日本における陸源碎屑物の供給・堆積パターンを解明するために、関東地方南部の下部白亜系砂岩について碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を LA-ICPMS を用いて測定した。対象としたのは、秩父累帯に位置する山中地溝帯の下部白亜系（オーテリビアン白井層、バレミアン石堂層、およびアプチアン-アルビアン三山層）と銚子地域の下部白亜系（バレミアン海鹿島層、アプチアン犬吠埼層、およびその上位の長崎鼻層）である。その結果、以下の新知見が得られた。

1. 山中地溝帯および銚子地域の下部白亜系は、当時の前弧域で堆積したが、その砂岩

中には約 300–100 Ma の年代をもつ碎屑性ジルコンが卓越し、先カンブリア時代の粒子はごくわずかに限られる。現在、東西方向に約 130 km 離れた両地域に産する白亜系は、同じ後背地を共有していたことが確認された。

2. 両地域の白亜系に共通して、オーテリビアンからバレミアンの砂岩がペルム紀からジュラ紀の粒子が卓越する年代スペクトルをもつものに対して、上位のアルビアン以降の砂岩は、それらの粒子が少数化となり、かわって白亜紀前期の粒子が卓越する単調なスペクトルをもつ。後背地に露出した古期花崗岩体の露出/削剥状況の経年変化を記録している。
3. 両地域の白亜系砂岩中の碎屑性ジルコンがもつ上記の年代スペクトルおよびその経年変化の傾向は、西南日本の他地域で確認された同時代層（四国の秩父累帯に産する領石層、および本州西端・九州北部の長門-蓮華帯/秋吉帯/周防帯に産する関門層群脇野亜層群）のものと一致する。これらの白亜紀前期日本の前弧域および弧内盆地での堆積記録は、当時の東アジア東縁で広域に起きた新規火山弧地殻の成長/削剥の歴史を物語っている。

図 7 白亜紀日本弧の古地理における弧に関連した堆積場の相対的位置（磯崎ほか, 2011 から改変）。

白亜紀前期の日本では火山弧の海洋側（前弧）に領石-物部川層群や関東南部（山中地溝帯と銚子地域）の浅海成層が堆積した。関門層群（朝鮮半島南部の慶尚層群の東方延長）は弧内盆地として、また飛騨帯の手取・神通層群は背弧域で堆積した。関東山地北縁の跡倉クリッペの白亜系は初生的に手取・神通層群に近い場で堆積した（中畑ほか, 2015）。とくにバレミアン-アプチアンに火山弧の地形的隆起が顕在化し、おそらく若い白亜紀前期の弧花崗岩類が広域に表層露出したため、前弧域ではきわめて単調な年代スペクトルをもつ砂岩が堆積した。火山フロントの位置は山田・小井土（2005）に従う。

Fig. 7 Paleogeographic map of Cretaceous Japan arc with various arc-related sedimentary settings (modified from Isozaki *et al.*, 2011).

In Early Cretaceous Japan, shallow marine strata, such as Ryoseki-Monobegawa Group and Lower Cretaceous in Sanchu graben and Choshi area, were deposited in the fore-arc setting. On the other hand, in intra-arc/back-arc settings, coeval fresh-water/brackish strata were deposited; e.g. Kanmon Group in northern Kyushu (eastern extension of Gyeonsang Group in southern Korea) and the Tedori/Jinzu groups in the Hida belt, and Cretaceous strata of Atogura klippe in northern Kanto Mtn. (Nakahata *et al.*, 2015). A significant topographic relief appeared in the volcanic arc particularly in the Barremian-Aptian, which probably induced extensive surface exposure/erosion of Early Cretaceous arc granitoids to feed monotonous terrigenous clastics to fore-arc sandstones. The position of the Early Cretaceous volcanic front is after Yamada and Koido (2005).

4. オーテリビアンからバレミアンまで地表剝されてきたペルム紀-ジュラ紀花崗岩類の存在が、バレミアンからアプチアンにかけて砂岩記録に残らなくなったことは、おそらくバレミアン-アプチアンに東アジア東縁で大規模な構造浸食が起きたことを暗示する。
5. 白亜紀前期の火山弧の大陸側で堆積した飛驒帯の下部白亜系には大量の原生代砕屑性ジルコンが含まれ、上述の同時代の前弧・弧内堆積物と明瞭なコントラストをもつ。東アジア東縁では、弧バソリス帯が地表浸食されるレベルまで隆起し、大きな地形的障壁となったため、アジア大陸内部由来の陸源砕屑物の前弧域への流入が遮断されるようになったことを示唆する。

謝 辞

小河正基, 小宮 剛, 石川 晃, 河合研志ほか, 駒場地球科学セミナーの諸氏, ならびに岡山理科大学の青木一勝博士また横浜国立大学の山本伸次博士からは有益な議論を賜った。本研究には日本学術振興会の科学研究補助金 (no. 26106005, 代表: 磯崎) を用いた。

文 献

Aoki, K., Isozaki, Y., Yamamoto, S., Maki, K., Yokoyama, T. and Hirata, T. (2012): Tectonic erosion in a Pacific-type orogen: Detrital zircon response to Cretaceous tectonics in Japan. *Geology*, **40**, 1087-1090.

Aoki, K., Isozaki, Y., Kofukuda, D., Sato, T., Yamamoto, A., Maki, K., Sakata, S. and Hirata, T. (2014): Provenance diversification within an arc-trench system induced by batholith development: The Cretaceous Japan case. *Terra Nova*, **28**, 139-149.

新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洸・高橋武夫・武井規湖・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一 (1963): 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学研究. 地球科学, **64**, 18-31. [Arai, F., Hayama, Y., Hayashi, S., Hosoya, T., Ibe, H., Kanzawa, K., Kizaki, Y., Kim, G.J., Takahashi, K., Takahashi, T., Takei, K., Toya, K., Yamashita, N. and Yoshida, K. (1963): On the Atokura conglomerate in the Shimonita district, Gumma Prefecture. *Chikyu Kagaku (Earth Science)*, **64**, 18-31. (in Japanese with English abstract)]

Biao, S., Nutman, A.P., Dunyi, L. and Jiashan, W. (1996): 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the

Anshan area of Liaoning Province, northeastern China. *Precambrian Research*, **78**, 79-94.

Dickinson, W.R. and Suczek, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2164-2182.

Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J. and Shelley, J.M.G. (1998): Deposition and element fractionation processes of occurring during atmospheric pressure sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science*, **129**, 278-286.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (2014): *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, 1144p.

Hisada, K. and Arai, S. (1993): Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu sandstone, central Japan: Indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeocology*, **105**, 95-109.

久田健一郎・荒井章司 (1995): 白亜系銚子層群の砕屑性クロムスピネル. 地質学雑誌, **101**, 393-396. [Hisada, K. and Arai, S. (1995): Detrital chromian spinel in the Cretaceous Choshi Group. *Journal of Geological Society of Japan*, **101**, 393-396. (in Japanese with English abstract)]

藤本治義・渡部景隆・沢 秀生 (1953): 関東山地北部の押し被せ構造. 秩父自然科学博物館研究報告, **3**, 1-41. [Hujimoto, H., Watanabe, K. and Sawa, H. (1953): The nappe theory with reference to the northern part of the Kwanto-Mountainland. *Bulletin of the Chichibu Museum of Natural History*, **3**, 1-41. (in Japanese with English abstract)]

一瀬めぐみ・久田健一郎 (2008): 秩父帯中帯. 日本地質学会編: 日本地方地質誌 3 関東地方. 朝倉書店, 84-87. [Ichise, M. and Hisada, K. (2008): Middle subbelt of the Chichibu belt. in *Regional Geology of Japan 3. Kanto District* edited by Geological Society of Japan, Asakura Shoten, 84-87. (in Japanese)]

生野賢司・平野弘道・真野勝友・新井宏嘉・高木秀雄 (2016): 関東山地北縁部, 跡倉層におけるアンモナイト類に基づいた時代対比. 日本古生物学会第 165 回例会講演要旨集, P29. [Ikuno, K., Hirano, H., Mano, K., Arai, H. and Takagi, H. (2016): Age correlation using ammonoids from Atokura Formation in the northern margin of the Kanto Mountains, central Japan. *Abstract and Programs, 165th Regular Meeting of the Palaeontological Society of Japan*, P29. (in Japanese)]

磯崎行雄 (1985): 休場礫岩とその産状. 地質学雑誌, **91**, 535-551. [Isozaki, Y. (1985): Yasuba conglomerate and its mode of occurrence. *Journal of Geological Society of Japan*, **91**, 535-551. (in Japanese with English abstract)]

Isozaki, Y. (1996): Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *Is-*

- land Arc*, **5**, 289-320.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S. (2010): New insight into a subduction-related orogen: Re-appraisal on geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **18**, 82-105.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一 (2011): 活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史: 日本列島形成史アップデート. 地学雑誌, **120**, 65-99. [Isozaki, Y., Maruyama, S., Nakama, T., Yamamoto, S. and Yanai, S. (2011): Growth and shrinkage of an active continental margin: Updated geotectonic history of the Japanese Islands. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **120**, 65-99. (in Japanese with English abstract)]
- Isozaki, Y., Ehiro, M., Nakahata, H., Aoki, K., Sakata, S. and Hirata, T. (2015): Cambrian arc plutonism in Northeast Japan and its significance for the earliest arc-trench system of proto-Japan: New U-Pb zircon ages of the oldest granitoids in the Kitakami and Ou Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, **108**, 136-149.
- Ito, M. and Matsukawa, M. (1997): Diachronous evolution of third-order depositional sequences in the Early Cretaceous fore-arc basins: Shallow marine and paralic successions in the Sanchu and Choshi Basins, Japan. *Memoir Geological Society of Japan*, **48**, 60-75.
- Katsura, Y., Masuda, F. and Obata, I. (1984): Storm-dominated shelf sea from the Lower Cretaceous Chishi Group, Japan. *Annual Report of Institute of Geosciences, University of Tsukuba*, **10**, 92-95.
- Kawagoe, Y., Sano, S., Orihashi, Y., Obara, H., Kouchi, Y. and Otoh, S. (2012): New detrital zirconage data from the Tetori Group in the Mana and Itoshiro areas of Fukui Prefecture, central Japan. *Memoir of Fukui Prefectural Dinosaur Museum*, **11**, 1-18.
- 木村達明 (1985): 東アジアの古生代・中生代植物地理区. 科学, **55**, 717-724. [Kimura, T. (1985): Paleozoic and Mesozoic floral provinces in East Asia. *Kagaku (Science)*, **55**, 717-724. (in Japanese)]
- Kinoshita, O. (1995): Migration of igneous activities related to ridge subduction in Southwest Japan and the east Asian continental margin from the Mesozoic to Paleogene. *Tectonophysics*, **245**, 25-35.
- Kobayashi, T. (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Journal of Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Sec. 2*, **5**, 219-578.
- 小林貞一・井尻正二 (1936): 土佐國高知地方の中生層の層序と構造. 地学雑誌, **48**, 413-427. [Kobayashi, T. and Ijiri, S. (1936): Stratigraphy and geologic structure of the Mesozoic system in Kochi area, Tosa district. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **48**, 413-427. (in Japanese)]
- 小坂和夫 (1979): 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質学雑誌, **85**, 157-176. [Kosaka, K. (1979): Cretaceous and Post-Cretaceous faultings in the Northeastern Kanto Mountains. *Journal of the Geological Society of Japan*, **85**, 157-176. (in Japanese with English abstract)]
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski J., Soós, I. and Szepesi, J. (2015): Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, 52, DOI: 10.1007/s00410-015-1206-8.
- Maruyama, S. and Seno, T. (1986): Orogeny and relative plate motions: Examples of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, **127**, 305-329.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G. and Terabayashi, M. (1997): Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the Present. *Island Arc*, **6**, 121-142.
- 松川正樹 (1977): 山中“地溝帯”東域白亜系の地質. 地質学雑誌, **83**, 115-126. [Matsukawa, M. (1977): Cretaceous system in the eastern part of the Sanchu “Graben”, Kwanto, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **83**, 115-126. (in Japanese with English abstract)]
- 松川正樹 (1979): 山中“地溝帯”の白亜紀白井層に関する問題点. 地質学雑誌, **85**, 1-9. [Matsukawa, M. (1979): Some problems on the Cretaceous Shiroy Formation of the Sanchu “Graben”, Kwanto Mountainous, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 1-9. (in Japanese with English abstract)]
- Matsukawa, M. (1983): Straigraphy and sedimentary environments of the Sanchu Cretaceous, Japan. *Memoir of Ehime University, Ser. D*, **9**, 1-50.
- Mattinson, J.M. (1987): U-Pb ages of zircon: A basic examination of error propagation. *Chemical Geology*, **66**, 151-162.
- 中江 訓 (2010): 関門層群. 日本地質学会編: 日本地方地質誌 8 九州地方. 朝倉書店, 222-227. [Nakae, S. (2008): Kanmon Group. in *Regional Geology of Japan 8. Kyushu and Okinawa District* edited by Geological Society of Japan, Asakura Shoten, 222-227. (in Japanese)]
- 中畑浩基・磯崎行雄・小坂和夫・坂田修平・平田岳史 (2015): 関東山地北縁, 上部白亜系跡倉層・栃谷層の碎屑性ジルコン年代一飛驒帯と中央構造線南縁との弧横断方向の関連一. 地学雑誌, **124**, 633-656. [Nakahata, H., Isozaki, Y., Kosaka, K., Sakata, S. and Hirata, T. (2015): Detrital zircon age spectra of the Upper Cretaceous Atogura and Tochiya formations in the northern Kanto Mountains, SW Japan: Evidence of across-arc link to the Hida belt. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **124**, 633-656. (in Japanese with English Abstract)]
- Nakajima, T. (1993): The Ryoke plutonometamorphic belt: Crustal section of the Cretaceous Eurasian

- margin. *Lithos*, **33**, 5–66.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤 茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳 (2010): 日本列島の古地理学—碎屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷—. 地学雑誌, **119**, 1161–1172. [Nakama, T., Hirata, T., Otoh, S., Aoki, K., Yanai, S. and Maruyama, S. (2010): Paleogeography of the Japanese Islands: Age spectra of detrital zircon and provenance history of the orogen. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1161–1172. (in Japanese with English abstract)]
- Obata, I., Maiya, S., Inoue, Y. and Matsukawa, M. (1982): Integrated mega- and micro-fossil biostratigraphy of the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Bulletin of National Science Museum, Ser. C*, **8**(4), 145–179.
- 奥平敬元・隅田祥光 (2011): 領家帯に記録された東アジア東縁の白亜紀イベント. 地学雑誌, **120**, 452–465. [Okudaura, T. and Suda, Y. (2011): Cretaceous events at the eastern margin of East Asia recorded in rocks of the Ryoke Belt, SW Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **120**, 452–465. (in Japanese with English abstract)]
- Paces, J.B. and Miller, J.D. (1993): Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, **98**, B8, 13997–14013.
- 坂 幸恭・小泉 潔 (1977): 山中地溝帯東部の白亜系, 三山層の層序と古流系. 地質学雑誌, **83**, 289–300. [Saka, Y. and Koizumi, K. (1977): Paleocurrent of Turonian Sanyama Formation in the eastern part of the Sanchu graben, Kwanto Mountains, central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **83**, 289–300. (in Japanese with English abstract)]
- Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T. and Sano, Y. (2003): Large-scale displacement along the Median Tectonic Line, Japan: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating of granites and gneisses from South Kitakami and paleo-Ryoke belts. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 1019–1039.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015): 関東山地北縁部の異地性岩塊や礫岩に含まれる珪長質火成岩類の年代: 跡倉ナップ実像解明の歴史と今後の課題. 群馬県立自然史博物館研究報告, **19**, 69–94. [Sato, K., Shibata, K. and Uchiumi, S. (2015): Ages of felsic igneous rocks from the allochthonous blocks and conglomerates in the northern Kanto Mountains, central Japan: A history and future subjects of the genetical studies on the Atogura Nappe. *Bulletin of Gunma Museum of Natural History*, **19**, 69–94. (in Japanese with English abstract)]
- 鹿間時夫・鈴木茂樹 (1972): 千葉県銚子半島の地質—白亜系を中心として—. 横浜国立大学理科紀要, **II**, **19**, 133–157. [Shikama, T. and Suzuki, S. (1972): Stratigraphy and tectonic development mainly of Cretaceous formations of Choshi peninsula, Chiba prefecture. *Science Report, Yokohama National University, II*, **19**, 133–157. (in Japanese with English abstract)]
- 島村哲也・藤田和弘・猿渡ふみよ・松田将志・坂 幸恭 (2003): 関東山地東縁部の黒瀬川地帯—名栗断層帯. 地質学雑誌, **109**, 116–132. [Shimamura, T., Fujita, K., Saruwatari, F., Matsuda, M. and Saka, Y. (2003): Naguri Fault zone as the Kurosegawa Terrane in the eastern part of the Kanto Mountains, central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **109**, 116–132. (in Japanese with English abstract)]
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**, 207–221.
- 鈴木和恵・丸山茂徳・山本伸次・大森聡一 (2010): 日本列島の大陸地殻は成長したのか?—5つの日本が生まれ, 4つの日本が沈み込み消失した—. 地学雑誌, **119**, 1173–1196. [Suzuki, K., Maruyama, S., Yamamoto, S. and Omori, S. (2010): Have the Japanese Islands grown?: Five “Japan”s were born, and four “Japan” subducted into the mantle. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1173–1196. (in Japanese with English abstract)]
- 田切美智雄・森本麻希・望月涼子・横須賀 歩・Dunkley, D.J.・足立達朗 (2010): 日立変成岩類—カンブリア紀の SHRIMP ジルコン年代をもつ変成花崗岩質岩類の産状とその地質について—. 地学雑誌, **119**, 245–256. [Tagiri, M., Morimoto, M., Mochizuki, R., Yokosuka, A., Dunkley, D.J. and Adachi, T. (2010): Hitachi metamorphic rocks: Occurrence and geology of meta-granitic rocks with Cambrian SHRIMP zircon age. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 245–256. (in Japanese with English abstract)]
- 高木秀雄 (2008): 跡倉ナップ. 日本地質学会編: 日本地方地質誌 3 関東地方. 朝倉書店, 69–73. [Takagi, H. (2008): Atokura nappe. in *Regional Geology of Japan. 3. Kanto District* edited by Geological Society of Japan, Asakura Shoten, 69–73. (in Japanese)]
- 高木秀雄・柴田 賢 (2000): 古領家帯の構成要素と古領家—黒瀬川地帯の復元. 地質学論集, **56**, 1–12. [Takagi, H. and Shibata, K. (2000): Constituents of the Paleo-Ryoke Belt and restoration of the Paleo-Ryoke and Kurosegawa Terranes. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **56**, 1–12. (in Japanese with English abstract)]
- 高橋 浩 (2008): 西南日本内帯における前期白亜紀アダakitit 質火成活動とテクトニクス. 地球科学, **62**, 211–220. [Takahashi, Y. (2008): Early Cretaceous adakititic magmatism in the Inner Zone of Southwest Japan and its implications for tectonics. *Chikyū Kagaku (Earth Science)*, **62**, 211–220. (in

- Japanese with English abstract)]
- 武井睨朔 (1977): 山中地溝帯西域の白亜系. 地質学雑誌, **83**, 95-113. [Takei, K. (1977): Cretaceous system in the western part of the Sanchu graben, Kanto Mountains. *Journal of Geological Society of Japan*, **83**, 95-113. (in Japanese with English abstract)]
- 武井睨朔 (1980): 山中地溝帯東部白亜系砂岩の供給源と構造. 地質学雑誌, **86**, 755-769. [Takei, K. (1980): Petrography, provenance and deposition of the Cretaceous sandstones of the Sanchu graben, Kanto Mountains, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **86**, 755-769. (in Japanese with English abstract)]
- 竹内 誠・大川真弘・川原健太郎・富田 覚・横田 秀晴・常磐哲也・古川竜太 (2015): ジルコン年代からみた富山県北東部白亜系陸成層の再定義. 地質学雑誌, **121**, 1-17. [Takeuchi, M., Ohkawa, M., Kawahara, K., Tomita, S., Yokota, H., Tokiwa, T. and Furukawa, R. (2015): Redefinition of the Cretaceous terrigenous strata in the northeastern Toyama Prefecture based on U-Pb ages of zircon. *Journal of Geological Society of Japan*, **121**, 1-17. (in Japanese with English abstract)]
- 滝沢文教 (2008): 銚子付近の中生界. 日本地質学会編: 日本地方地質誌 3 関東地方. 朝倉書店, 127-130. [Takizawa, F. (2008): Mesozoic system near Choshi. in *Regional Geology of Japan 3. Kanto District* edited by Geological Society of Japan, Asakura Shoten, 127-130. (in Japanese)]
- 田代正之 (1985) 四国秩父帯の白亜系: 下部白亜系の横ずれ断層について. 化石, **38**, 23-35. [Tashiro, M. (1985): The Cretaceous system of the Chichibu Belt in Shikoku: On the Early Cretaceous lateral fault in the Chichibu Belt. *Kaseki (Fossil)*, **38**, 23-35. (in Japanese with English abstract)]
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J. and Kagami, H. (2005): Evidence for slab melt/mantle reaction: Petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan. *Lithos*, **79**, 179-206.
- Tsuchiya, N., Kimura, J. and Kagami, H. (2007): Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami Mountains, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 134-159.
- Tunheng, A. and Hirata, T. (2004): Development of signal smoothing device for precise elemental analysis using laser ablation-ICP-mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **19**, 932-934.
- 内田信夫 (1962): いわゆる跡倉クリッペ群について—群馬県下仁田付近の地質 その3. 成蹊論叢, **2**, 1-15. [Uchida, N. (1962): On the "Atokura Klippes"—Geological studies of the Shimonita District, Gumma Prefecture, part 3. *Seikei Ronso*, **2**, 1-15. (in Japanese with English abstract)]
- Williams, I.S. (1998): U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. in *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* edited by McKibben, M.A., Shanks, W.C.P. and Ridley, W.L., *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1-35.
- 山田直利・小井土由光 (2005): 濃飛流紋岩の分布, 基盤, 年代および岩相の特徴. 地団研専報, **53**, 15-28. [Yamada, N. and Koido, Y. (2005): Nohi Rhyolite: Distribution, basement rocks, ages and lithologic features. *Monograph of Association of Geological Collaboration in Japan*, **53**, 15-28. (in Japanese with English abstract)]
- Yokoyama, K. (1987): Ultramafic rocks in the Kurosegawa tectonic zone, southwest Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **82**, 319-335.