兵庫県南東部, 川西–猪名川地域の超丹波帯と丹波帯*

Ultra-Tamba and Tamba terranes in the Kawanishi–Inagawa area, southeastern part of Hyogo Prefecture, Southwest Japan

菅森義晃^{1,2,3} 小泉奈緒子³
竹村静夫⁴

Yoshiaki Sugamori^{1,2,3},
Naoko Koizumi³ and Shizuo Takemura⁴

2012年2月2日受理.

2012年4月23日受理.

* 日本地質学会第119年学術大会(2012年・大阪)
巡検(B班)案内書

¹ 大阪市立自然史博物館
Osaka Museum of Natural History, 1-23,
Nagaikouen, Higashisumiyoshi-ku, Osaka
546-0034, Japan

² 本部半島ジオパーク推進協議会
Motobu Peninsula Geopark Council, c/o Mo-
tobu Town Museum, Ohama 874-1, Motobu-
cho, Kunigami-gun, Okinawa 905-0212, Ja-
pan

³ 大阪市立大学大学院理学研究科地球学教室
Department of Geosciences, Graduate School
of Science, Osaka City University, Osaka
558-8585, Japan

⁴ 兵庫教育大学自然系地学教室
Geoscience Institute, Hyogo University of
Teacher Education, Hyogo 673-1494, Japan

Corresponding author: Y. Sugamori,
sugamori@sci.osaka-cu.ac.jp

概要

兵庫県南東部の川西–猪名川地域に分布する超丹波帯は、ペルム紀の地層を不整合に覆う中生界と考えられていた。しかし、近年、この地域の超丹波帯が2つの構造層序单元(国崎コンプレックスと猪名川コンプレックス)に区分されることが明らかとなり、岩相、年代および地質構造からペルム紀の付加複合体と解釈されるようになった。本巡検では、川西–猪名川地域の超丹波帯および丹波帯の主要岩相を観察し、超丹波帯を通してペルム紀の日本列島のテクトニクスについて考えたい。また、上述したように本地域の超丹波帯は中生界として認識され、その上で丹波帯の上位にあるクリッペと解釈されてきた。本巡検において、本地域のペルム紀地質体としての超丹波帯が丹波帯の構造上位にあるクリッペであることを再確認したい。

Keywords

猪名川層群, 猪名川コンプレックス, 国崎コンプレックス, 高槻層, 味間層, 箕面コンプレックス, 付加複合体, ペルム紀, ナップ, 放散虫
Inagawa Group, Inagawa Complex, Kunisaki Complex, Takatsuki Formation, Ajima Formation, Minoo Complex, accretionary complex, Permian, nappe, radiolaria

地形図

1:25,000 「広根」「妙見山」

見学コース

9:30 新大阪駅出発→止々呂美→知明湖(一庫ダム)→伏見台・内馬場→東畦野→多田→17:00 新大阪駅解散

見学地点

- Stop 1 (34°52'40.2"N, 135°27'26.8"E) 超丹波帯猪名川コンプレックスの赤色・緑色珪質泥岩層
Stop 2 (34°52'58.6"N, 135°27'38."E) 超丹波帯猪名川コンプレックスの砂岩泥岩互層
Stop 3 (34°53'46.1"N, 135°28'33.3"E) 超丹波帯猪名川コンプレックスの破断砂岩泥岩層
Stop 4 (34°55'8.5"N, 135°25'19.6"E) 超丹波帯猪名川コンプレックスと国崎コンプレックスの境界断層と国崎コンプレックスの苦鉄質岩
Stop 5 (34°55'21.4"N, 135°23'50.2"E) 超丹波帯国崎コンプレックスのペルム系砕屑岩
Stop 6 (34°53'22.1"N, 135°24'20"E) 超丹波帯猪名川コンプレックスの珪長質凝灰岩
Stop 7 (34°51'34.4"N, 135°24'12"E) 丹波帯箕面コンプレックスの岩相

はじめに

超丹波帯は Caridroit et al. (1985) によって設定されたペルム紀の碎屑岩を主体とする地帯である。その後、Ishiga (1986) や Ishiga (1990) によって再定義された。また、木村 (1988) や栗本・牧本 (1990) によって、京都府福知山～綾部地域の超丹波帯のユニット区分が提案されている。超丹波帯に相当する地質体は中国、近畿および北陸地方の西南日本内帯だけでなく、東北日本、さらには極東ロシアにまで分布することが確認されており (矢野ほか, 1993; Kojima et al., 2000; 丹羽 ほか, 2003; 鈴木・桑原, 2003; Nakae and Kurihara, 2011), 本地帯は東アジア東縁部の形成過程を明らかにする上で有益な情報を保持している。

超丹波帯を構成する地質体の多くは、ペルム紀中世～新世の付加複合体と解釈されている (木村, 1988; Ishiga, 1990 など)。さらに、Ishiga (1990) はこれら超丹波帯のペルム紀地質体を不整合に覆う猪名川層群 (上部ジュラ系) を設定したが、猪名川層群やこれに相当するとされた地質体は、超丹波帯に帰属するペルム紀の付加複合体や地質体として現在では認識されている (菅森, 2006, 2009a; Sugamori, 2011)。これらの地質体は丹波帯の構造的上位のクリップとして分布しており、超丹波帯が丹波帯に衝上したことを示している。

本見学コースを含む兵庫県南東部の川西—猪名川地域 (Fig. 1) は猪名川層群の模式地とされていた。しかし、近年、菅森 (2009a) は本地域の超丹波帯を再区分し、ペルム紀の付加複合体と解釈している。本見学旅行では本地域の超丹波帯の主要岩相や放散虫化石産出地点を見学する。さらには丹波帯の岩相も紹介した上で、超丹波帯が丹波帯の構造的上位のナップであることを強調したい。

超丹波帯の概要と猪名川層群設定の経緯

本項では超丹波帯の研究史を通して、その概要を述べる。特に猪名川層群の設定経緯からその現状については詳述する。

超丹波帯を構成するペルム系碎屑岩類の存在が明らかになったのは、Ishiga (1985) が福井県西部の赤礁崎地域の堅海層および大飯地域の大飯層の泥岩からペルム紀の放散虫化石を報告したことに始まる。舞鶴帯と丹波帯の間に分布するこれらのペルム系は、舞鶴市から綾部市にかけての地域でも確認され、岩相層序・地質構造・放散虫化石の特徴からみて、舞鶴帯・丹波帯のいずれにも帰属させ難いことから、Caridroit et al. (1984) によりⅢ型地層群 (原文では Unit 3) とされた。Caridroit et al. (1985) はこのⅢ型地層群を併記しつつ、これを超丹波帯と命名した。また、Caridroit et al. (1985) は超丹波帯から中生代に特徴的な放散虫である *Nassellaria* の産出を報告し、超丹波帯の形成年代が中生代初期にわたる可能性を指摘したが、化石写真が掲載されておらず不明確である。

その後、超丹波帯は Ishiga (1986) によって構造的低位より氷上層からなる UT1 亜帯および大飯層からなる UT2 亜帯に区分された。氷上層は当初、超丹波帯の構造的低位に位

置する丹波帯の見かけ最上部を構成する“緑色砂岩”として認識されていた (Caridroit et al., 1985)。しかし、栗本・木村 (1985) や栗本 (1986)、木村 (1988) によって、京都府西部の福知山地域および綾部地域の氷上層の泥岩からペルム紀放散虫に類似した形の化石の産出が報告されたことから、超丹波帯に帰属させられるようになった (Ishiga, 1986)。さらに、Ishiga (1986) は上述した舞鶴および小浜周辺地域 (兵庫県中東部の青垣地域、兵庫県南西部の福崎地域および山崎地域) 以外にも超丹波帯に相当する地層が分布していることを明らかにした。

兵庫県西部～岡山県東部の上月—美作地域では、Pillai and Ishiga (1987) が上月—龍野帯 (上郡帯) の上月層からペルム紀中世の放散虫化石の産出を報告し、年代および放散虫化石相が超丹波帯の大飯層に類似するとした。上月層は苦鉄質岩、チャート、石灰岩および碎屑岩からなり、後に UT3 亜帯を構成する地層として超丹波帯に帰属させられることになる (Ishiga, 1990)。また、上月層については構造地質学検討が精力的になされた (竹村・鈴木, 1996; Takemura, 1997; 竹村ほか, 2009)。山崎地域と兵庫県西部の安富地域では石賀・楠 (1986) が氷上層相当層の“緑色砂岩”について記載し、強い変形を受けていることを明らかにした。超丹波帯の砂岩については、楠・武蔵野 (1990) や楠・武蔵野 (1991)、鈴木 (1992) が堆積岩岩石学的特徴を記載している。また、砂岩の化学組成は鈴木 (1992) および宮地ほか (2005) に掲載されている。

京都府綾部地域では、木村 (1988) が超丹波帯を構造的低位より南帯、中帯および北帯に区分し、それぞれ口上林層、十倉層および淵垣層から構成されるとした。口上林層は碎屑岩を主体とし、“緑色砂岩”に特徴付けられ、十倉層は碎屑岩層からなり、淵垣層はチャートおよび碎屑岩を含む地質体とされ、それぞれ、ペルム紀～三畳紀の付加複合体、ペルム紀の海溝斜面堆積物、ペルム紀新世の付加複合体と解釈されている (木村, 1988)。淵垣層および十倉層の年代については、菅森 (2009a) が問題点を指摘しており、木村 (1988) による超丹波帯の形成過程に関する解釈は再検討を必要としている。

京都府西部の福知山地域では、栗本・牧本 (1990) が木村 (1988) の区分を踏襲し、超丹波帯を高津層、榎原層および石場層に区分し、それぞれ南帯、中帯および北帯に入れた。一方で、Ishiga (1990) は、超丹波帯を構造的低位より UT1 亜帯、UT2 亜帯および上月層からなる UT3 亜帯に再定義した。Ishiga (1990) と木村 (1988) の区分を比較すると、超丹波帯を 3 つの亜帯に区分している点と氷上層を構造的最低部の亜帯に含めている点は共通するが、最も北側の亜帯 (UT3 亜帯と北帯) の分布について見解の相違が見られる (竹村・鈴木, 1996)。

兵庫県中東部の篠山地域では、石賀ほか (1987) が碎屑岩からなる高城山層および新莊層 (坂口, 1959) の一部を高城山層と味間層に再定義し、これらの岩相や砂岩の鉱物組成、構造的関係 (丹波帯の構造的上位にあること) に基づいて両層を超丹波帯に含めた。また、彼らは川西—猪名川地域の山

Fig. 1. (A): Distribution of tectonic units in the Inner Zone around the Kinki district. (B): Map showing the approximate distribution of tectonostratigraphic and lithostratigraphic units of the Ultra-Tamba and Tamba terranes around the Tamba area. District name of 1/50,000 geological sheet map. (modified from Sugamori and Kametaka, 2011).

下シンフォーム(後述)にも味間層に類似した地層の分布を報告している。戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は篠山地域西部の味間層を再検討し、上滝層およびその上位の味間層に再区分した。そして、上滝層が砂岩の鉱物組成から氷上層に対比されること、および味間層から中生代に特徴的な放散虫である *Nassellaria* が産出したことを報告し、さらに味間層と上滝層との関係を堆積接触関係とした。なお、高城山層は後に丹波帯構成層として扱われ、ジュラ紀の海溝斜面堆積物と解釈されている(栗本, 1992)。

篠山地域の“中生代味間層”の存在、および京都西山地域での高槻層(味間層相当とされる)からのジュラ紀新世の放散虫化石の産出報告(安養寺ほか, 1987)を受けて、Ishiga(1990)は氷上層を不整合に覆う地質体として川西-猪名川地域に猪名川層群を設定し、同地域東方の京都西山地域の高槻層(Ishiga, 1990 では出灰層として記述されている)および篠山地域の味間層を猪名川層群に含めた。この猪名川層群は、Ishiga(1990)の本文の記述に基づけば、超丹波帯に帰属するかどうか不明瞭であるが、全体の文章構成、地帯区分図に基づけば、超丹波帯に帰属している。石賀ほか(1987)では、味間層は超丹波帯として扱われている記述が見られる。その後、猪名川層群およびその相当層は超丹波帯に含められている(栗本ほか, 1993; 松浦ほか, 1995 など)。

楠・武蔵野(1991)は、これら猪名川層群相当層を非丹波層群 b 層とし、砂岩がわずかに海緑石を含むこと(再堆積であっても海溝より浅い場で堆積したことを示唆)、珪長質・中間質火山岩片を多量に含んでいること、砂岩が石灰質であること、チャートや苦鉄質岩をほとんど含んでいないこと、凝灰質な部分が認められることから、これらの地層が島弧縁辺部の前弧盆的位置に堆積したと考えた。楠・武蔵野(1991)が記載した事象から海溝より浅い前弧盆的位置に堆積したという考えが成り立つかどうかは不明確であるが、これらに基づいて、Nakae(1993)や栗本(1994)はこの猪名川層群相当層(高槻層および味間層)をジュラ紀の前弧海盆堆積物と見なしている。なお、Nakae(1993)は京都西山地域に超丹波帯に帰属する浄土谷コンプレックスを設定したが、後にこの地質体の大部分は丹波帯の本山寺コンプレックスに帰属することになる(宮地ほか, 2005; 菅森, 2006)。菅森・八尾(2004)は、浄土谷コンプレックスの年代の根拠となっていたベルム紀新世の珪質泥岩を、超丹波帯の UT2 ユニットに対比し、高槻層とは異なる層序単位として仮設定した。しかし、後に高槻層の泥岩や珪長質凝灰岩からベルム紀の放散虫化石が産出したこと(菅森, 2004; 菅森, 2006)から、宮地ほか(2005)や菅森(2006)は、この珪質泥岩を高槻層に含めている。

超丹波帯、特に猪名川層群の形成史については、上述した Ishiga(1990)や Nakae(1993)、栗本(1994)などによって 1990 年代前半までにまとめられたが、楠(1994)は安養寺ほか(1987)の報告に対して、①ジュラ紀新世の放散虫とされた化石が有孔虫化石であること、②その化石が産出した露頭の泥岩から三畳紀新世の放散虫化石が産出すること、③その露頭が高槻層に含まれないこと、を明らかにし、猪名川層群の年代だけでなくその造構的位置付けについて問題が生じ

た。さらに、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)の味間層に関する報告についても、化石が産出した露頭および産出した化石写真が明らかにされていないだけでなく、上滝層との関係を堆積接触関係とした証拠(露頭位置やその露頭状況)も明らかになっていない。猪名川層群の模式地の川西-猪名川地域では、「広根地域の地質」(松浦ほか, 1995)が刊行され、その中で超丹波帯は長尾山層およびその構造的上位の山下層に区分された。長尾山層からは *Nassellaria* の産出が報告されていたが、化石写真は掲載されていない(松浦ほか, 1995)。その後、山下層の珪長質凝灰岩および泥岩からはそれぞれベルム紀中世および新世の放散虫化石が産出し、川西-猪名川地域においても丹波帯の構造的上位に超丹波帯のベルム系砕屑岩がのっていることが明らかになった(楠ほか, 1997; 菅森, 2009a)。

このような状況の中、菅森・八尾(2004)は京都西山地域の高槻層から三畳紀中世の放散虫化石の産出を報告したが、それは後に高槻層とは異なる地層(島本層)からの産出に改められている(菅森, 2006)。宮地ほか(2005)は高槻層の砂岩に含まれる砕屑性ジルコンのフィッシュトラック年代測定を行い、 157 ± 6 Ma という結果を得たが、彼らはその年代が堆積後の熱的変動によってリセットされた可能性があるとして、高槻層の堆積年代については不明であるとした。菅森(2006)などは高槻層の珪長質凝灰岩や珪質泥岩などの砕屑岩からベルム紀新世の放散虫化石を報告し、高槻層の堆積年代をベルム紀新世と考え、菅森(2009a)は高槻層をベルム紀新世の付加複合体と解釈した。さらに、川西-猪名川地域において、菅森(2009a)は当地域の岩相、年代および地質構造を検討し、超丹波帯を国崎コンプレックスとその構造的下位の猪名川コンプレックスに区分し、それらをベルム紀中世～新世の付加複合体と解釈した。川西-猪名川地域の研究史の詳細については後述する。

一方、篠山地域の味間層においても中生代に特徴的な放散虫である *Nassellaria* が産出していた(戸倉・高城山団体研究グループ, 1987; 栗本ほか, 1993)が、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)が報告したものについては、上述したように産出露頭も産出した化石写真も明らかにされておらず不明であり、栗本ほか(1993)のものについては、保存が悪く中生代を示す化石かどうか不明確であることが指摘されている(楠ほか, 1997; 宮地ほか, 2005; Sugamori, 2011)。また、高城山団体研究グループ(1993)は栗本ほか(1993)が味間層とした泥岩から三畳紀中世の放散虫化石の産出を報告したが、これは味間層の構造的な上滝層のものと現在では認識されている(菅森, 2008)。味間層の珪長質凝灰岩および砕屑岩と整合関係の珪質泥岩からは、ベルム紀新世の放散虫化石が産出しており、味間層の年代はベルム紀新世 Changhsingian 前期とされている(菅森, 2009b; Sugamori, 2011)。味間層の堆積年代がベルム紀新世であること、および上滝層の堆積年代が三畳紀中世とされていること(菅森, 2008)から、味間層は上滝層に衝上していると判断されている(Sugamori, 2011)。

以上のことから Ishiga(1990)によって設定された猪名川

Fig. 2. Tectonostratigraphic and stratigraphic subdivision for pre-Cretaceous strata in the Kawanishi-Inagawa area by Sugamori (2009a), compared with those proposed by Sakaguchi (1961), Ishiga (1990), and Matsuura et al. (1995). The relationship between each unit is the fault contact except for that in Sakaguchi (1961).

層群やその相当層はジュラ紀の地層ではなく、ペルム紀の付加複合体であることが明らかとなっている(菅森, 2006, 2009a, 2009b; Sugamori, 2011)。

川西-猪名川地域の超丹波帯・丹波帯の研究史

川西-猪名川地域周辺の先白亜系の先駆的研究は Sakaguchi (1961) によってなされた。Sakaguchi (1961) は本地域の先白亜系に向斜(山下向斜: Sakaguchi, 1961)を見出し、山下向斜の南翼では下位から箕面層、長尾山層、山下層に、北翼では下位から逢坂峠層、明月峠層、国崎層、長尾山層、山下層に先白亜系を区分し (Fig. 2)、上部古生界とした。その後、Ishiga (1990) はおおそ国崎層および長尾山層に相当する部分を猪名川層群と命名し、上部ジュラ系として扱った。この猪名川層群の年代根拠は前述した通りである。楠・武蔵野 (1991) は山下層および長尾山層の砂岩組成を検討し、京都西山地域の高槻層および篠山地域の味間層の砂岩と同質であることを示した。

松浦ほか (1995) は川西-猪名川地域の先白亜紀地質体を構造的な下位から丹波帯箕面コンプレックス、超丹波帯長尾山層および山下層に区分した (Fig. 2)。山下層は泥岩を主体とし、砂岩が数 cm の薄層として泥岩中に認められるという岩相的特徴を示し、長尾山層は砂岩に富み、チャートや緑色岩を含むとされた (松浦ほか, 1995)。長尾山層からは Nassellaria 目の放散虫化石が報告されており、中生界とされた (松浦ほか, 1995) が、相次ぐペルム紀中世～新世の放散虫化石の発見により、化石産出地点を含む地質体の碎屑岩の年代はペルム紀中世～新世とされている (菅森, 2009a)。山下層からは、楠ほか (1997) によって珪長質凝灰岩からペルム紀中世後期～新世、泥岩からペルム紀新世を示す放散虫化石が報告された。

菅森 (2009a) は本地域の超丹波帯を国崎コンプレックスお

よびその構造的な下位の猪名川コンプレックスの2つに区分した。国崎コンプレックスは Sakaguchi (1961) の国崎層、猪名川コンプレックスは山下層・長尾山層にほぼ相当する (Fig. 2)。菅森 (2009a) が山下層および長尾山層を同一の構造層序単元に含めたのは、①碎屑岩において上述したような大きな岩相的差異が認められなかった、②長尾山層に含められていたチャートや苦鉄質岩が超丹波帯国崎コンプレックスや丹波帯に帰属するものとみなされた (菅森, 2009a, 私信)、③不整合関係を推定するような野外事実および年代間隔も認められなかった、ためである。なお、宮地ほか (2005) は、長尾山層に対比される高槻層と山下層の中粒砂岩とはその組成が見かけ上かなり異なっていると記述している。そのため、菅森 (2009a) は猪名川コンプレックスが砂岩組成に基づいて細分される可能性があることを指摘している。

丹波帯については、箕面コンプレックスの泥岩からジュラ紀の放散虫化石の産出が報告されている (松浦ほか, 1995) が、より詳細な年代は不明である。松浦ほか (1995) の報告以外では、泥岩から三葉虫化石、石灰岩からフズリナ化石の産出報告がある (小熊, 1982; Kobayashi and Hamada, 1985; 藤本, 1950)。隅田ほか (2011) は、余野川河床の苦鉄質岩の化学分析を行い、そのスパイダー図のパターンが海洋島玄武岩のそれに類似していることを示した。

全体の地質構造について、当初 Sakaguchi (1961) や松浦ほか (1995) などは兵庫県川西市山下付近に軸をもつ山下向斜や山下シンフォームを設定していたが、アンチフォームを挟んで、より北側の黒川付近にもシンフォームが認められることが明らかとなった (松浦ほか, 1995; 菅森, 2009a)。このシンフォームは黒川シンフォームと命名された (菅森, 2009a)。

Fig. 3. Geological map and geological cross section of the Kawanishi-Inagawa area.

Fig. 3. Continued.

地質概説

川西-猪名川地域の先白亜紀地質体は構造的上位の超丹波帯と構造的下位の丹波帯から構成され (Fig. 3), 両者は断層で接する。

超丹波帯は構造的上位の国崎コンプレックスと構造的下位の猪名川コンプレックスからなる。国崎コンプレックスは碎屑岩からなる整然相～破断相および苦鉄質岩類やチャート、砂岩の岩塊を含む混在相を呈する。珪長質凝灰岩からペルム紀新世最前期、泥岩から新世前期を示す放散虫化石が産出する。猪名川コンプレックスは碎屑岩を主体とする破断相～整然相であり、珪長質凝灰岩を頻繁に含む。珪長質凝灰岩からはペルム紀中世後期および新世中期、泥岩からペルム紀新世中期を示す放散虫化石が産出する。両コンプレックスは断層で境される。

丹波帯は山下シンフォーム南翼では箕面コンプレックスから構成され、砂岩、泥岩、チャート、石灰岩、苦鉄質岩類からなる混在相が主体である。一方、黒川シンフォーム北翼の丹波帯は田能コンプレックス (宮地ほか, 2005) から構成されると筆者の菅森はみている。

これらの先白亜紀地質体はシンフォームを形成しており、研究地域南部に山下シンフォーム、北部に黒川シンフォームがある。これらのうち黒川シンフォーム軸部にのみ国崎コンプレックスが分布している。先白亜紀地質体は南北方向、北東-南西、東北東-西南西～東西方向および西北西-東南東方向の断層によって切られている。南北方向に流紋岩質および安山岩質の岩脈に貫入されている。なお、研究地域の先白亜紀地質体は白亜紀深成岩類などにより部分的に接触変成作用を受け、ホルンフェルスとなっており、特に研究地域北部および東部で顕著である。これらは不整合で新生界に覆われる。

国崎コンプレックス

名称は Sakaguchi (1961) の国崎層に由来し、菅森 (2009a)

は同層を国崎コンプレックスとして再定義した。模式地は兵庫県川西市国崎南方～大阪府豊能郡能勢町下田尻の田尻川であり、地質図 (Fig. 3) に示した範囲において東西方向に約 11 km、南北方向に約 3 km 分布する。白亜紀以降の東西方向の断層で切られているが、見かけの層厚は少なくとも 800 m は見積もられる。見かけ下位から苦鉄質岩類、チャート、砂岩を岩塊として含む泥岩 (模式地付近で見かけの厚さ約 300 m)、砂岩泥岩互層 (同じく約 400 m)、苦鉄質岩類、チャート、砂岩を岩塊として含む泥岩 (民田南方付近で見かけの厚さ約 100 m) の順に積み重なっている。国崎コンプレックスは礫岩、砂岩、泥岩、珪長質凝灰岩、チャートおよび苦鉄質岩類を含んでいる。

猪名川コンプレックス

名称は Ishiga (1990) の猪名川層群に由来し、菅森 (2009a) によって猪名川コンプレックスとして再定義された。大阪府箕面市の余野川河床が模式地とされる。地質図 (Fig. 3) に示した範囲において黒川シンフォーム南側では、東西方向に約 11 km、南北方向に約 6 km、黒川シンフォーム北側では、東西方向に約 3 km、南北方向に約 2 km 分布する。黒川シンフォーム北側の分布については接触変成作用の影響を強く被っている。猪名川コンプレックスの見かけの層厚は、少なくとも 2000 m は見積もられている。本コンプレックスは見かけ下部では、整然相からなる部分 (見かけの厚さ数 10～400 m) と破断相 (珪長質凝灰岩岩塊を含む破断砂岩泥岩層) からなる部分 (見かけの厚さ 200～250 m が主体) が繰り返す。これらの側方への連続性が良い。また、見かけ上部ほど、破断砂岩泥岩層が卓越する。構成岩石は礫岩、砂岩、泥岩、珪質泥岩および珪長質凝灰岩である。

見学地点

Stop 1 超丹波帯猪名川コンプレックスの赤色・緑色珪質泥岩層

[地形図] 1 : 25,000 「広根」

Fig. 4. A, B: Outcrop photographs of red and green siliceous mudstone in the Inagawa Complex at Stop 1. The length of pen in B is 15 cm. C, D: Photomicrographs of siliceous mudstone including many radiolarian skeletons. Crossed polar and plane light, respectively. E, F: Photomicrographs of siliceous mudstone including clastic grains. Crossed polar and plane light, respectively.

〔位 置〕 34°52'40.2"N, 135°27'26.8"E

〔解 説〕 本露頭では猪名川コンプレックスの赤色～緑色珪質泥岩層を観察する (Fig. 4.A)。側方への連続性に関して、本露頭の西方にいたっては露頭を確認できないが、赤色泥岩

の転石が数か所で認められる。東方にはおよそ 400 m にわたって追跡可能である。周囲の碎屑岩層とは整合関係と見なされる。赤色珪質泥岩と緑色珪質泥岩との色調境界は層理面と斜交している (Fig. 4.B)。これらの珪質泥岩は放散虫化石

Fig. 5. Occurrences and lithologies of the rocks in the Inagawa Complex. The rock hammer and pen shown to indicate the scale in A and D, and in B and C have lengths of 33 cm and 15 cm, respectively. A: Alternating sandstone and mudstone layers at Stop 2. B: Thin bedded sandstone and mudstone display parallel laminae and trough cross-stratification bedding at Stop 2. C, D: Broken beds of sandstone and mudstone at Stop 3.

が豊富に入っている部分(Figs. 4.C, 4.D)や放散虫化石をわずかに含み、シルトサイズの碎屑粒子が認められる部分(Figs. 4.E, 4.F)がある。碎屑粒子が卓越する部分は平行葉理が特徴的に見られる。放散虫化石が豊富な部分は、保存良好な球状の放散虫化石を多数含んでいるが、本露頭からは、年代決定に有効な *Albaillellaria* や *Latentifistularia* といった放散虫化石は個体抽出できていない。

本露頭で見られるような含放散虫赤色珪質泥岩は高槻層や味間層にも認められ、両層からペルム紀新世の放散虫化石が産出しており(安養寺ほか, 1987; 宮地ほか, 2005; 菅森, 2006; Sugamori, 2011), 本露頭の珪質泥岩もペルム紀新世に形成された可能性がある。

Stop 2 超丹波帯猪名川コンプレックスの砂岩泥岩互層

[地形図] 1 : 25,000 「広根」

[位置] 34°52'58.6"N, 135°27'38"E

[解説] 整然とした砂岩泥岩互層は猪名川コンプレックスの特徴的な岩相の1つである。猪名川コンプレックスの見

かけ下部では整然相が側方によく連続するが、見かけ上部ほど側方への連続性は乏しくなる。余野川流域の採石場は猪名川コンプレックスの砂岩泥岩互層卓越部に分布している。猪名川コンプレックスの砂岩は緑色～青灰色、灰色を呈し、中粒～細粒のものがよく認められる。楠・武蔵野(1991)によれば、中間岩質～珪長質火山岩類に富む石質ワッケである。砂岩泥岩互層は5 cm～2 m ほどの層厚の砂岩が卓越する。砂岩と互層する泥岩は平行葉理が特徴的に発達し、緑色や青灰色、黒灰色を呈することが多い。

観察する露頭では、単層の厚さ25 cm 前後の砂岩層(Fig. 5.A)が約8 m、厚さ約5 mの泥岩層、単層の厚さ25 cm 前後の砂岩層が約8 mの順で積み重なっている。砂岩部は中粒～極細粒で塊状をなすが、単層内で級化構造が見られることもある。泥岩卓越部には平行葉理が卓越し、トラフ型斜交層理などがしばしば認められる(Fig. 5.B)。2次構造としてコンポリュート葉理も観察できる。本露頭の碎屑岩層は正常位であるが、他地点ではしばしば逆転層が認められる。このため、小規模の等斜褶曲の存在が推定されている(菅森,

Fig. 6. A: Photograph showing the crush zone at the boundary between the Kunisaki and Inagawa complexes at Stop 4. This photograph is approximately 30 m in breadth. B: Pillow lava in the Kunisaki Complex at Stop 4. Rock hammer for scale = 33 cm.

Fig. 7. A: N-MORB (N-type mid-ocean ridge basalt: Pearce and Parkinson, 1993) normalized trace element spiderdiagrams for basalt and dolerite of the Kunisaki Complex, and basalt of the Minoo Complex (Mbs1 from Suda et al., 2011). Composition of E-type MORB (Sun and McDonough, 1989) is also plotted for comparison. B, C, and D: Plots of basalt and dolerite from the Kunisaki Complex, and basalt from the Minoo Complex (Mbs1 from Suda et al., 2011) on Y-Zr-Nb discrimination diagram (B) of Meschede (1986), Ti/Y-Nb/Y discrimination diagram (C) of Pearce (1982), and Zr/Y-Zr discrimination diagram (D) of Pearce and Norry (1979). N-MORB: N-type mid-ocean ridge basalt, E-MORB: E-type mid-ocean ridge basalt, VAB: volcanic arc basalt, WPT: within plate tholeiite, WPA: within plate alkali basalt, WPB: within plate basalt, IAT: Island-arc tholeiite, MORB: Mid-ocean ridge basalt, TH: Tholeiite, TR: Transitional, ALK: Alkaline.

2009a).

なお、猪名川コンプレックスの砂岩泥岩互層にはまれに礫岩が伴われることがある。礫岩は高槻層には認められず、味間層では2か所で確認している。

Stop 3 超丹波帯猪名川コンプレックスの破断砂岩泥岩層

〔地形図〕 1:25,000 「広根」

〔位置〕 34°53'46.1"N, 135°28'33.3"E

〔解説〕 猪名川コンプレックスの特徴的な岩相の1つである。猪名川コンプレックスの見かけ下部では整然相に挟まれて分布し、しかも側方によく連続する。見かけ上部では破断相が優勢である。見学する露頭では、茨木花崗複合岩体による接触変成作用の影響を被っているが、泥岩基質に砂岩の岩塊が含まれている様子が容易に観察できる (Fig. 5.C, 5.D).

以下に他地点を含めた観察事項をまとめる。破断砂岩泥岩層の基質をなす泥岩は黒色のものが多いが、灰緑色の凝灰質泥岩を含む場合もしばしば認められる。また、鱗片状劈開が発達することがしばしばある。泥岩中の砂岩岩塊は長径2 m以下の大きさであることが多く、レンズ状やσ組織を示すものなど様々な形態をなしている。含まれる岩塊は砂岩以外には珪長質凝灰岩が含まれることがよくある。基質の泥岩にはまれに長径4 cm程度の黒色コンクリーションが含まれることがあり、保存不良ながら放散虫化石が含まれることがあ

Fig. 8. Sandstone layer and mudstone layers in the Kunisaki Complex at Stop 5. The mudstone yields Middle Permian radiolarians. Rock hammer for scale = 33 cm.

る。

このような破断砂岩泥岩層は国崎コンプレックスや高槻層、さらには味間層にも認められる。ただし、整然相と破断相が繰り返し、しかもそれらが側方に追跡されるという構造は超丹波帯でも菅森(2009a)の報告(猪名川コンプレックス)があるのみである。

Fig. 9. Photomicrographs of Middle Permian radiolarians contained in mudstones of the Kunisaki Complex at Stop 5. All photographs are transmitted light microscopic images. 1-8 and 9-11 are extracted from mudstone at loc. 3b and loc. 3c of Sugamori (2009a), respectively. 1: *Follicucullus dorsoconvexus* (Kozur); 2: *Follicucullus orthogonus* Caridroit and De Wever; 3: *Follicucullus* aff. *orthogonus* Caridroit and De Wever of Caridroit and De Wever (1986); 4: *Follicucullus sphaericus* Takemura; 5: *Cauletella* sp.; 6: *Pseudotormetus* sp.; 7: *Latentifistula* sp.; 8: *Hegleria* sp.; 9-11: *Follicucullus charveti* Caridroit and De Wever.

Fig. 10. Contact relationship between chert and mafic rocks in the Kunisaki Complex at Stop 5. Rock hammer for scale = 33 cm.

Fig. 11. A, B: Outcrop photographs of Middle Permian radiolaria-bearing bedded felsic tuff of the Inagawa Complex at stop 6. Rock hammer for scale = 33 cm.

Stop 4 超丹波帯猪名川コンプレックスと国崎コンプレックスの境界断層と国崎コンプレックスの苦鉄質岩

〔地形図〕 1 : 25,000 「妙見山」

〔位置〕 34°55'8.5"N, 135°25'19.6"E

〔解説〕 一庫ダムでは、渇水期に国崎コンプレックスの苦鉄質岩と国崎コンプレックスおよび猪名川コンプレックス破断砂岩泥岩層との関係が見られる。この苦鉄質岩の南限は東西方向の走向をもつ垂直な断層 (Fig. 6.A) であり、猪名川コンプレックスとの境界断層と考えられている (菅森, 2009a)。一方、北限は国崎コンプレックスの破断砂岩泥岩

層と軽微なすべり面で接している。苦鉄質岩は東方に伸び、妙見山南方にわたって追跡できる。この苦鉄質岩岩体は玄武岩溶岩、玄武岩質火山砕屑岩、ドレライトおよび斑レイ岩から構成されており、後述する Stop 6 付近でドレライト、初谷溪谷では斑レイ岩が露出している。ただし、これらの多くは接触変成作用を被っていることが多い。

見学地点では枕状溶岩が露出している (Fig. 6.B)。鏡下では、自形を示す単斜輝石の長径 0.2 mm 程度の斑晶をごくまれに含む。石基は主に微小な針状斜長石、不透明鉱物、スフェーン、脱ハリしたガラスなどからなる。0.2~1 mm は

Fig. 12. Photomicrographs of Middle and Late Permian radiolarians contained in felsic tuff and mudstone of the Inagawa Complex at stop 6. All photographs are transmitted light microscopic images. 1-12 and 13-17 are extracted from felsic tuff and mudstone, respectively. 1-5: *Follicucullus porrectus* Rudenko; 6: *Follicucullus dilatatus* Rudenko; 7,8: *Quadricaulis* spp.; 9: *Quadricaulis* cf. *inflata* (Sahida and Tonishi); 10: *Raciditor* sp.; 11-12: *Latentifistula* sp.; 13-15: *Albaillella protolevis* Kuwahara; 16: *Latentifistula* sp.; 17: *Hegleria* sp.

どの大きさの気泡痕をしばしば含み、緑簾石などが充填している。本露頭の玄武岩を化学分析し、その結果得られた組成データからスパイダー図を作成し、さらに組成データをいくつかの地球化学的判別図にプロットした (Fig. 7)。その結果、スパイダー図では E-type MORB に類似したパターンを示し、地球化学的判別図では中央海嶺玄武岩ないし島弧ソレイト・火山弧玄武岩の領域にプロットされる。

Stop 5 超丹波帯国崎コンプレックスのペルム系砕屑岩

[地形図] 1 : 25,000 「広根」

[位置] 34°55'21.4"N, 135°23'50.2"E

[解説] 本地点では、国崎コンプレックスの砂岩泥岩互層を観察する (Fig. 8)。国崎コンプレックスの砂岩は中粒～粗粒のものが卓越し、灰色を呈することが多い。楠・武蔵野 (1991) によれば、石質ワッケである。一般的に砂岩泥岩互層は 5 cm～2 m ほどの層厚の砂岩が卓越し、平行葉理、綫化構造などの堆積構造がよく保存されており、猪名川コンプレックス

のもののとよく似ている。砂岩泥岩互層を主体とする部分は側方への連続性がよい。泥岩は一般に黒色を呈する。数 mm 以下の平行葉理が認められ、剥離性を有することがある。

本露頭の泥岩からは、球状放散虫とともに *Follicucullus* 属の放散虫化石が多くの層準で得られた (Fig. 9)。これらのうち、1 つの層準 (Fig. 8; 菅森, 2009a の Loc. 3b にあたる) では *Follicucullus charveti* Caridroit and De Wever が多産し、これの見かけ下位にあたる泥岩 (菅森, 2009a の Loc. 3c にあたる) からは *Follicucullus orthogonus* Caridroit and De Wever が多産する。*Fol. orthogonus* が多産するという特徴を有する岩石は、美濃帯のチャート相である郡上八幡セクション (Kuwahara et al., 1998) でも認められている。菅森 (2009a) が示したように、国崎コンプレックスの砕屑岩は *Follicucullus charveti*–*Albaillella yamakitai* 群集帯 (Kuwahara et al., 1998) に対比され、この群集帯よりも上位の放散虫化石帯に対比される砕屑岩は国崎コンプレックス

		Radiolarian Zone in SW Japan	Kunisaki Complex	Inagawa Complex	Takatsuki Formation	Ajima Formation
Permian	Upper	<i>Neoalbaillella optima</i>				
		<i>Neoalbaillella ornithoformis</i>				
		<i>Follicucullus charveti</i> - <i>Albaillella yamakitai</i>				
	Middle	<i>Follicucullus scholasticus</i> - <i>Follicucullus ventricosus</i>				
		<i>Follicucullus monacanthus</i>				
		<i>Pseudoalbaillella globosa</i>

Fig. 13. Correlation between Radiolarian zones in Southwest Japan and the clastic rocks of the Ajima and Takatsuki formations, and Inagawa and Kunisaki complexes (modified from Sugamori, 2009a). Radiolarian zones in Southwest Japan are referred from Yao and Kuwahara (2004).

スには確認されていない。

なお、本地点から東南東約 100 m の地点では国崎コンプレックスのチャートと苦鉄質岩(ドレイトと玄武岩)が露出していた (Fig. 10) が、現在ではその多くが失われており、苦鉄質岩が見られるのみとなっている。この露頭のドレイトについて、化学分析によって得られた組成データは、スパイダー図では E-type MORB に類似したパターンを示し、地球化学的判別図では中央海嶺玄武岩ないし島弧ソレライト・火山弧玄武岩の領域にプロットされる (Fig. 7)。

Stop 6 超丹波帯猪名川コンプレックスの珪長質凝灰岩

〔地形図〕 1 : 25,000 「広根」

〔位置〕 34°53'22.1", 135°24'20"E

〔解説〕 楠ほか(1997)が報告し、本地域で最初のベルム系砕屑岩が確認された地点である。本露頭では、砂岩、珪長質凝灰岩および泥岩が認められ、それらが混在となっている (Figs. 11.A, 11.B)。本地点の珪長質凝灰岩は、表面は茶褐色をなしていることが多いが、新鮮な面では灰色～灰緑色を呈し、層状となっている。鏡下では脱ハリ化したガラスシャーズの残像が認められるとされている (楠ほか, 1997)。猪名川コンプレックスには珪長質凝灰岩が本地点だけでなく、多くの地点で確認される。珪長質凝灰岩は灰緑色～緑色を呈することが多く、“濁った”透明感があり、一見チャートに類似している。珪長質凝灰岩は 1~10 cm の層厚で成層している場合と、岩塊として黒色泥岩に含まれる場合がある。珪長質凝灰岩は鏡下では石英、長石および緑泥石などの粘土鉱物などから構成される。放散虫化石や海綿骨針の化石を含むことがある。このような産状の珪長質凝灰岩は猪名川コンプレックスだけでなく、国崎コンプレックスや高槻層、味間層にもしばしば含まれている。

本露頭では珪長質凝灰岩からは *Follicucullus porrectus*

Fig. 14. Outcrop photograph of mixed rock in the Minoo Complex at Stop 7. This rock consists of sandstone and chert blocks within muddy matrix. Rock hammer for scale = 33 cm. ss: sandstone, ms: muddy matrix, ch: chert.

Rudenko を主体とする放散虫化石群集、周囲の泥岩や“リボン状”珪長質凝灰岩から *Albaillella levis* Ishiga, Kito and Imoto (現在では *Albaillella protolevis* Kuwahara に再同定されている; 菅森, 2009a) が産出している。泥岩からは *A. protolevis* が多数産出している。楠(1997)による放散虫化石報告は菅森(2009a)においても追認している。Fig. 12 に本露頭から得られた放散虫化石写真を示す。本露頭の珪長質凝灰岩および泥岩は、それぞれベルム紀中世の *Follicucullus scholasticus*-*Follicucullus ventricosus* 群集帯 (Kuwahara et al., 1998) およびベルム紀新世中期の *Neoalbaillella ornithoformis* 群集帯 (Kuwahara et al., 1998) の下部に対比されている (菅森, 2009a)。猪名川コンプレック

スでは、他の多くの地点においてもペルム紀中世～新世中期の放散虫化石が産出しており、珪長質凝灰岩はペルム紀中世後期～ペルム紀新世中期、泥岩の年代はペルム紀新世中期である(菅森, 2009a)。猪名川コンプレックスと国崎コンプレックスの砕屑岩の年代を比較すると、構造的低位にある前者の方が若い砕屑岩を含んでいることがわかる(Fig. 13)。

Stop 7 丹波帯箕面コンプレックスの岩相

[地形図] 1:25,000 「広根」

[位置] 34°51'34.4"N, 135°24'12"E

[解説] 兵庫県川西市の多田神社前の猪名川の河床では、箕面コンプレックスを構成する層状チャート、砂岩泥岩互層および泥質混在岩(Fig. 14)、さらにこれらを貫く安山岩質の岩脈が見られる。層状チャートと周囲の砕屑岩との関係は密着接触である。砂岩泥岩互層は、堆積構造による上下判定から北上位のものや南上位のものが観察されるため、横臥褶曲をなしていると推定される。化石写真は掲載されていないが、本露頭から西南西へ約300mの地点では石灰岩から*Schwagerina krotowi*(Shellwien)などの紡錘虫化石の産出が報告されている(藤本, 1950)。黒川シンフォーム北翼の箕面コンプレックスの泥岩からはジュラ紀の放散虫化石が報告されている(松浦ほか, 1995)が、南翼の泥岩からは放散虫化石の産出報告はない。本地域東方の箕面地域では、小熊(1982)が箕面コンプレックスに相当する地質体の泥岩から石炭紀ないしペルム紀を示す三葉虫化石(Kobayashi and Hamada, 1985)の産出を報告している。

箕面コンプレックスに含まれる玄武岩のスパイダー図のパターンは海洋島玄武岩(OIB)に類似したパターンが得られている(隅田ほか, 2011)。Fig. 7に隅田ほか(2011)で公表されている箕面コンプレックスの化学組成を用いて各種地球化学判別図にプロットした。その結果、プレート内玄武岩やアルカリ玄武岩、MORBの領域にプロットされる。なお、この玄武岩は余野川河床で得られたものであり、Fig. 3に露頭位置を示す。なお、鏡下観察では、分析に使用された玄武岩は斜方輝石、斜長石、スフェーンからなり、インターサタル組織を示す。2次鉱物として緑泥石を含有し、炭酸塩鉱物脈が見られる。

謝 辞

大阪市立大学理学部地球学科の前田純玲氏(現所属、京都大学)および明治大学の隅田祥光博士には丹波帯箕面コンプレックス中の玄武岩の分析結果および試料採取地点の掲載について快諾いただいた。大阪市立大学大学院理学研究科の別所孝範氏には粗稿をみていただいた。巡検案内書編集委員長の兵庫教育大学の竹村厚司教授ならびに査読者である産業技術総合研究所の栗本史雄博士および岡山大学の鈴木茂之准教授からは多くの指摘をいただき、原稿が改善された。以上の方々に深く感謝する次第である。

文 献

安養寺寿樹・田中功一・楠利夫・桐村成己・武蔵野 實(An'yoji, T.,

- Tanaka, K., Kusunoki, T., Kirimura, S., Musashino, M.), 1987, 京都西山山地に分布する“高槻層”緑色砂岩について。日本地質学会第94年学術大会講演要旨(94th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 241.
- Caridroit, M. and De Wever, P., 1986, Some Late Permian radiolarians from pelitic rocks of the Tatsuno Formation (Hyogo Prefecture), Southwest Japan. *Marine Micropaleont.* **11**, 55–90.
- Caridroit, M., Charvet, J. and Ichikawa, K., 1984, Une nouvelle unité dans les zones internes du Japon du SW. Son importance dans les structures en nappes d'après l'exemple de la région de Maizuru. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **299**, 1215–1220.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J., 1985, The Ultra-Tamba zone, a new unit in the Inner zone of Southwest Japan: its importance in the nappe structure after the example of Maizuru area. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **39**, 210–219.
- 藤本治義(Fujimoto, H.), 1950, 栃木縣鹽谷群栗山村及び兵庫縣川邊郡多田村産紡錘蟲。地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **56**, 330.
- Ishiga, H., 1985, Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **39**, 175–185.
- Ishiga, H., 1986, Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **29**, 45–88.
- Ishiga, H., 1990, Ultra-Tamba terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., Pre-Cretaceous terranes of Japan, Publication of IGCP Project No.224: *Pre-Jurassic Evolution of East Asia*, 97–107.
- 石賀裕明・楠利夫(Ishiga, H. and Kusunoki, T.), 1986, 兵庫県西部の超丹波帯。大阪微化石研究会誌(*News Osaka Micropaleontologists*), *Spe. Vol.*, no.7, 167–174.
- 石賀裕明・楠利夫・武蔵野 実・桐村成己・田中俊江(Ishiga, H., Kusunoki, T., Musashino, M., Kirimura, S., Tanaka, T.), 1987, 兵庫県篠山地域における超丹波帯水上層相当層の発見。地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **93**, 301–303.
- 木村克己(Kimura, K.), 1988, 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境。地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **94**, 361–379.
- Kobayashi, T., and Hamada, T., 1985, A Late Permian Trilobite from Yamaguchi Prefecture with a note on the Carboniferous Trilobites in Eurasia. *Proc. Japan Acad., Ser. B*, **61**, 281–283.
- Kojima, S., Kemkin, I. V., Kametaka, M. and Ando, A., 2000, A correlation of accretionary complexes of southern Sikhotealin of Russia and the Inner Zone of Southwest Japan. *Geosci. Jour.*, **4**, 175–185.
- 栗本史雄(Kurimoto, C.), 1986, 京都府福知山地域の超丹波帯—構成岩類と分布について—。地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **40**, 64–67.
- 栗本史雄(Kurimoto, C.), 1992, 兵庫県篠山地域の高城山層からジュラ紀放散虫化石の発見。地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **98**, 787–790.
- 栗本史雄(Kurimoto, C.), 1994, 放散虫生層序と5万分の1地質図幅。地質ニュース(*Chishitsu News*), no.482, 21–30.
- 栗本史雄・木村克己(Kurimoto, C. and Kimura, K.), 1985, 福知山・綾部地域の舞鶴帯および超丹波帯のペルム系。日本地質学会関西支部報(*Proc. Kansai Branch Geol. Soc. Japan*), no. 9, 9–10.
- 栗本史雄・牧本 博(Kurimoto, C. and Makimoto, H.), 1990, 福知山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Fukuchiyama district. with Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(Kurimoto, C., Matsuura, H. and Yoshikawa, T.), 1993, 篠山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Sasayama district. with Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 93p.
- 楠利夫・武蔵野 実(Kusunoki, T. and Musashino, M.), 1990, 超丹波帯・丹波帯および舞鶴帯のペルム—三畳系砂岩—モード解析

- とその比較— 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **44**, 1–11.
- 楠 利夫・武蔵野 実(Kusunoki, T. and Musashino, M.), 1991, 丹波帯南西部の“非丹波層群の砂岩”—モード解析とその比較— 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **45**, 39–50.
- 楠 利夫(Kusunoki, T.), 1994, 大阪府北部北摂山地から産出したトリ阿斯紀新世放散虫化石とその意義. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **48**, 253–258.
- 楠 利夫・井本伸広・武蔵野 実・本田輝政(Kusunoki, T., Imoto, N., Musashino, M. and Honda, T.), 1997, 兵庫県川西市, 超丹波帯山下層から産出したペルム紀後期放散虫化石とその意義. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **51**, 442–446.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S., 1998, Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391–404.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋(Matsuura, H., Kurimoto, C., Sangawa, A. and Bunno, M.), 1995, 広根地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Hirone district. with Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 110p.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207–208.
- 宮地良典・楠 利夫・武蔵野 実・田結庄良昭・井本伸広(Miyachi, Y., Kusunoki, T., Musashino, M., Tainosho, Y. and Imoto, N.), 2005, 京都西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Kyoto Seinanbu district. Quadrangle Series, scale 1: 50,000*), 産業技術総合研究所地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST), 90p.
- Nakae, S., 1993, Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **36**, 15–70.
- Nakae, S. and Kurihara, T., 2011, Direct age determination for an Upper Permian accretionary complex (Kirinai Formation), Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Palaeoworld*, **20**, 146–157.
- 丹羽正和・東田和弘・小嶋 智(Niwa, M., Tsukada, K. and Kojima, S.), 2003, 岐阜県丹生川村横尾地域に分布するペルム系砕屑岩, 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 75–87.
- 小熊晃一(Oguma, K.), 1982, 箕面谷から三葉虫の化石を採集. 大阪市立自然史博物館編, *Nature Study*, **28**, 98.
- Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R. S., ed., *Andesites*, Wiley, 525–548.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993, Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Magmatic processes and plate tectonics*, **76**, 373–403.
- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.*, **69**, 33–47.
- Pillai, D. and Ishiga, H., 1987, Discovery of Late Permian radiolarians from Kozuki Formation, Kozuki-Tatsuno Belt, Southwest Japan. *Jour., Geol., Soc., Japan*, **93**, 847–850.
- 坂口重雄(Sakaguchi, S.), 1959, 兵庫県篠山盆地の層序と構造—丹波地帯南部の地質(2)—. 大阪学芸大学紀要(*Mem. Osaka Gakugei Univ.*)no. 8, 34–46.
- Sakaguchi, S., 1961, Stratigraphy and Paleontology of the South Tamba District, part I, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B*, **10**, 35–76.
- 隅田祥光・小泉奈緒子・奥平敬元(Suda, Y., Koizumi, N. and Okudaira, T.), 2011, 蛍光 X 線分析装置を用いた火成岩・堆積岩・堆積物・土壤中の主要・微量・希土類元素の定量分析. *MAG-MA*, **93**, 19–31.
- 菅森義晃(Sugamori, Y.), 2004, 大阪府北部に分布する“高槻層”からのペルム紀放散虫化石の発見とその意義. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨(111th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan. Abstr.), 60.
- 菅森義晃(Sugamori, Y.), 2006, 京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三畳系島本層及び三畳紀堆積岩複合体. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **112**, 390–406.
- 菅森義晃(Sugamori, Y.), 2008, 兵庫県篠山地域の“超丹波帯”上滝層から産出した三畳紀中世放散虫化石とその意義. 日本地質学会第115年学術大会講演要旨(115th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan. Abstr.), 186.
- 菅森義晃(Sugamori, Y.), 2009a, 兵庫県南東部, 川西—猪名川地域の超丹波帯. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **115**, 80–95.
- 菅森義晃(Sugamori, Y.), 2009b, 超丹波帯にジュラ紀新世の前弧海盆はあったのか? —兵庫県篠山地域の超丹波帯味間層の検討から— 第10回放散虫研究集会講演予稿集(10th Meet. Radiolarian Specialists Abstr.), 16.
- Sugamori, Y., 2011, Late Permian radiolarians from the Ajima Formation of the Ultra-Tamba Terrane in the Sasayama area, southwest Japan. *Palaeoworld*, **20**, 158–165.
- 菅森義晃・亀高正男(Sugamori, Y. and Kametaka, M.), 2011, 福井県小浜市西部の珪長質凝灰質泥岩から産出したジュラ紀古世放散虫化石. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **117**, 617–624.
- 菅森義晃・八尾 昭(Sugamori, Y. and Yao, A.), 2004, 京都西山地域の高槻層と超丹波テレーン, 丹波テレーンの関係. 地球惑星科学関連学会, 2004年合同大会予稿集(*Japan Earth Planet. Sci. Joint Meet. 2004, Abstr.*), G015–001.
- Sun, S.-S. & McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. London Spec. Publ., no. 42, 313–345.
- 鈴木寿志・桑原希世子(Suzuki, H. and Kuwahara, K.), 2003, 佐渡島小佐渡地域から産したペルム紀放散虫化石. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **109**, 489–492.
- 鈴木茂之(Suzuki, S.), 1992, 砂岩のモード組成と化学組成からみた超丹波帯の古環境. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 71–83.
- 高城山団体研究グループ(Takashiroshima Research Group), 1993, 丹波帯形成史についての新知見. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **47**, 549–554.
- Takemura, S., 1997, Folding and related structures of the Maizuru and Ultra-Tamba zones in the Kozuki-Mimasaka area, Southwest Japan. *Jour., Geosci., Osaka City Univ.*, **40**, 1–14.
- 竹村静夫・菅森義晃・鈴木茂之(Takemura, S., Sugamori, Y. and Suzuki, S.), 2009, 岡山県東部の舞鶴帯と超丹波帯. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 補遺(Supplement), 123–137.
- 竹村静夫・鈴木茂之(Takemura, S. and Suzuki, S.), 1996, 兵庫県西部における超丹波帯の地質とテクトニクス. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 1–12.
- 戸倉則正・高城山団体研究グループ(Tokura, N., Takashiroshima Research Group), 1987, 兵庫県篠山地域に分布する緑色砂岩について. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨(94th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan Abstr.), 240.
- 矢野賢治・石田啓祐・双木英人・坂元恵一郎・加藤孝幸, 1993, フォッサマグナ東方における超丹波帯相当層の発見. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨(100th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan Abstr.), 456.
- 八尾 昭・桑原希世子(Yao, A. and Kuwahara, K.), 2004, 中国のペルム系—三畳系の放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号(*News Osaka Micropaleontol., Spec. Vol.*), no. 13, 29–45.