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

Upper Permian Takatsuki Formation, Middle Triassic Shimamoto Formation and Triassic sedimentary complex in the Nishiyama area, Osaka and Kyoto prefectures, SW Japan

Abstract

菅森義晃*

Yoshiaki Sugamori*

2005年7月21日受付.

2006年3月2日受理.

* 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

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

The Paleozoic and Mesozoic in the Kyoto Nishiyama area are divided into the Takatsuki Formation (redefined), the Shimamoto Formation (newly defined) and the Tamba Terrane. Late Permian radiolarians are extracted from felsic tuff, siliceous mudstone and mudstone of the Takatsuki Formation, which mainly consists of clastic rocks and tectonically overlies the Tamba Terrane. The Shimamoto Formation is composed of clastic sediments and one greenstone block. Middle Triassic radiolarians are extracted from mudstone of this formation. The Tamba Terrane is subdivided into the Honzanji Complex (redefined), the Izuriha Complex (redefined) and the Tano Complex in tectonically descending order. Early Late Triassic, late Late Triassic and Early Jurassic radiolarians are reported from mudstone of the Honzanji, Izuriha and Tano complexes, respectively. These sedimentary complexes are thought to be accretionary complex from their lithofacies and geologic structure. This indicates that the Tamba Terrane continuously was formed from early Late Triassic.

Key words: Kyoto Nishiyama, Ultra-Tamba Terrane, Tamba Terrane, accretionary complex, Permian, Triassic, radiolarians

はじめに

西南日本内帯には、砕屑岩の年代がペルム紀中世～新世の超丹波帯、その構造的下に砕屑岩の年代が三畳紀末期～白亜紀初頭である丹波一美濃帯が位置しており、両者は付加複合体と解釈されている。栗本（1994）は超丹波帯と丹波帯がペルム紀からジュラ紀にかけて連続的に形成された可能性を指摘している。一方、早坂ほか（1996）は、三畳紀（三畳紀末を除く）の付加複合体が認められないことや舞鶴帯の三畳系や秋吉帯を不整合に覆う三畳系の存在などから、三畳紀当時、プレート境界が横ずれ型であったと推定している。これらの相違する見解を検証するためには、三畳紀付加複合体が存在するか否かを確認し、超丹波帯と丹波帯の関係及びこれらの地質構造形成過程を明らかにする必要がある。

近畿地方中部の大阪府北部及び京都府南西部にまたがる京都西山地域（第1図）の丹波帯には、砕屑岩の年代が三畳紀新世の堆積岩複合体が知られている（楠ほか, 1998; 宮地ほか, 2005 など）。さらに、京都西山地域は超丹波帯も存在する（Nakae, 1993）とされた重要地域である。

筆者は京都西山地域において、中・古生界の層序及び地質構造を明らかにするために、地質調査と微化石抽出を行っており、数地点で放散虫化石を報告した（菅森・八尾, 2004; 菅森, 2004）。本論ではその後の検討に基づいて京都西山地域の

中・古生界の地質体区分及び地質構造について報告し、高槻層（再定義）、島本層（新称）及び丹波帯の形成年代や対比などについて考察する。

研究史

超丹波帯は Caridroit et al. (1985) により舞鶴帯と丹波帯の中間に位置し、ペルム紀の砕屑岩を中心とする構造帯として定義・命名された。その後、木村（1988）が兵庫県綾部地域の超丹波帯を構造的な下位より南帯（口上林層）、中帯（十倉層）、北帯（淵垣層）に区分している。また、Ishiga (1990) は、超丹波帯を構造的な下位より UT1（氷上層及び上部ジュラ系の猪名川層群）、UT2（大飯層）、UT3（上月層）に区分した。

一方、丹波帯は構造的な下位のⅠ型地層群及び構造的な上位のⅡ型地層群に区分された（石賀, 1983; Imoto, 1984）。その後、Ⅱ型地層群は構造的な下位から TⅡa, TⅡb, TⅡc, TⅡd に細分されている（楠・武蔵野, 1987, 1989, 1990; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987 など）。

京都西山地域の中・古生界については以下のような報告がある。坂口（1957, 1973 など）は本地域の中・古生界を下位から田能層、出灰層、高槻層に区分した（第2図）。安養寺ほか（1987）は「三島郡島本町東大寺採石場に露出する赤色～灰色珪質泥岩からペルム紀新世の放散虫化石の産出」及び

第1図. 近畿地方中部～北部の先白亜紀地帯構造区分図。Bは宮地ほか(2005)より作成。

「高槻層からジュラ紀新世前期の放散虫化石の産出」を報告した。Ishiga (1990) は安養寺ほか(1987)の報告を基に、高槻層を超丹波帯氷上層相当層、出灰層を猪名川層群構成層として扱った。その後、Nakae (1993) は超丹波帯に属する浄土谷コンプレックス(ペルム紀新世; 以降、コンプレックスを必要に応じてCと略記する)を識別し(第2図)、高槻層をジュラ紀新世の前弧海盆堆積物と見なして、超丹波帯及び丹波帯の構造発達史を論じた。

安養寺ほか(1987)の報告に対して、楠(1994)は、①ジュラ紀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疊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た。したがって、高槻層及び猪名川層群を上部ジュラ系として扱った超丹波帯と丹波帯の形成史(Ishiga, 1990; Nakae, 1993; 栗本, 1994)は成り立たなくなり、高槻層の年代の再検討が必要となっている。また、②は浄土谷Cとされた地質体からの報告であり、浄土谷Cの年代についても再検討の必要性が生じている。

武蔵野・丹波地帯研究グループ(1993)や丹波地帯研究グループ(1995)などは本地域の中・古生界から三疊紀の放散虫化石を報告している。楠ほか(1998)はこれらに基づいて本地域の中・古生界の復元層序を示したが、浄土谷Cや高槻層の年代などの問題点は残されたままであった。

最近、菅森・八尾(2004)は島本町広瀬に分布する泥岩中

のノジュールより三疊紀中世の放散虫化石を報告し、高槻層を中部三疊系として扱い、安養寺ほか(1987)のペルム紀新世の珪質泥岩を超丹波帯 UT2 に対比した。しかし、菅森(2004)は高槻層の4地点の珪質凝灰岩からペルム紀の放散虫化石を報告し、従来高槻層として一括されていた地質体が2つの異なる地質体からなる可能性を示唆した。これらの報告を基に、宮地ほか(2005)は本地域の中・古生界を、構造的低位から田能C、出灰C、本山寺C、高槻層に再区分している(第2図)。

地質概説

本地域の中・古生界は高槻層、島本層、丹波帯に区分され、丹波帯は本山寺C、出灰C、田能Cの3つのコンプレックスに細分される(第2図、第3図)。高槻層は碎屑岩層を主体とする上部ペルム系である。島本層は碎屑岩を主体とする整然相ないし混在相で、碎屑岩の年代は三疊紀中世前期である。本山寺Cは岩相から2つに区分され、見かけ上部は緑色岩、チャート及び碎屑岩からなる混在相で、見かけ下部は碎屑岩層を主体とし、碎屑岩の年代は三疊紀新世前期である。出灰Cは緑色岩、石灰岩、チャート及び碎屑岩からなる混在相で、碎屑岩の年代は三疊紀新世後期である。田能Cは出灰Cと同様の混在相で、碎屑岩の年代はジュラ紀古世である。構造的低位より、田能C、出灰C、本山寺C、島本層及び高槻層が累重する。島本層は高槻層に挟まれて分布し、高槻層とは高角な断層で接すると考えられる(第3図)。これらは桜井シンフォームを形成しており(中村ほか, 1936; 後述)、調査地域内において桜井シンフォーム南翼には田能Cは分布しない(第3図)。

これらの中・古生界は南北方向と東北東～東西方向の断層によって切られている。また、南北方向に流紋岩質及び安山岩質の岩脈が貫入しており、少数ではあるが玄武岩質の岩脈も認められる。本地域西部の中・古生界は茨木複合花崗岩類により接触変成作用を受けており、ホルンフェルス化している。

地質各説

1. 高槻層

命名: 坂口(1957)が桜井シンフォーム軸部に広く分布する碎屑岩層を高槻層と命名した。本論でもこの名称を用いる。本論では、宮地ほか(2005)の高槻層を再定義し、彼らの高槻層の一部を島本層として分離する。なお、高槻層は主に成層した碎屑岩層からなり、一部に破断砂岩泥岩層が認められるが、衝上断層による層序の繰返しを認定できない。そのため、岩相層序单元名としての「層」を用いる。高槻層の帰属については考察で議論する。

模式地: 大阪府高槻市川久保～ボンボン山へ至る登山道。

分布: 高槻層は島本層(後述)により分布が3つの地域に隔たれている。最も北側の高槻層は島本町東大寺から西方に約9 km、南北方向に最大約2 kmの範囲で分布する。桜井シンフォーム軸部付近で島本層に挟まれる高槻層は、大阪府三島郡島本町広瀬から西方に約3 km、南北方向に最大約1 km

坂口 (1973)	Nakae (1993)		楠ほか (1998)		宮地ほか (2005)		本論		
高槻層	高槻層	超丹波帯	高槻層	超丹波帯	高槻層	超丹波帯	島本層	高槻層	
	浄土谷C								
出灰層	出灰C	丹波帯	出灰層	本山寺部層 ボンボン山砂岩部層 TII d ユニット	本山寺C Bタイプ砂岩 Aタイプ砂岩	丹波帯	本山寺C	出灰C (TII d)	丹波帯
田能層	田能C		田能層	TII c ユニット	田能C (TII c)		田能C (TII c)		

第2図. 京都西山地域の中・古生界地質ユニット対比. 各地質体は断層関係（坂口, 1973を除く）.

の範囲で分布する。そして最も南側の高槻層は高槻市成合付近に東西方向に約1 km, 南北方向に最大約300 mの範囲で分布する（第3図）。

見かけの層序: 岩相から本層を細分する特徴を見出せないため層（Formation）より低次の区分は行えないが、桜井シンフォーム軸部では泥岩が多い傾向にある。本層の層厚は桜井シンフォーム北翼の川久保において約1600 mで、成合北方では約450 mである（第4図）。

岩相: 高槻層は砂岩、泥岩、珪質泥岩、珪長質凝灰岩、チャートからなり、砂岩泥岩互層を主体としている。砂岩は石灰質で緑色～青灰色を呈し、珪長質火山岩類の岩片に富む長石質～石質ワッケであり、中粒～細粒のものが卓越する（第6図A, A'）。楠・武蔵野（1991）や宮地ほか（2005）は本層の砂岩の粒子組成や化学組成についての検討を行っている。砂岩にはしばしば方解石脈が発達し、泥注入組織が認められることがある。砂岩泥岩互層には5 cm～2 m（最大5 m）ほどの層厚の砂岩が卓越し（第5図A）、平行葉理、斜交層理、級化構造などの堆積構造がよく保存されている。

泥岩は石灰質で緑色、青灰色、黒色を呈する。数mm以下の平行葉理が一般によく認められ、剥離性を有することがある。破断砂岩泥岩層（第5図B）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、泥岩中の砂岩岩塊は長径1 m以下の大きさであることが多い。桜井シンフォーム軸部付近では赤色泥岩が数箇所確認できる。そのうち、高槻碎石（第3図、第10図）では、緑色泥岩中に不規則な形態を呈した数m規模の赤色部が認められ、赤色部は周囲の緑色泥岩と漸移し、色調の境界と層理面とは斜交している（盛土で覆われたため、現在見られない）。

珪質泥岩は2地点で確認され、凝灰質であるが後述の珪長質凝灰岩のような透明感に欠ける。島本町東大寺の採石場跡（地点21: 第10図）では約10 mの厚さで露出し、赤色～灰緑色を呈する。現在では周囲の碎屑岩層との関係は不明であるが、楠ほか（1997）はこの珪質泥岩が周囲の碎屑岩層と断層で接することを報告している。高槻碎石北方の珪質泥岩

（地点24: 第10図）は灰色を呈し、3～5 cmの層厚で黒色泥岩の薄層と互層する場合と塊状を呈する場合とがある。珪質泥岩はシルトサイズ以下の石英、長石、粘土鉱物を含み、放散虫化石も含む。珪質泥岩と周囲の砂岩を主体とする碎屑岩層との関係は露頭欠如のため不明である。

珪長質凝灰岩は多くの地点で確認され、灰緑色～緑色を呈し、透明感があり、チャートに類似している。珪長質凝灰岩は一般に1～10 cmの層厚で成層しているが、岩塊として黒色泥岩に含まれる場合がある。珪長質凝灰岩と黒色泥岩とは密着接触するものが認められる（第5図C）。また、これらの珪長質凝灰岩及び黒色泥岩は砂岩に対して密着接触する場合と断層で接する場合とがある。砂岩が珪長質凝灰岩に貫入する場合も認められる。珪長質凝灰岩は鏡下では石英、長石、緑泥石などの粘土鉱物、放散虫化石などから構成される（第5図D, E）。

高槻市成合付近にはチャートが認められる。チャートは塊状で南北方向に約10 m, 東西方向に約300 m連続する。チャートは鏡下では10 μm以下の微細な石英からなる。チャートと他の岩石との関係は露頭欠如のため不明である。周囲に珪長質凝灰岩が露出していることから、本層のチャートは珪化された珪長質凝灰岩である可能性がある。

年代: 碎屑岩の年代はペルム紀新世である（後述）。

2. 島本層

命名: 新称。模式地の大阪府三島郡島本町に由来。島本層は中江（1987）の東条層、宮地ほか（2005）の本山寺Cに一部相当する。東条層という名称は楠・武蔵野（1990）やNakae（1993）などでは高槻層の構造的な下位の地質体（本論の本山寺C）の一部の砂岩層のみに用いられるようになった経緯があるため、本論では新称として島本層を提唱する。島本層は全体としては主に成層した碎屑岩からなり、衝上断層による繰り返し認定できないため、岩相層序单元名としての「層」を用いる。ただし、一部に破断砂岩泥岩層や島本層に帰属すると考えられる緑色岩が認められ、混在相の様相を呈すこともあり、複合岩体としての特徴を備える。島本層の帰属については考察で述べる。

第3図. 京都西山地域の地質図及び地質断面図.

第4図. 高槻層 (A・B), 島本層 (G・H・I) 及び本山寺コンプレックス (C・D: 本山寺C見かけ上部, E・F: 本山寺C見かけ下部) の見かけの地質柱状図. 見かけの地質柱状図の作成ルートは第10図を参照.

模式地: 島本町広瀬付近.

分布: 桜井シンフォーム北翼では島本町広瀬から大阪府茨木市清坂にかけて東西方向約9 km, 南北方向に最大約1.5 kmで, 帯状に分布する. 桜井シンフォーム南翼では高槻市成合において東西方向に約800 m, 南北方向に約200 mの幅で分布する (第3図). 島本層は原付近で沖積層などに覆われるためその分布が途切れるが, 調査地西部の高ヶ尾山付近には緑色岩を伴って, 島本層と同質の砂岩及び泥岩が露出する. さらに西方の清坂にも同質の砂岩が認められることから, 島本層は上述のように東西に連続するものと判断される.

見かけの層序: 調査地域中部では, 約400 mの厚さの塊状砂岩の上位に約100 mの厚さの泥岩が重なる見かけの層序をなす (第4図). 島本町広瀬付近では見かけの層厚が約500 mである.

岩相: 島本層は砂岩及び泥岩を主体とし, 1箇所緑色岩が認められる. 砂岩は石灰質で, 灰色～緑色を呈する長石質ワッケであり, 不淘汰で中粒～粗粒のことが多い. 一般に砂岩は塊状であるが (第5図F), 泥岩と互層する場合は5～50 cmの厚さの砂岩層が認められる. 地層の上下判定に有効な堆積構造を見出せないため, 地層の正逆は不明である. 砂岩

第5図. 高槻層 (A～E) 及び島本層 (F～I) の岩相。A: 砂岩泥岩互層。B: 破断砂岩泥岩層。中央部の砂岩岩塊は σ 組織様の形態をなし、泥岩にはS-C状複合面構造が認められる。これらの構造は右ずれの剪断センスを示す。C: 珪長質凝灰岩の産状 (明るい部分: 珪長質凝灰岩, 暗い部分: 黒色泥岩)。珪長質凝灰岩 (25A) 及び泥岩 (25B) からペルム紀の放散虫化石が産出する。D, E: 珪長質凝灰岩の顕微鏡写真 (D: オープンニコール, E: クロスニコール, P: 斜長石, R: 放散虫)。F: 塊状砂岩。G: 泥岩中のレンズ状黒色泥岩岩塊 (破線内)。H: 泥岩中の黒色泥岩岩塊。I: 緑色岩の顕微鏡写真。オープンニコール。矢印で示したものが球状の間隙を充填する緑れん石と緑泥石。P: 斜長石。

は全体的に破碎を被り、斜長石には双晶の折れ曲がりやキンク褶曲が存在し、石英には湾入構造が一般に認められる (第6図B, B')。また、幅数十 μ m～数mm程度の粉碎帯が観察される。岩片には珪長質～安山岩質火山岩類及び花崗岩類が多い。中江 (1987) は本層の砂岩が超丹波帯水上層のものと類似することを指摘している。

泥岩は黒色～緑色を呈し、一般に塊状であり、一部に剥離性を有するものがある。また、砂岩及び黒色の緻密な泥岩の岩塊 (以下、黒色泥岩岩塊と記述) を含むことがある。砂岩岩塊は最大長径1mでレンズ状をなす場合や径5cm程の球状のものなど様々な大きさ及び形態をなす。黒色泥岩岩塊は様々な形態をなし、レンズ状のもの (第5図G) は最大長径60cm、球状のものは径数mm～3cmのものが認められ、角張った形状をなすものもある (第5図H)。黒色泥岩岩塊は石英、長石及び粘土鉱物からなり、放散虫化石を含むことがある。黒色泥岩岩塊は基質の泥岩に比べてより細粒な碎屑粒子からなり、両者は漸移する場合が認められる。また、黒色泥岩岩塊は周囲の泥岩に比べ明らかに硬く、菅森・八尾 (2004) はノジュールと表現している。泥岩には、まれに長径数cmの灰緑色珪長質凝灰岩をレンズ状に含むことがある。

緑色岩は高槻市萩谷北方の高ヶ尾山西方の1箇所において

のみ認められ、おおよそ東西方向に約30m分布する (地質図には誇張して表現してある)。緑色岩の周囲には砂岩及び泥岩が露出するがそれらとの直接の関係は不明である。緑色岩の見かけ上位には変形した泥岩の転石が多く認められ、緑色岩は泥岩中の岩塊であると考えられる。緑色岩は、鏡下ではインターサタル組織を示し、斜長石は一部緑れん石に置き換わっている。基石には緑れん石や緑泥石が認められる。杏仁状組織が観察され、長径1mm以下の球形の間隙を緑れん石及び緑泥石が充填している (第5図I)。また、アクチノ閃石の針状結晶も生じている。なお、高ヶ尾山付近は接触変成作用の影響を強く被っており、一部の砂岩はホルンフェルスとなっている。

年代: 碎屑岩の年代は三疊紀中世前期である (後述)。

3. 丹波帯

本地域の丹波帯は、ほとんどの場合、本来の層序関係を残していない。そのため、中江 (2000a, b) の区分法に基づき、岩相、構造的位相及び碎屑岩の年代から本山寺C、出灰C、田能Cの3つのコンプレックスに区分した。これらのうち田能Cは本地域では分布域が狭いため記述を省略する。なお、本論では地質図に表現できるサイズの岩塊を岩体と呼ぶ。

第6図 高槻層 (A, A'), 島本層 (B, B'), 本山寺 C (C, C') の砂岩薄片写真 (Qm: 単結晶石英, K: カリ長石, P: 斜長石, Li: 火成岩片. スケールは 0.5 mm, 上段: オープンニコル, 下段: クロスニコル). A, A': 高槻層の砂岩中の火成岩片. B, B': 写真中央に湾入構造を示す石英粒子, 写真左下に破断した斜長石粒子が認められる. C, C': 写真中央に破断した斜長石粒子が見られる (矢印の先).

(1) 本山寺コンプレックス

命名: 宮地ほか (2005) の本山寺 C を再定義. 本論では, 宮地ほか (2005) の出灰 C の見かけ最上部 (本論の本山寺 C の見かけ下部) の砕屑岩の年代が, 出灰 C のチャートの最も若い年代にほぼ同じないしそれより古いと考えられることから, 宮地ほか (2005) の出灰 C の見かけ最上部を本山寺 C に含める. なお, 宮地ほか (2005) は, 前述のように本論の島本層の一部を本山寺 C に含め, 本山寺 C の砕屑岩の一部の堆積年代を三疊紀中世としている. しかし, 後述のように, 本山寺 C のチャートから三疊紀中世 Anisian を示す放散虫化石が産出しているのので, 三疊紀中世の砕屑岩を本山寺 C に含めることはできない.

模式地: 高槻市川久保〜ポンポン山へ至る登山道.

分布: 本山寺 C は桜井シンフォーム北翼では南北幅約 2 km で東西方向に分布し, 南翼では南北幅約 1.5 km ~ 2 km で東西に分布する (第3図, 第10図).

見かけの層序: 本山寺 C は岩相の違いから, 見かけ上部と見かけ下部に分けられる. 見かけの層厚は見かけ上部が約 1400 m, 見かけ下部が約 700 m である (第4図).

岩相: 本山寺 C の見かけ上部 (以下, 本山寺 CU と記述) は砂岩, 泥岩, チャート及び緑色岩からなる. 砂岩, チャート, 緑色岩は岩塊として泥岩に含まれることが多い. 桜井シンフォーム北翼では東西に 2 km 以上の規模を持つ砂岩岩体が多数認められるが, 南翼では少ない. チャート及び緑色岩岩体は最大 1.5 km 程の規模を持つが, 全体として 1 km 以下のものが多い.

砂岩は一般に塊状で, まれに泥岩を挟む場合があり, 灰色〜緑色を呈する中粒〜粗粒の不淘汰な砂岩である. 桜井付近の砂岩は青灰色を呈し, 石灰質であるために高槻層の砂岩と

の判別は肉眼では難しいことがある. 砂岩は長石質ワッケで島本層のものに組成及び特徴が類似するが, やや石英に富み, ややカリ長石に乏しい (第6図 C, C'). 宮地ほか (2005) は本砂岩の粒子組成及び化学組成を検討している. 泥岩は一般に黒色を呈し, 砂岩, チャート, 緑色岩の岩塊を含むことが多く, 全体的に剥離性があり, 鱗片状劈開が認められる. 珪質泥岩は赤色や灰緑色を呈し, 川久保〜ポンポン山へ至る登山道に露出する. 珪質泥岩と見かけ下位の砂岩とは断層で接し, 断層近傍ではチャート岩塊が含まれる. チャートは赤色, 黒色, 灰色を呈し, 単層の層厚が約 3 ~ 10 cm の層状チャートが多い. また, 一部では塊状を呈するものもある. 層状チャートは露頭スケールでは褶曲している場合が多い. 緑色岩は緑色または赤色を呈し, 玄武岩溶岩及び玄武岩質火砕岩からなる. 高槻層との境界付近では枕状溶岩が認められる.

本山寺 C の見かけ下部 (以下, 本山寺 CL と記述) は砂岩及び泥岩からなり, 一部にチャートの転石が認められる. 砂岩泥岩互層が卓越し, 砂岩の層厚は最大 2 m で, 10 ~ 50 cm のものが多い. また, 破断砂岩泥岩層が芥川河床において観察される. 砂岩は石英に富む長石質アレナイトのものと長石質ワッケのものがあ, 前者は楠・武蔵野 (1992) のポンポン山砂岩に対応する. 長石質ワッケのものは, 組成は本山寺 CU のものに類似するが, やや石英に富む傾向がある. 泥岩は黒色〜灰色を呈し, 剥離性を有することがある.

年代: 砕屑岩の年代は三疊紀新世前期, チャートの年代はペルム紀中世ないし新世〜三疊紀中世である (後述).

(2) 出灰コンプレックス

命名: 命名は坂口 (1957) による. 宮地ほか (2005) の出灰 C を再定義. 再定義理由は本山寺 C の項を参照.

模式地: 高槻市出灰の出灰川。

分布: 出灰 C は桜井シンフォーム北翼では東西方向に約 8 km, 南北方向に約 2 km, 南翼では東西方向に約 1 km, 南北方向に約 500 m の幅で分布する (第 3 図, 第 10 図)。

見かけの層序: 見かけ最下部に緑色岩の岩体が断続的に認められる。調査地西部の出灰 C は緑色岩, チャート及び石灰岩岩塊がよく含まれるが, 東部では西部に比べて緑色岩及びチャート岩塊が少ない。模式地付近では見かけの層厚は約 1000 m である (宮地ほか, 2005)。

岩相: 砂岩, 泥岩, チャート, 石灰岩, 緑色岩からなる。砂岩, チャート, 石灰岩及び緑色岩は泥岩中に岩塊として含まれることが多い。また, 石灰岩は緑色岩中にも岩塊として含まれる場合がある。調査範囲において最大 2 km の規模の緑色岩岩体が認められるが, 一般に砂岩, チャート及び緑色岩岩体の規模は 1 km 以下である。

砂岩は灰色を呈し, 中粒～細粒のものが多く, やや石英に富む。宮地ほか (2005) 及び楠・武蔵野 (1992) によれば, 石英に富む石質～長石質ワッケである。泥岩は黒色を呈し, 剥離性を有することが多く, 鱗片状劈開も認められる。チャートは赤色を呈するものが多く, 珪質泥岩を伴うことがある。単層の層厚が約 3 ～ 10 cm の層状チャートが多く認められる。石灰岩は灰色～灰白色を呈する。緑色岩は緑色～赤色を呈し, 玄武岩溶岩及び玄武岩質火砕岩からなる。

年代: 碎屑岩の年代は三疊紀新世後期, チャートの年代はペルム紀中世～三疊紀新世前期, 石灰岩の年代はペルム紀中世～新世前期, 三疊紀中世～新世前期である (後述)。

地質構造及び各地質体間の関係

1. 地質構造

本地域の中・古生界は, 全体として西～西北西方向に緩くブランチした軸を持つ桜井シンフォーム (中村ほか, 1936) を形成しており, 北翼では一般に西北西～東西方向の走向で中角度～高角度の南傾斜, 南翼では東西～西北西方向の走向で中角度～高角度の北傾斜の層理面及び岩塊の定向配列面を持つ。

高槻層の層理面は, 桜井シンフォーム軸部において, 低角度～中角度の傾斜で, 高槻砕石付近では水平に近い。一部に波長数百 m 以下の褶曲が認められ, 成合東方では複向斜状構造をなしている。堆積構造による地層の上下判定から一般に見かけ上位が真の上位を示すが, 層理面の傾斜が高角度の場合, 地層が逆転している場合がある。

島本層は, 桜井シンフォーム北翼では, 層理面及び岩塊の定向配列面の傾斜角度が高角度～中角度のものが多く, 高槻市川久保の大谷山付近では緩傾斜で, シンフォームをなしている。桜井シンフォーム南翼の島本層は層理面及び岩塊の定向配列面は, 走向が西北西～東西方向で, 中角度～高角度で北に傾斜する。

本山寺 C 及び出灰 C は桜井シンフォーム北翼では, 一般に西北西方向の走向で中角度～高角度の南傾斜の層理面及び岩塊の定向配列面を持つ。調査地域北東部では走向が南北～北西方向になる場合がある。波長数百 m 以下の褶曲が認め

られる。桜井シンフォーム南翼では一般に東西～西北西方向の走向で中角度～高角度の北傾斜の層理面及び岩塊の定向配列面を持つ。また, 本山寺 CL には走向断層が複数認められる (第 4 図 E)。

高槻層, 島本層及び丹波帯の岩塊を含む泥岩には, 非対称剪断組織や S-C 状複合面構造が観察されることがある (第 5 図 B)。

2. 各地質体間の関係

高槻層と島本層との接触関係を見出すことはできなかったが, 両者の境界付近には強く変形した泥岩の転石が認められることから断層関係である可能性が高い。また, 岩相分布から東西走向の高角断層で接しているものと判断される。

高槻層と本山寺 C との境界は, 桜井シンフォーム北翼の 4 箇所走向 N50 ～ 90° W で, 60 ～ 80° 南西～南に傾斜する断層が認められ, 幅数 m の破碎帯を伴っている。破碎帯には著しく粘土化している部分や, 長径数十 cm の岩塊を含むことがある。また, 高槻層・島本層と本山寺 C とは調査地域南部広瀬付近で後生的な高角断層で接している。

本山寺 CU と本山寺 CL との境界断層は, 芥川河床において見られ, 走向 N40° W で 52° 南西に傾斜しており, 幅 2 ～ 3 m の破碎帯を伴っている。

本山寺 CL と出灰 C とは長岡京市柳谷付近で走向 N80° W で 79° 南に傾斜する断層で境され, 幅数 m の破碎帯を伴う。破碎帯には長径数十 cm の岩塊を含むことがある。また, 出灰の芥川河床では, 出灰 C の見かけ最上部に剪断された緑色岩が露出し, 断層が推定される。

本地域の中・古生界の西北西～東西方向の構造を切る, 地質図スケールで認められる後生的な南北方向の断層は, 中・古生界の基本構造を大きく改変させるものではない。

産出化石と地質年代

今回, 本地域のチャート, 珪質泥岩, 珪長質凝灰岩及び泥岩から放散虫化石を得た。以下にそれぞれの地質体について地点ごとの岩相, 代表的な放散虫化石及び年代について記述する。第 7 図に高槻層, 第 8 図に島本層, 第 9 図に本山寺 C 及び出灰 C から産出した代表的な放散虫化石写真を, 第 10 図に放散虫化石が産出した地点を, 第 1 表に地点ごとに産出した放散虫化石を示す。放散虫化石の示す年代に関してはペルム紀のものについては Kuwahara et al. (1998), Kuwahara (1999), 桑原・八尾 (2001), 三疊紀のものについては Blome (1984) 及び Sugiyama (1997) によった。

1. 高槻層からの化石と年代

高槻層からは 12 地点の 16 試料から年代決定に有効な放散虫化石が産出している (地点 21: 安養寺ほか, 1987; 地点 7, 24, 25, 31: 菅森, 2004 を含む)。

地点 7 の珪長質凝灰岩からは *Follicucullus porrectus* が産出した (菅森, 2004)。この種は中部ペルム系 *Follicucullus monacanthus* 群集帯～上部ペルム系 *Neolbaillella optima* 群集帯から産出する。地点 21 の珪質泥岩からは *Neolbaillella ornithoformis* などが報告されており (安養寺ほか, 1987; 宮地ほか, 2005), 本研究では *Neolbaillel-*

1. *Neobaillella* cf. *gracilis* Takemura and Nakaseko (地点22A)
 2-3. *Neobaillella* sp. (2: 地点22A, 3: 地点23B)
 4. *Neobaillella grypa* Ishiga, Kito and Imoto (地点21)
 5-8. *Albaillella protolevis* Kuwahara (5: 地点24A, 6: 地点24B, 7: 地点23A, 8: 地点25A)
 9. *Albaillella levis* Ishiga, Kito and Imoto (地点3A)
 10-12. *Albaillella* sp. (10: 地点24B, 11: 地点25A, 12: 地点31)
 13-14. *Follicuculus porrectus* Rudenko (13: 地点22A, 14: 地点7)
 15-16. *Raciditor* cf. *scalae* (Caridroit and De Wever) (15: 地点31, 16: 地点25B)
 17-18. *Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) (17: 地点22A, 18: 地点7)
 19. *Raciditor* cf. *gracilis* (地点17)
 20. *Triplanospongos angustus* (Noble and Renne) (地点22A)
 21. *Triplanospongos dekkasensis* (Noble and Renne) (地点22B)
 22. *Triplanospongos* ? sp. (地点7)
 23. *Latentistula similiculis* Caridroit and De Wever (地点23A)
 24-26. *Latentistula* sp. (24: 地点31, 25: 地点5, 26: 地点22A)
 27. *Gustafina* sp. (地点25B)
 28-29. *Raciditor* ? sp. (28-29: 地点22A)
 30-31. *Pseudotomentus* ? sp. (30: 地点17, 31: 地点18)
 32. *Ishigaum* sp. (地点22B)
 33. *Caulitella* sp. (地点22B)
 34. *Latentistularia* gen. et sp. indet. (地点25B)

第7図. 高槻層から産出した放散虫化石。

la grypa などが新たに得られた。 *N. ornithoformis* はペルム系上部 *N. ornithoformis* 群集帯を特徴付ける種であり、 *N. grypa* は *N. ornithoformis* 群集帯の下半部に産出することが示されている (Kuwahara et al., 1998) が、 *N. optima* 群集帯からも産出する (桑原・八尾, 2001)。 地点 22 の珪長質凝灰岩からは *Neobaillella* cf. *gracilis* が産出した。 *N. gracilis* は *N. ornithoformis* 群集帯中部～ *N. optima* 群集帯から産出する種である。 地点 24 の珪質泥岩 (試料 24A, 24B) 及び地点 25 の珪長質凝灰岩 (試料 25A: 第 5 図 C) からは *Albaillella protolevis* など、 地点 31 の珪長

質凝灰岩からは *A. cf. protolevis* などが得られた (菅森, 2004)。 *A. protolevis* は *N. ornithoformis* 群集帯～ *N. optima* 群集帯下部から産出し、 *N. ornithoformis* 群集帯下部に多産する。 地点 9 の珪長質凝灰岩からは、 *N. ornithoformis* 群集帯中部～ *N. optima* 群集帯下部から産出する *Albaillella levis* が得られた。 地点 23 の泥岩中の珪長質凝灰岩岩塊 (試料 23A) からは *A. levis* 及び *A. protolevis* が得られ、両者が共産するのは *N. ornithoformis* 群集帯中部～ *N. optima* 群集帯下部である。 また、珪長質凝灰岩 (試料 23B) からは *Neobaillella* sp. が産出した。

第8図. 島本層から産出した放散虫化石.

Neobaillella 属は *N. ornithoformis* 群集帯～*N. optima* 群集帯に産出が限られる。

以上のように、高槻層から *N. ornithoformis* 群集帯～*N. optima* 群集帯下部に産出する放散虫化石が多く得られるのに対し、*F. charveti* - *Albaillella yamakitai* 群集帯以下に産出が限られる放散虫化石は見出されていない。また、*N. ornithoformis* 群集帯上部～*N. optima* 群集帯を特徴付ける放散虫化石も得られていない。そのため、高槻層の碎屑岩は *N. ornithoformis* 群集帯下部～中部に対比される可能性が高い。八尾・桑原 (2004) によれば、*N. ornithoformis* 群集帯は上部ベルム系 Wuchiapingian 上部～Changhsingian 最下部に対比され、この年代論に基づく、高槻層の堆積年代はベルム紀新世 Wuchiapingian 後期であると考えられる。

以上の他に、地点 27 の緑色凝灰質泥岩からは球状放散虫化石のみが多量に産し、緑色凝灰質泥岩と漸移するレンズ状の白色凝灰岩からは球状放散虫化石及び有孔虫化石が産出した。

なお、菅森・八尾 (2004) が報告した三疊紀中世の放散虫化石の産出露頭は、高槻層ではなく、本論の島本層に含まれる。

2. 島本層からの化石と年代

島本層からは 3 地点の泥岩から年代決定に有効な放散虫化石が産出した。地点 29 の泥岩中の黒色泥岩岩塊からは *Eptingium nakasekoi*, *Oertlispongia diacanthus* など

状放散虫化石が多産する。地点 30 の黒色泥岩から産出した放散虫化石は全体的に保存が悪く種の決定はやや困難であるが、*O. cf. diacanthus*, *Hindeosphaera* aff. *spinulosa* などが産出した。地点 26 の泥岩中の黒色泥岩岩塊からは球状放散虫化石が多産し、1 個体のみではあるが、*Pseudostylosphaera* ? sp. が得られた。以上の他に、地点 16 及び 28 の黒色泥岩からは多量の球状放散虫化石が得られた。*E. nakasekoi* 及び *H. spinulosa* は三疊系中部 Anisian に、*O. diacanthus* は Anisian 下部に産出が限られる。これらのことから島本層の碎屑岩の堆積年代は三疊紀中世 Anisian 前期と考えられる。

3. 本山寺コンプレックスからの化石と年代

本山寺 CU からはこれまでの研究で、赤色珪質泥岩 (地点 4) からは三疊紀中世～新世、チャートからはベルム紀新世、三疊紀古世及び中世の放散虫化石の産出が報告されている (武蔵野・丹波地帯研究グループ, 1993; 宮地ほか, 2005 など)。今回、新たに本山寺 CU の 10 地点のチャートから年代決定に有効な放散虫化石を得た。

地点 19 の塊状のやや泥質な赤褐色チャートからは *Triasocampe coronata* など、地点 20 の泥岩中のチャート岩塊からは *Pseudostylosphaera japonica* など三疊紀中世を示す放散虫化石が産出した。地点 19 のやや泥質なチャートから *T. coronata* 及び *Triasocampe deweveri* が産出し、三疊紀中世 Anisian 後期を示す。地点 19 及び 20 は Nakae (1993) の浄土谷 C の分布範囲であり、特に地点 20 は高槻層との境界付近にあたる。なお、桜井シンフォーム南翼の本

第9図. 本山寺C及び出灰Cから産出した放散虫化石.

山寺Cからは三畳紀の化石は見出してない。また、地点32の葉理の発達した泥岩からは球状放散虫化石が多産した。

本山寺CLの泥岩(地点14)からは楠(1994)が三畳紀新世 Carnian ~ Norian 中期を示す放散虫化石群集を、泥岩中の礫? (地点2)からは丹波地帯研究グループ(1995)が三畳紀中世 Ladinian の放散虫化石を、その基質の泥岩から宮地ほか(2005)が三畳紀新世の放散虫化石を報告している。

本山寺Cの碎屑岩の年代は、上述の楠(1994)の報告から、三畳紀新世前期であるといえる。また、今回、本山寺Cのやや泥質なチャートから三畳紀中世 Anisian 後期の放散虫

化石の産出を確認した。この年代は、珪質泥岩の年代が三畳紀中世~新世であることから(武蔵野・丹波地帯研究グループ, 1993; 宮地ほか, 2005), チャートの上限の年代を示すものと考えられる。

4. 出灰コンプレックスからの化石と年代

地点1の泥岩からは三畳紀新世の放散虫化石(本田・丹波地帯研究グループ, 1991)が、本研究の調査地域外の二料(出灰西方)の泥岩からは三畳紀新世後期の放散虫化石(井本ほか, 1997)が報告されている。宮地ほか(2005)はチャート岩塊からペルム紀中世、三畳紀中世の放散虫化石及びコノドント、石灰岩岩塊からペルム紀中世~新世の腕足類、フ

第10図 京都西山地域の地質体区分図。A～I: 見かけの地質柱状図作成ルート。

ことは研究史で述べた。最近の報告では、宮地ほか (2005) が、高槻層の砂岩に含まれる碎屑性ジルコンの年代測定を行い、 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ている。今回、高槻層の珪長質凝灰岩、珪質泥岩及び泥岩から年代決定に有効な放散虫化石を得た。高槻層の碎屑岩は *N. ornithiformis* 群集帯下部～中部に対比され、堆積年代はペルム紀新世 Wuchiapingian 後期である可能性が高いことが明らかになった (第12図)。

西南日本内帯において、丹波帯の構造的上位には超丹波帯が位置しており、その碎屑岩の年代はペルム紀中世～新世である。この構造的配置と年代に基づけば、高槻層は丹波帯の構造的上位にあり、超丹波帯に含められる可能性がある。

宮地ほか (2005) は砂岩の粒子組成と化学組成から、高槻層が兵庫県綾部地域の超丹波帯十倉層 (木村, 1988) に対応するとしている。しかし、十倉層に相当する地質体からは、*N. ornithiformis* 群集帯の放散虫化石が見出されておらず、

Follicucullus bipartitus-*F. charveti* 群集帯の放散虫化石が産出している (Ishiga, 1986; 木村, 1988; 栗本・牧本, 1990) ので、十倉層の堆積年代は Wuchiapingian 前期と考えられる。したがって、十倉層は高槻層よりも堆積年代がやや古いと判断される。

綾部地域の超丹波帯淵垣層の B ユニット (武蔵野ほか, 1987; 木村, 1988) と兵庫県青垣地域の武蔵野ほか (1987) が超丹波帯大飯層とし、その後、竹村・前川により青垣層と仮称された碎屑岩から *N. ornithiformis* 群集帯の放散虫化石が報告されている。両層とも成層した碎屑岩を主体とするが、チャート-碎屑岩シーケンズが認められることから、付加複合体とされている (木村, 1988; Ishiga, 1990)。高槻層には層状チャートが含まれていないが、淵垣層の B ユニット及び青垣層と年代かつ碎屑岩層を主体とする点で、高槻層はこれらに対比可能である。高槻層には一部に塊状チャートの岩体が含まれており、ジュラ紀付加複合体などで認められる S-C 状複合面構造や泥注入組織などの変形組織 (例えば、脇田, 2000) が観察される。これらは高槻層が付加複合体であ

第 11 図. 小倉神社南方 (地点 15: 第 10 図) の露頭の柱状図及び放散虫化石の産出層準。

ることを示すものかもしれない。

しかし、楠・武蔵野 (1991) は、砂岩の特徴から、高槻層が前弧盆的位置で堆積したとしている。この場合、高槻層と同年代の前弧海盆堆積物が超丹波帯に認められないことから、高槻層は超丹波帯とは異なる地質体の可能性がある。

ところで、兵庫県篠山地域の味間層 (栗本ほか, 1993) や兵庫県及び大阪府の広根地域の長尾山層 (松浦ほか, 1995) は、層相及び構造的位置の類似性から高槻層に対比されている。しかし、味間層及び長尾山層は中生界とされているため、この対比には問題があり、今後の検討を要する。

高槻層の堆積年代については本研究で明らかになったが、高槻層の堆積場・帰属や超丹波帯との関係については、今後さらなる検討が必要である。

2. 島本層の帰属と対比

京都西山地域の桜井シンフォーム軸部付近において、中江 (1987) は超丹波帯水上層に層相が類似する東条層を報告したが、Nakae (1993) ではその存在や分布は表現されていなかった。しかし、筆者のこれまでの調査の結果、中江 (1987) と同様、高槻層とは年代及び層相が異なる地質体が桜井シンフォーム軸部付近に存在することが明らかとなった。したがって、この地質体を中部三疊系 Anisian の島本層とし、高槻層から分離した。一方、宮地ほか (2005) は本論の島本層の一部を本山寺 C としているが、本山寺 C の碎屑岩の年代とは明らかに異なるため、島本層は本山寺 C と異なる (第 12 図)。

島本層と他の地質体との関係について、宮地ほか (2005) は、本論でいう島本層を、高槻層の構造的下位の本山寺 C がフェンスターとして露出しているものとして扱っている。し

かし、現段階での野外観察からは、島本層は後生的な高角断層で高槻層に接していると考えられる。したがって、島本層と他の地質体との初生的な関係は不明と言わざるをえない。

島本層の砂岩の粒子組成及び砂岩の特徴は、超丹波帯水上層及び篠山地域の年代未詳の上滝層 (栗本ほか, 1993) に類似することが報告されている (中江, 1987; 宮地ほか, 2005)。特に、上滝層は碎屑岩を主体とし、高槻層に対比されてきた味間層と共に丹波地域の中・古生界に発達するシンフォームの軸部に露出することから、島本層との類似性が高い。また、高城山団体研究グループ (1993) は篠山地域の味間層分布域の泥岩から三疊紀中世の放散虫化石を報告しており、島本層に対比可能である。なお、上滝層は超丹波帯に含められ、三疊紀中世の泥岩の帰属には議論がある。そのため、島本層の帰属・対比については篠山地域の味間層・上滝層の検討が重要である。

島本層は、泥岩に砂岩の岩塊を含むことがあり、緑色岩岩塊も含んでいると判断されることから、付加複合体の可能性が考えられる。しかし、島本層は遠洋性チャートを含まず、緑色岩岩塊は高ヶ尾山付近の 1 箇所で見出されているだけである。さらに、この緑色岩が島本層の海洋地殻としての基盤をなしていたかどうか不明である。島本層の堆積場については今後の課題である。

3. 丹波帯の形成年代と対比

本地域の丹波帯三疊紀堆積岩複合体は三疊紀新世前期の本山寺 C と三疊紀新世後期の出灰 C に区分される。出灰 C には、チャート・碎屑岩・シーケンズが認められ、本山寺 C 及び出灰 C にはチャートや緑色岩などの海洋性岩石が含まれる。さらに両者に含まれる各岩相の示す年代から海洋プレート層序が復元される (第 12 図)。これらは本地域の丹波帯が付加複合体であることを示すと考えられ、過去の研究結果 (Nakae, 1993; 宮地ほか, 2005 など) と矛盾しない。ただし、本山寺 CL の一部 (ポンポン山砂岩) は砂岩の粒子組成や岩相、変形の程度から海溝陸側斜面堆積物とする説がある (楠・武蔵野, 1992; 宮地ほか, 2005)。この点については今後検討の余地を残している。一般に付加複合体の形成年代は碎屑岩の堆積年代もしくはそれよりやや若いと考えられる。従って、本山寺 C は Carnian ~ Norian 中期以降、出灰 C は Norian 後期 ~ Rhaetian 以降に付加・形成されたと考えられる。これは丹波帯の形成年代が三疊紀新世前期にまで遡ることを示している。なお、島本層が付加複合体の場合、本山寺 C よりも碎屑岩の年代が古い場合、島本層は本山寺 C の形成前に形成された付加複合体ということになる。この可能性に基づけば、丹波帯の形成が三疊紀中世にまで遡ることが考えられる。しかし、島本層の形成場については前述のように、今後の検討が必要である。

Nakae (1993) は高槻層の構造的下位にペルム紀新世の付加複合体である浄土谷 C を設定している。浄土谷 C の年代の根拠は研究史で述べたように安養寺ほか (1987) のペルム紀新世の珸質泥岩 (地点 21: 第 10 図) の報告である。しかし、この珸質泥岩は、高槻層分布域に位置し、年代からも高槻層を構成しているものと判断され、高槻層の構造的下位の

第12図. 各地質体の岩相と地質年代から復元された層序.

地質体であるとは考えにくい。また、浄土谷 C とされた地質体の泥岩から、楠（1994）が三疊紀新世前期の放散虫化石（地点 14: 第 10 図）を、本論でも高槻層との境界に近いチャートから三疊紀中世の放散虫化石（地点 13, 19 及び 20: 第 10 図）を見出している。したがって、浄土谷 C とされた地質体は三疊系を含んでいるため、その大部分は丹波帯に属するものと判断される。なお、桜井シンフォーム南翼の高槻層の構造的な下位の地質体からは、三疊紀以降の化石を見出すことができなかった。しかし、ペルム紀新世の層状チャートが存在することから、砕屑岩の年代は三疊紀以降と推定される。そのため、桜井シンフォーム南翼の高槻層の構造的な下位に位置する地質体も丹波帯に属するものと考えられる。

丹波帯において三疊紀新世後期の砕屑岩が報告されているのはユニット TII d であり（楠・武蔵野, 1992; 高城山団体研究グループ, 1993 など）、出灰 C もユニット TII d に含まれている（宮地ほか, 2005）。他にもこのユニット TII d に含まれる地質体は、兵庫県生野地域の丹波帯若井コンプレックスの一部（堀ほか, 2004）、岐阜県揖斐郡から不破郡の美濃帯大滝ユニット（鈴木ほか, 1999）などがある。

本山寺 CL には篠山地域の高城山層（栗本ほか, 1993）に粒子組成が類似する砂岩（ボンボン山砂岩）が含まれている（楠・武蔵野, 1992）。しかし、高城山層からはジュラ紀中世～新世の放散虫化石の産出が報告されているので（栗本, 1992）、本山寺 CL と高城山層とは対比できない。少なくとも現時点では、丹波帯に本山寺 CL に対比しうる地質体の報告はない。

本山寺 CU は、砂岩の特徴やチャート及び緑色岩岩塊を含

む点で、青垣地域の竹村・前川（2005）が丹波帯大名草層と仮称した地質体に、篠山地域のユニット TII d の珪長質凝灰岩から三疊紀新世前期の放散虫化石の報告（高城山団体研究グループ, 1993）から、ユニット TII d の一部に対比できる可能性がある。また、本山寺 CU の砂岩の粒子組成及び砂岩の特徴は、超丹波帯氷上層に類似することが報告されており（宮地ほか, 2005 など）、この類似性については今後の検討が必要である。

以上のように、丹波帯三疊紀堆積岩複合体は近畿地方を中心に点在している。しかし、本地域以外の三疊紀堆積岩複合体はそれらの層序の復元がほとんどなされていない。今後、これらの地質体の層序を復元し、三疊紀堆積岩複合体の全貌を明らかにする必要がある。

4. 京都西山地域の中・古生界形成史の問題点

今回、京都西山地域において高槻層の堆積年代、中部三疊系島本層の存在、そして、本地域の丹波帯の三疊紀堆積岩複合体の形成年代が三疊紀新世前期及び後期の 2 段階に区別されることが明らかになった。

前述のように、本山寺 CL の一部を除いて、本地域の丹波帯を付加複合体とする解釈に大きな問題はなく、丹波帯の形成は三疊紀新世前期にまで及ぶものと考えられる。一方、高槻層及び島本層に関しては、これらの形成場はどこであったのか、付加複合体であるのかないのか、他の地質体とは初生的にどのような関係にあったのかなど、不明な点が多く、重要な問題をはらんでいる。特に島本層は、日本では報告例のない三疊紀中世の付加複合体である可能性があり、その可能性にもとづくならば、丹波帯だけではなく、日本のジュラ紀付加複合体の形成開始時期が三疊紀中世にまで遡ることになる。さらに、超丹波帯や舞鶴帯などのいわゆる先ジュラ紀地帯群と高槻層の形成との構造的関連が問題となる。

今後、高槻層、島本層及びそれらに対比されうる地質体の形成場や帰属、構造的関係を明らかにすることは、ペルム紀～三疊紀の西南日本内帯のテクトニクスの解明に繋がるものと期待される。

謝 辞

大阪市立大学の八尾 昭教授には終始懇切なご指導を賜った。同大学の桑原希世子博士にはペルム紀の放散虫についてご教示頂いた。同志社女子中高等学校の楠 利夫氏には調査地域等で議論して頂いた。京都教育大学の武蔵野 實教授には調査地域で議論して頂いた。兵庫教育大学の西村年晴教授には日本の標準砂岩試料を貸して頂いた。本地域の調査に際し、大阪市立大学大学院の渡辺 聡氏（現 復建調査設計株式会社）及び梶山敦司氏（現 株式会社 建設技術研究所）には試料採取などにご協力頂いた。同大学院地球学教室の教員の方々、院生諸氏、特に地球史研究室構成員諸氏にはゼミなどで有益なご意見を頂き、様々な面でお世話になった。また、編集幹事の岐阜大学の小嶋 智教授、査読者の新潟大学の松岡 篤教授、兵庫教育大学の竹村静夫博士には多くのご指摘を頂き、本稿が改善された。これら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, 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, 241.
- Blome, C.D., 1984, Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America. *Bull. Amer. Paleont.*, **85**, 1-88.
- 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.
- 早坂康隆・池田圭一・穴戸俊夫・石塚 誠, 1996, 島弧-背弧盆系としての舞鶴帯の復元. テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 134-144.
- 本田輝政・丹波地帯研究グループ, 1991, 丹波帯北摂山地の三疊系. 日本地質学会関西支部報, no.112, 8-9.
- 堀 利栄・栗本史雄・後藤博弥, 2004, 兵庫県生野地域から産出する放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 13, 59-68.
- Imoto, N., 1984, Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Educ. ser. B*, no.65, 15-71.
- 井本伸広・楠 利夫・小原正顕, 1997, 安威川総合開発事業に伴う文化財等総合調査中間報告書. IV. 地質部門, 大阪府文化財調査研究センター, 第9集, 57-106.
- 石賀裕明, 1983, “丹波層群”を構成する2組の地層群について-丹波帯西部の例-. 地質雑, **89**, 443-454.
- 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*, Publ. IGCP 224, Osaka, 97-107.
- 木村克己, 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, **94**, 361-379.
- 栗本史雄, 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, **98**, 787-790.
- 栗本史雄, 1994, 放散虫生層序と5万分の1地質図幅. 地質ニュース, no.482, 21-30.
- 栗本史雄・牧本 博, 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), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之, 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), 地質調査所, 93p.
- 楠 利夫, 1994, 大阪府北部北摂山地から産出したトリアス紀新世放散虫化石とその意義. 地球科学, **48**, 253-258.
- 楠 利夫・井本伸広・武蔵野 実・本田輝政, 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, **51**, 442-446.
- 楠 利夫・武蔵野 実, 1987, 丹波帯, II型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉱物組成の検討. 日本地質学会関西支部報, no.103, 3-5.
- 楠 利夫・武蔵野 実, 1989, 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, **43**, 75-83.
- 楠 利夫・武蔵野 実, 1990, 超丹波帯・丹波帯および舞鶴帯のペルム-三疊系砂岩-モード組成とその比較-. 地球科学, **44**, 1-11.
- 楠 利夫・武蔵野 実, 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, **45**, 39-50.
- 楠 利夫・武蔵野 実, 1992, 丹波帯の三疊系-下部ジュラ系の砂岩組成とその意義. 地質学論集, no.38, 99-110.
- 楠 利夫・武蔵野 実・井本伸広・丹波地帯研究グループ, 1998, 京都西山地域の中・古生界一層序と構造について-. 日本地質学会関西支部報, no.124, 3-4.
- Kuwahara, K., 1999, Phylogenetic Lineage of Late Permian *Albaillella* (*Albaillellaria*, Radiolaria). *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **42**, 85-101.
- 桑原希世子・八尾 昭, 2001, 美濃帯層状チャートにみられるペルム紀新世の放散虫群集の変遷. 大阪微化石研究会誌, no.12, 33-49.
- 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 逢秋, 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), 地質調査所, 110p.
- 宮地良典・楠 利夫・武蔵野 実・田結庄良昭・井本伸広, 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), 産総研地質調査総合センター, 90p.
- 武蔵野 実・桐村成己・石賀裕明, 1987, 超丹波帯大飯層からのペルム紀新世 *Neobaillella* 属放散虫の発見. 地球科学, **41**, 194-197.
- 武蔵野 実・丹波地帯研究グループ, 1993, 高槻市北部に分布する三疊系. 日本地質学会関西支部報, no.116, 7.
- 中江 訓, 1987, 京都西山地域の丹波層群の再検討. 日本地質学会関西支部報, no.104, 18-19.
- Nakae, S., 1993, Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **36**, 15-70.
- 中江 訓, 2000a, 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no.55, 1-15.
- 中江 訓, 2000b, 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no.55, 73-98.
- 中村新太郎・松下 進・館林寛吾, 1936, 京都西山山地の地質. 地球, **26**, 311-334.
- 坂口重雄, 1957, 京都西山の層序と構造-丹波帯南部の地質 (1)-. 大阪学芸大紀要, **6**, 13-24.
- 坂口重雄, 1973, 丹波地帯における地向斜の発展と造山運動の研究. 大阪教育大紀要, **22**, 23-53.
- 菅森義晃, 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, 60.
- 菅森義晃・八尾 昭, 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, G015-001.
- Sugiyama, K., 1997, Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the south-eastern Mino Terrane, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.24, 79-193.
- 鈴木洋平・大塚 勉・八尾 昭, 1999, 美濃帯西部の泥岩から産出したトリアス紀新世放散虫化石群集. 地質雑, **105**, 456-459.
- 竹村静夫・前川 淳, 2005, 兵庫県中東部山東-青垣地域の超丹波帯-その2. 日本地質学会第112年学術大会講演要旨, 224.
- 高城山団体研究グループ, 1993, 丹波帯形成史についての新知見. 地球科学, **47**, 549-554.
- 丹波地帯研究グループ, 1995, 大阪府北摂山地, 泥岩層からのトリアス紀中世放散虫化石の発見. 地球科学, **49**, 433-436.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ, 1987, 丹波帯, 周山シンフォーム部の層序. 日本地質学会関西支部報, no.103, 2-3.
- 脇田浩二, 2000, 美濃帯のメランジュ. 地質学論集, no.55, 145-163.
- 八尾 昭・桑原希世子, 2004, 中国のペルム系-三疊系の放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.13, 29-45.

(要 旨)

菅森義晃, 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, **112**, 390—406. (Sugamori, Y., 2006, Upper Permian Takatsuki Formation, Middle Triassic Shimamoto Formation and Triassic sedimentary complex in the Nishiyama area, Osaka and Kyoto prefectures, SW Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 390—406.)

本論では, 層序や構造に不明な点が多かった京都西山地域の中・古生界の層序区分を行った. 研究地域の中・古生界は構造的上位の高槻層 (再定義) と島本層 (新称) 及び下位の丹波帯に区分される. 年代未詳とされた従来の高槻層は, 碎屑岩主体の上部ペルム系高槻層と中部三畳系島本層に区分されることが明らかになった. 一方, 丹波帯は構造的上位から本山寺コンプレックス (再定義), 出灰コンプレックス (再定義) 及び田能コンプレックスに細分される. 本山寺コンプレックスから三畳紀新世前期, 出灰コンプレックスから三畳紀新世後期及び田能コンプレックスからジュラ紀古世を示す放散虫化石が, それぞれの碎屑岩から産出する. これらの丹波帯の各コンプレックスはその層相及び構造から付加複合体と判断され, 丹波帯の付加・形成が三畳紀新世前期には始まっていたと考えられる.