

高知県佐川地域秩父累帯中帯南部の中部ジュラ系毛田層*

松 岡 篤**

Middle Jurassic Keta Formation of the southern part of the Middle Chichibu Terrane in the Sakawa area, Kochi Prefecture, Southwest Japan*

Atsushi MATSUOKA**

Abstract Middle Chichibu Terrane is composed of various geologic bodies which are different in age and lithology. As the first step of the geologic study on this terrane, the Keta Formation is described and discussed.

The Keta Formation is distributed in the southern part of the Middle Chichibu Terrane. This formation consists mainly of mudstone and sandstone associated with a small amount of acidic tuff and lacks exotic blocks entirely. This formation is 250 m+ in thickness and is divided into sandstone-rich lower member and mudstone-rich upper one. The Keta Formation forms a homoclinal structure moderately or steeply dipping north and generally striking E-W and is in fault contact with the adjacent strata. Radiolarian fossils occur from various horizons of the upper member, which is assigned to the uppermost part of *Tricolocapsa plicarum* Zone, namely, to middle Middle Jurassic.

Judging from differences in litho-facies, in degree of disturbance and in age between the Keta Formation and the surrounding older strata, it is inferred that the Keta Formation originally rested unconformably upon them. On the basis of radiolarian biostratigraphy, the Keta Formation is regarded as contemporaneous with the following stratigraphic units of the Togano Group in the Southern Chichibu Terrane from north to south; coarse clastics layer of the Ogawa belt, siliceous mudstone layer of the Kobiura belt and the Nishiyama belt-I, chert layer of the Nishiyama belt-II and -III. The paleogeography during middle Middle Jurassic time of the Southern Chichibu Terrane and the southern marginal part of the Middle Chichibu Terrane based on above mentioned facies distribution is comparable with a certain type of the modern active margin.

はじめに

西南日本外帯の秩父累帯は、四国を基準にさらに北・中・南の3帯に区分される。秩父累帯中帯(以下、中帯と略す)は、その狭長な地帯にシルル紀から白亜紀におよぶ種々の年代を示す地層のほか、レンズ状の分布形態をとる変成岩類、火成岩体が数帯にわかれて配列し、我

が国における最も複雑な地質構造を呈する地帯の一つである。

中帯のトリアス系としては陸源碎屑性の蔵法院層群と川内ヶ谷層群とが古くから知られているが、近年、中帯南縁の従来の古生層中にトリアス紀チャートが含まれることが判明した(小池・岸本, 1979; 佐藤・松田, 1979, 1981)。しかし、新たに年代が決定したのはチャートのみであり、そのまわりに分布する碎屑岩層の年代は不明であった。筆者は、高知県佐川地域(Fig. 1)の中帯南部の泥岩からジュラ紀中世の放射虫化石を見出したことに端を発し、当地域の地質調査を行った。本稿では、その結果明らかになった中帯の中部ジュラ系毛田層の記載

1984年10月16日受付。1985年3月7日受理。

* 日本地質学会関西支部例会(1985年2月)および日本地質学会第92年学術大会(1985, 山口)にて講演。

** 大阪市立大学理学部地学教室。Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558 Japan.

を行い、その年代について議論する。また、その地質学的意義について考察し、秩父系帯南帯も含めてジュラ紀中世中頃の古地理の復元を試みる。地質図(Fig. 2)に示される地域は中部トリアス系蔵法院層群分布域より南で、神原谷スラスト以北であり、中帯南縁部にあたる(高知県高岡郡佐川町の中中部)。

謝辞 この研究を進めるにあたり、大阪市立大学市川

浩一郎教授には、原稿を読んでいただき有益なご教示とご助言を賜った。同大学八尾 昭博士からは、放射虫化石についてご討論していただき、草稿についてご助言を賜った。同大学基盤地質研究室の方々には多方面にわたるご援助・ご教示を賜った。これらの方々には厚く感謝する。

研究史および地質概略

高知県佐川地域中部の地質に関する研究としては、YEHARA(1927)、小林(1931)、蔵田(1940, 1941)、SUYARI(1961)、小池・岸本(1979)などがあり、最近甲藤(1982)は佐川町の地質図を公表した。SUYARI(1961)は調査地域(Fig. 2)の南半には中部ペルム系高岡累層が、北半には上部ペルム系市ノ瀬層群が東西に帯状に分布するとした。両層の年代的位置づけは、高岡累層については大平山を中心として東西に断続するレンズ状の石灰岩岩体からの紡錘虫化石に、また、市ノ瀬層群については調査地域の北方に分布し、ペルム紀新世の化石を含む模式地の市ノ瀬層群との岩相の類似による対比に基づいている。小池・岸本(1979)は、チャートからのコノドント化石の資料を加え、南からトリアス系紫園層、ペルム系大平山層群の2層に区分した。この2区分はSUYARI(1961)のものとはかなり異なる。佐藤・松田(1981)は佐川地域の中帯全域にわたり、チャート・碎屑岩からの微化石の検討を行った。その結果、中帯において数帯にわかれて分布するとされていた高岡累層、市ノ瀬層群が、

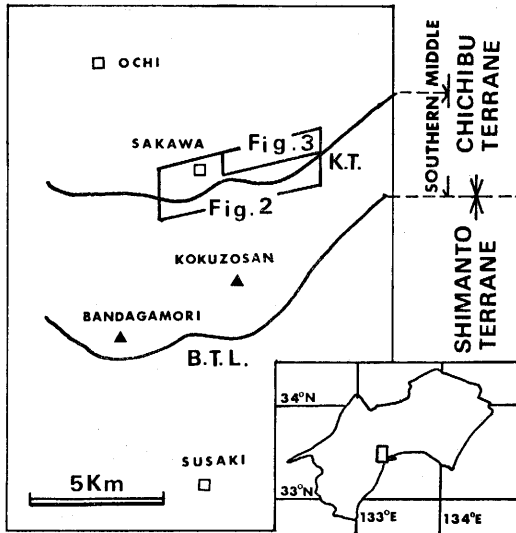


Fig. 1 Index map of the study area.

B.T.L.: Butsuzo Tectonic Line, K.T.: Kambaradani Thrust and its extension.

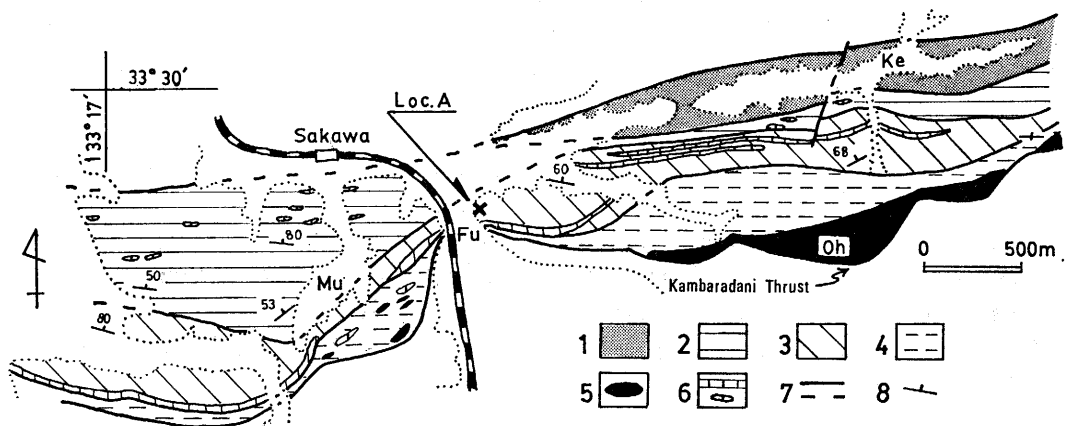


Fig. 2 Geologic map of the study area.

1: Keta Formation, 2: Murasakien Formation, 3: Furuyochi Formation, 4: Ohirayama Formation, 5: limestone, 6: chert, 7: fault, 8: dip and strike, Ke: Keta, Oh: Ohirayama, Fu: Furuyochi, Mu: Murasakien.

帯によって年代を異にするチャートを含むこと、トリアス紀チャートは中部トリアス系蔵法院層群分布域以北では見いだされなかったことを示した。なお、高岡累層のうち最南の帯の泥岩から中期ジュラ紀型放散虫、チャートから前期ジュラ紀型放散虫の産出を報告しているが、これらの産出地点は南帯のトリアス・ジュラ系斗賀野層群(松岡, 1984a)の分布域内にある。

筆者の調査によれば、調査域の地層は岩相的に異なる4層に区分され、それらは Fig. 2 に示すように南から大平山層、古用地層(新称)、紫園層、毛田層(新称)からなる。各層はいずれも東西に帯状に分布し、層理面、礫質泥岩にみられる基質の片理ならびに含まれるシート状・レンズ状岩体の一般的走向は各層の分布の延びと調和的な方向を有し、中～高角度で北に傾斜する。各層は、それぞれ層面とほぼ平行な断層で境される。以下に各層の概略を述べる。なお、本稿の主題である毛田層については次章・次々章で詳述するのでここではふれない。

大平山層：石灰岩、チャート、砂岩の礫を含む礫質泥岩からなる。礫の大きさは通常小礫大であるが、長径数 m～数 100m のブロック状岩体をなすことがある。石灰岩岩体は約 250m の最大厚を有し、大平山を中心に本層分布域の南縁に沿って東西に断続する。紫園南東方では長径数 m～数 10m の石灰岩ブロックが散点する (Fig. 2)。これらの石灰岩はペルム紀中世を示す紡錘虫化石などを含む。チャートは小礫大から長径 100m 位までの大きさを有する。砂岩は小礫大以上の種々の大きさの岩体をなす。大平山鋤山内の道路沿いでみられる砂岩岩体は厚さ 50m 以上ある。

古用地層(新称)：チャートと砂岩および砂岩・泥岩互層を主とし泥岩を伴う。チャートは東西によく連続して分布する。碎屑岩層は層理をよく保持している。本層のチャートから小池・岸本(1979)、佐藤・松田(1981)はトリアス紀コノドントを、岸田・菅野(1982)はトリアス紀放散虫を報告している。筆者は本層の泥質岩 (Fig. 2 の Loc. A) よりジュラ紀古世を示す放散虫を得ている (松岡, 1984c)。

紫園層：砂岩、チャートの礫を含む礫質泥岩からなる。礫の大きさは通常小礫大であるが、長径数 m～数 10m のレンズ状・ブロック状岩体をなすことがある。礫質泥岩は著しく構造変形をうけ、一様に鱗片状劈開が発達している。本層からは化石は未発見である。

以上の3層は、SUYARI(1961)の高岡累層の一部、小池・岸本(1981)の大平山層群・紫園層の一部に相当す

る。本稿における地層区分は従来のものとは分布が大きく異なる。詳細は別の機会に報告する予定である。

毛田層の記載

毛田層の地質図および地質柱状図をそれぞれ Fig. 3, Fig. 4 に示す。

中帯には毛田層とほぼ同年代とみなしうる“鳥巢層群”が知られている。また、中帯は地質構造が複雑で、くりかえし調査されてきたにもかかわらず未知のジュラ系が存在する可能性もある。毛田層は新称であるが、次々章で述べるように鳥巢層群に関する問題を含めて佐川地域の中帯全域にわたりジュラ系の大綱が明らかになるまで、この名称を記載の便宜上を用いる。

分布：毛田を中心に南北 200～300m の幅で東西に帯状に分布する。西方へはしだいに分布幅を狭め、構造的に尖滅すると考えられる。東方へは調査域外へ続くと思われる。本層の分布域は、SUYARI(1961)が大平山北方における上部ペルム系市ノ瀬層群とした地域にはほぼ相当する。なお、模式地の市ノ瀬層群と本層とは、年代が全く異なる。

層厚：250m+

岩相・層序：本層は泥岩・砂岩を主とし、ごく少量の酸性凝灰岩を伴う。本層は岩相により砂岩層が卓越する下部層と泥岩層が卓越する上部層に2分される。

下部層は砂岩、砂岩泥岩互層を主とし、泥岩を伴う。大部分の砂岩は、塊状で灰白色～緑灰色を呈する長石質アテナイトないしワッケである。まれに細礫を含む粗粒砂岩がみられ、泥岩、チャート、酸性火成岩などの岩片を含む。また、石灰質基質をもつ砂岩もみられる。砂岩泥岩互層は、砂岩に比べ量的に少ない。厚さ 10 cm～数 10 cm の砂岩と数 cm の泥岩とのくりかえしからなる砂岩優勢の互層である。下部層の泥岩は暗灰色で一般に砂質である。

上部層は泥岩を主とし、ごく少量の砂岩、酸性凝灰岩を伴う。泥岩は灰色～暗灰色を呈し、塊状・無層理である。しばしば生物擾乱が認められる。泥岩にはまれに長径数 10 cm の石灰質ノジュールが含まれるほか、ときおり炭化した木片(最大長径 7 cm)がみられる。泥岩は放散虫化石を含むことが多い。砂岩は数 cm～10 数 cm の層厚をもち泥岩に挟在される。細粒～中粒でまれに平行ラミナが観察される。酸性凝灰岩は、現在、毛田東方の1露頭で確認されているにすぎない(層厚 1m+)。風化面では白色であるが、新鮮な破断面では暗灰色を呈する。細粒・ガラス質で容量で数%の放散虫殻を含む。

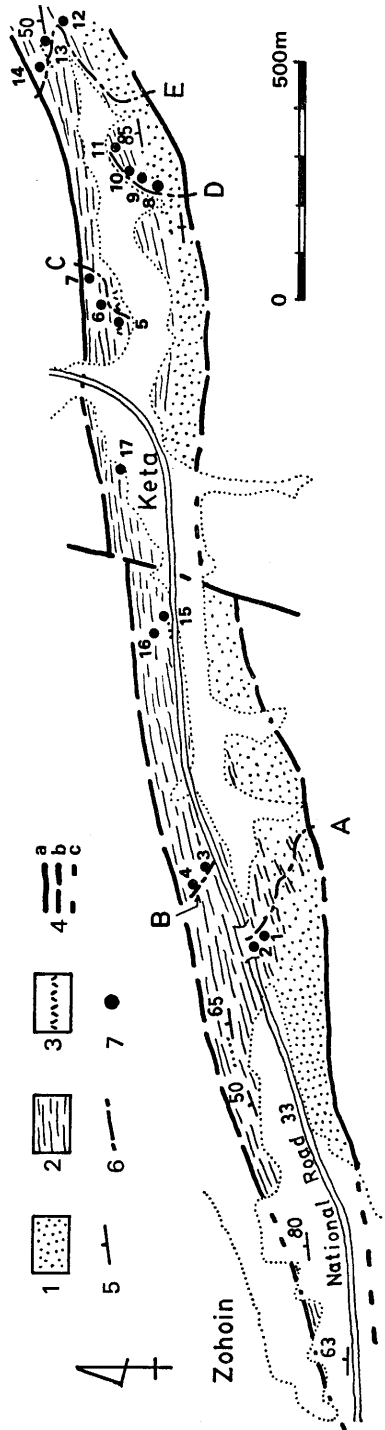


Fig. 3 Geologic map of the Keta Formation.

1: sandstone, 2: mudstone, 3: acidic tuff, 4: fault (a: confirmed, b: inferred, c: concealed), 5: dip and strike, 6: measured sections (A~E) of Fig. 4, 7: fossil locality.

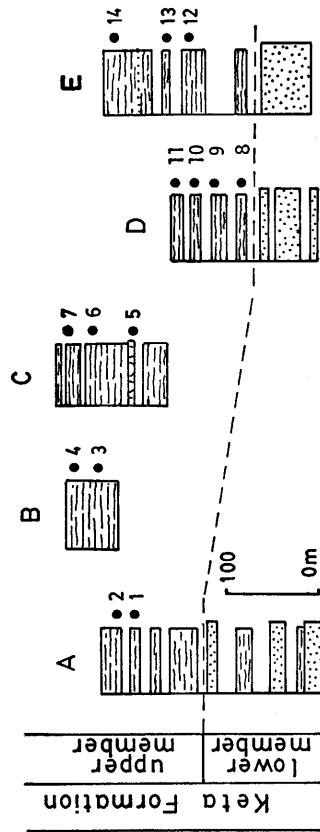


Fig. 4 Columnar sections of the Keta Formation. For symbols see Fig. 3.

Table 1 Radiolarian fossils from the Keta Formation.

| SPECIES | LOCALITY NUMBERS | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao | + | + | + | | + | | + | | | + | + | + | + | | + | + | + |
| <i>Tricolocapsa(?) fusiformis</i> Yao | | | | + | + | | | | | | | | | | | | + |
| <i>Tricolocapsa(?) sp. aff. T.(?) fusiformis</i> Yao | + | + | | + | + | | + | | | + | + | + | + | | + | + | + |
| <i>Tricolocapsa sp. cf. T. ruesti</i> Tan | + | + | | | + | | + | + | + | | + | | | | | + | + |
| <i>Williriedellum sp. A</i> | | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| <i>Stichocapsa japonica</i> Yao | + | + | + | + | + | | + | + | | + | + | | + | + | + | | |
| <i>Stichocapsa convexa</i> Yao | + | + | + | | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | + | + |
| <i>Eucyrtidium(?) unumaense</i> Yao | + | + | + | + | + | | | + | | + | + | | + | + | + | + | + |
| <i>Protunuma fusiformis</i> Ichikawa & Yao | + | + | | | + | | | | | | + | | | + | + | + | + |
| <i>Hsuum sp. cf. H. maxwelli</i> Pessagno | | | + | | + | | | | | + | + | | + | + | + | | |

構造：本層はほぼ東西の走向を有し、北に中～高角度で傾斜する同斜構造を呈する。本層の南縁は断層で紫園層と接する。北縁は断層で西部では蔵法院層群と、東部ではチャートブロックを含む帰属不明の礫質泥岩層*と接する。

南縁の断層は2地点で確認されている。1地点は毛田層分布域の西端部にあり、ここでは幅数mの擾乱帯を伴う東西性の断層である。他の1地点は、大平山鉱山へ向かう林道(Fig. 3のルートA)で観察される。ここでは毛田層下部の砂岩層が紫園層の鱗片状劈開が発達する礫質泥岩層と断層を経て接する。断層面はN 80° Eの走向を有し、ほぼ垂直である。紫園層自体が、一見破碎されたような外観を呈するために、紫園層におけるこの断層の破碎帯の幅を正確に見積もることは困難である。断層近傍の毛田層の砂岩は顕著な擾乱を被っていない。

北縁の断層は、西部の2地点(いずれも蔵法院南西方)、東部の1地点(Fig. 3のルートEの北端)で観察される。断層面はいずれもE—WないしENE—WSWの走向を有し、北に急斜する。破碎帯の幅は1m以下である。

地質図に表現される規模の胴切り断層としては、毛田南西方を通過するものがある。ここではこの断層の走向はN 25° E、傾斜は60° NWで、数10cmの破碎帯を介して毛田層下部の砂岩と紫園層の礫質泥岩とが接する。

毛田層の年代

現在のところ毛田層から産出する年代決定に有効な化石は放射虫のみである。上部層の17地点から保存良好

* 岩相的には紫園層に似る。地質図では省略。

な化石を得た(Figs. 3, 4)。産出化石のリストをTable 1に示す。Fig. 4に示すように上部層の様々な層準から化石が得られているが、産出層準による顕著な種構成の差異は認められない。下部層からは現在のところ年代決定に有効な化石は得られていない。

Table 1に示された種のうち、*Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO, *Tricolocapsa plicarum* YAO, *Tricolocapsa(?) fusiformis* YAO, *Tricolocapsa sp. cf. T. ruesti* TAN, *Stichocapsa japonica* YAO, *Stichocapsa convexa* YAO, *Eucyrtidium(?) unumaense* YAOは、いずれも美濃帯犬山地域のマンガノジュールから ICHIKAWA & YAO(1976)および YAO(1979)によって記載された種である。これらはジュラ紀中世前期を示すと考えられる *Unuma echinatus* 群集帯(松岡, 1982)に多産する。また、*Tricolocapsa(?) sp. aff. T.(?) fusiformis* YAO, *Williriedellum sp. A*(ともに MATSUOKA, 1983による)はジュラ紀中世後期を示すと考えられる *Lithocampe(?) nudata* 群集帯(松岡, 1982)に多産する種である。以上の放射虫化石によれば、毛田層上部層が中部ジュラ系であることは確かであるといえる。以下に、近年詳細に検討されつつある中・上部ジュラ系の放射虫生層序の知識に基づいて、さらに詳しく毛田層の年代について考察する。

MATSUOKA(1983)は中・上部ジュラ系から産する殻室数の少ない *Nassellaria* 目の放射虫化石に着目し、種の垂直分布を検討した。その結果いくつかの生系列を明らかにし、祖先型から子孫型が派生出現する二つの生層序基準面を用いて、群集帯とは独立に三つのインターバルゾーン(下位から、*Tricolocapsa plicarum* 帯, *Tricolocapsa*

conexa 帯, *Stylocapsa*(?) *spiralis* 帯)を設定した。それらの生系列のうちの一つが *Tricolocapsa plicarum* YAO から *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA が派生するというものであり, *T. conexa* の出現層準が *T. plicarum* 帯と *T. conexa* 帯の境界をなす。なお, *T. plicarum* 帯と *T. conexa* 帯は, それぞれ年代的にはほぼ *Unuma echinatus* 群集帯と *Lithocampe*(?) *nudata* 群集帯に対応する。

毛田層からは現在のところ, *T. plicarum* のみが発見され, *T. conexa* は見い出されていない。本層からの *T. plicarum* は美濃帯犬山産の模式標本に比べ, 一般に第3殻室に付く皿状の付属物が小さい。また, 個体によっては皿状の付属物の側方に小さな殻孔をもつ円形のくぼみが存在する (Plate I-2)。この形態的要素は *T. plicarum* 帯中・下部からの *T. plicarum* には見い出されないが, *T. conexa* 帯の標本には一般的にみられるものである。この形態的要素をもつ *T. plicarum* の産出下限は, *T. plicarum* 帯最上部まで確認されている (MATSUOKA, 1983 の白石川—1セクションの T-05, pl. 3, Fig. 2 参照)。

T.(?) *fusiformis* YAO は第3殻室に付く皿状の付属物が上位の層準に向かって系統的に小さくなることが知られている (松岡, 1982)。MATSUOKA(1983)は, 殻の最大幅と付属物の最大幅との比が2.0以下のものを狭義の *T.*(?) *fusiformis* とし, 2.0より大きいものを *T.*(?) sp. aff. *T.*(?) *fusiformis* として区別した。 *T. plicarum* 帯では前者は後者に対して圧倒的に優勢であるが, *T. plicarum* 帯と *T. conexa* 帯の境界付近で両者の優越性は逆転し, *T. conexa* 帯中部以上では後者のみが産出する。本層からは, *T.*(?) *fusiformis* と *T.*(?) sp. aff. *T.*(?) *fusiformis* はともに産出するが, 後者の方が優勢である。

Protunuma 属に関しては, *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO が多産する。 *P. fusiformis* の産出上限は *T. conexa* 帯の中部まで確認されているが, そのアクメは *T. plicarum* 帯にある。 *T. conexa* 帯の下・中部に特徴的な *P. turbo* MATSUOKA は, *T. conexa* 帯の下限付近で *P. fusiformis* から派生出現したと考えられるが, 本層からは未発見である。

Table 1 に示した種はいずれも, その産出レンジが *T. plicarum* 帯, *T. conexa* 帯にまたがり, ほとんどの種がさらに上位, あるいは下位の化石帯においても見い出されることが知られている。 *Unuma echinatus* 群集の構成種とされている種のうち, *Cyrtocapsa*(?) *kisoensis* YAO, *Diacanthocapsa normalis* YAO, *Archicapsa* sp. A

(八尾ほか, 1982, pl. 3, fig. 3) や *Zartus* 属の種など *T. plicarum* 帯内で消滅あるいは産出が激減すると考えられる種は, 本層からは見つかっていない。一方, *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA, *Protunuma*(?) *ochiensis* MATSUOKA, *Lithocampe*(?) *nudata* KOCHER など現在の知識では出現層準が *T. conexa* 帯内にある種も, 本層からは産出していない。

以上述べたことから総合的に判断するならば, 毛田層の上部層は *T. plicarum* 帯の最上部に位置すると考えられる。ただし, 一般に *T. conexa* 帯の最下部では *T. conexa* の産出頻度が低いという事情があるので, *T. conexa* 帯の最下部を含む可能性もあるといえる。

MATSUOKA(1983)は *T. plicarum* 帯, *T. conexa* 帯の年代をそれぞれジュラ紀中世前期, ジュラ紀中世後期としている。これに基づけば, 毛田層上部層の年代はジュラ紀中世中頃と考えられる。先に述べたように, 毛田層下部層については有効な化石を産出せず年代は不明であるが, それほど古くはならないと予想している。

考 察

1. 毛田層の基盤について

先に述べたように, 秩父果帯中帯は我が国における最も複雑な地質構造を呈する地帯の一つである。これまで多くの人により, この地帯には時期および様式を異にする構造変形があったことが指摘されている (例えば, 伊熊, 1980)。このような重複変形のため, 個々の地質体はほとんどの場合断層関係で他の地質体と接し, 初生的関係が保持されていることは極めてまれである。このことは毛田層に関しても例外ではなく, 現在は上限・下限とも断層で断たれ他の地質体と接している。毛田層の基盤をなしていた地質体と毛田層との本来の関係を示す露頭は未発見であるが, いくつかの間接的な事実から毛田層の基盤について考察する。

毛田層の近辺に分布する紫園層・古用地層・大平山層はチャート・石灰岩などの岩体を含む。これらの岩体の産状からみて, 上記の3層は何らかの混合・再構成過程を経てきた地質体である。一方, 毛田層は, ごく少量挟まれる酸性凝灰岩を除けば陸源碎屑岩のみからなり, 異質岩体を全く含まない。

毛田層は近辺の地層に比べて構造的擾乱が弱い。特に, 南接する紫園層とは変形構造において著しい対照をなす。すなわち, 紫園層の礫質泥岩には一様に鱗片状劈開が発達するのに対し, 毛田層にはそのような変形構造は全く発達しない。

中帯南縁部において、毛田層以外で碎屑岩の年代が判明しているのは古用地層のみであるが、その年代はジュラ紀古世であり毛田層の年代よりは明らかに古い。

以上の事実より、毛田層は、ジュラ紀中世までに混合・再構成過程および構造変形を受けた地質体を基盤とし、初生的にはその上に不整合で重なっていた地層であると推定される。

なお、中谷(1982)は愛媛県城川地域の秩父累帯中帯北半において、中部ジュラ系嘉義尾層群が、ペルム紀チャート岩塊を含み鱗片状劈開が発達する地層を不整合におおうと述べている。

2. 中帯の“鳥巢層群”との関係

鳥巢層群は、主として秩父累帯中・南帯に分布し、いわゆる鳥巢式石灰岩を挟在することで特徴づけられる(中)・上部ジュラ系の総称である。市川ほか(1982)は、四国・紀州のこれまで鳥巢層群およびその相当層として一括されていた地層の年代をアンモナイト、放散虫化石から検討し、中帯のものはジュラ系中部統を含み、一方、南帯のものはジュラ系最上部統から白亜系下部統におよぶことを示して、年代的に両者が区別されることを明らかにした。模式地である佐川地域では両者はともに鳥巢層群と呼ばれているが、筆者は、鳥巢層群の呼称は南帯に分布し、蔵田(1940, 1941)により模式相とされたものに限る方が望ましいと考える。

佐川地域の中帯には2帯の“鳥巢層群”分布域が知られており、それぞれ介石山(加茂)帯、長竹(耳飛田)帯と称されている(蔵田, 1940, 1941; 木村, 1956; 甲藤・松本, 1982)。長竹帯からは古くからアンモナイトの産出報告があり、鳥巢層群の年代考察を行ううえでの重要な資料となってきた(KOBAYASHI, 1935; SATO, 1962)。最近、甲藤・松本(1982)は加茂より後期カロピアンを示す *Euaspidoceras* sp. aff. *E. pyrrrha* SPATH の産出を報告するとともに、既報の鳥巢層群産のアンモナイトについて考察し、加茂と耳飛田の2帯の“鳥巢層群”は、少なくともアンモナイトを含む部分については上部カロピアンであるとした。

前章で述べたように、毛田層の上部層は放散虫化石によりジュラ紀中世中頃であると考えられ、“鳥巢層群”のアンモナイトを含む部分よりはやや古いようである。しかし、中帯の“鳥巢層群”と毛田層はともに化石を産出しない部分がある。このことを考慮すると、両層は年代的に近接した地質体であるといえよう。また、両層はチャートや古生代の石灰岩などの異質岩塊を含まないという共通の性質をもつことから、巨視的には類似した形成

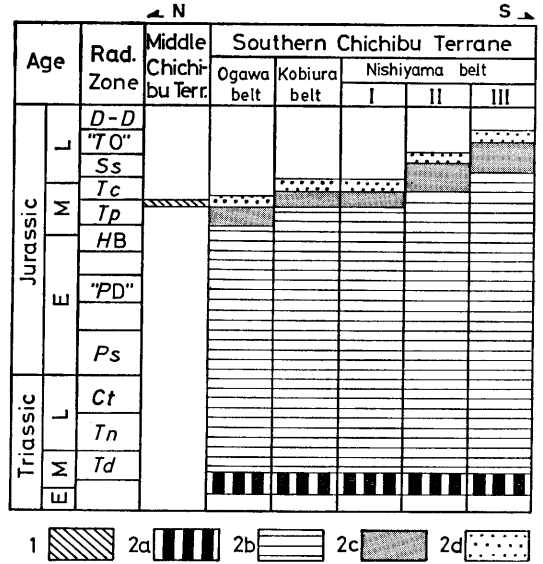


Fig. 5 Lithology and age of the Keta Formation and the Togano Group (adapted from MATSUOKA, 1984a with addition).

1: Keta Formation (sandstone and mudstone), 2: Togano Group (a: bedded siliceous claystone layer, b: chert layer, c: siliceous mudstone layer, d: coarse clastics layer).

環境が予想される。

3. 南帯の斗賀野層群との同時異相関係

南帯にはトリアス・ジュラ系の斗賀野層群が広く分布する(松岡, 1984 a)。同層群の年代は放散虫化石に基づいているので、同様に放散虫化石により年代が与えられている毛田層との詳細な同時異相関係の検討が可能である。斗賀野層群は、鳥巢層群・七良谷層の分布域を挟んで3帯(北から尾川帯・小日浦帯・西山帯)にわかれて分布する。西山帯は、さらに北からI・II・IIIの3帯に区分される。斗賀野層群は下位から上位に向かって層状珪質粘土岩層、チャート層、珪質泥岩層、粗粒碎屑岩層から構成される層序ユニットからなり、このユニットが大綱において北方上位、北傾斜で構造的にくりかえして重なり覆瓦状構造を呈する。また、チャート層の最上位の層準や、珪質泥岩層・粗粒碎屑岩層の年代が北から南に向かって系統的に若くなるという年代的極性をもつ。

毛田層と斗賀野層群の年代と岩相との関係を Fig. 5 に示す。前章で述べたように、毛田層上部層は *Tricolocapsa plicarum* 帯最上部に位置づけられるが、これと同年代の斗賀野層群は帯によって岩相を異にする。すなわ

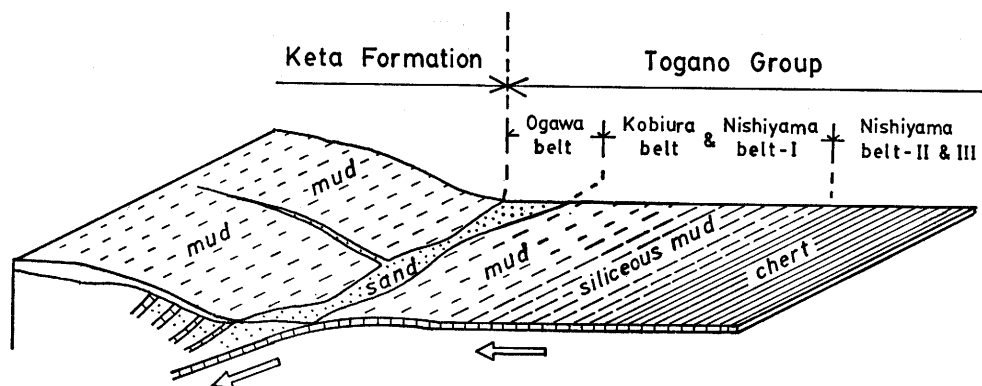


Fig. 6 Schematic reconstruction of the paleogeography during middle Middle Jurassic time of the Southern Chichibu Terrane and the southern marginal part of the Middle Chichibu Terrane.

ち、泥岩を主体とする毛田層上部層は、尾川帯の粗粒碎屑岩層、小日浦帯および西山帯Iの珪質泥岩層、西山帯IIおよびIIIのチャート層と同時異相の関係にある。

4. ジュラ紀中世中頃の秩父累帯中帯南縁部・南帯の古地理

松岡(1984a)は斗賀野層群の層序ユニットの堆積環境について言及し、層状珪質粘土岩層・チャート層は遠洋性、珪質泥岩層*は半遠洋性、粗粒碎屑岩層は陸源性であると、層序ユニットの岩相の垂直変化から堆積場が遠洋域から陸源物質の供給される場へ移化したと推定した。そして、前節で述べた層序ユニットの反覆構造や年代極性などの斗賀野層群の特徴は、推定される堆積場の変遷とともに、弧—海溝系で提唱されている付加体モデルと矛盾しないとした(松岡, 1984a)。さらに、松岡(1984b)は、斗賀野層群およびその相当層が分布する地帯の広がり、九州西部から関東山地までほぼ連続的に延長 800 km 以上におよぶことから、斗賀野層群およびその相当層がジュラ紀にプレート収束域で形成された付加体であると述べた。

Fig. 5 に示されるように現在、南北関係にある同時異相の各層は、堆積当時の相対的な地理的配列順序を現在も保持しているとして議論を進める。一般に、プレート収束域の堆積区は、海溝と、海溝を挟んで外側の海洋プレート上と、内側の大陸プレート上(付加体上を含む)の3地区に分けられる。以下に同時異相関係にあるそれぞれの地層に対する堆積場の推定を試みる。

西山帯II・IIIのチャート層は、シルト大以上の陸源碎

屑粒子の到達範囲を越えた海洋プレート上で堆積したと考えられる。西山帯I、小日浦帯の珪質泥岩層は、チャートの形成場より陸域に近く、シルト大の陸源碎屑粒子の到達範囲内にある海洋プレート上で堆積したと考えられる。チャート層では挟在されなかった酸性凝灰岩層が珪質泥岩層になって出現しはじめること(松岡, 1984a)は、堆積場が NINKOVICH & DONN(1976)がいう Ash layer zone に入ったことを示し、珪質泥岩層の堆積場がチャートのそれに比べ、より陸域に近かったことを意味する。尾川帯の粗粒碎屑岩層については、弧—海溝系を海側から陸側に向かってみたとき、一般に最初に陸源粗粒碎屑物の存在が期待されるのは海溝であることから、その堆積場を海溝に求めるのが妥当であろう。野外で観察される珪質泥岩層から粗粒碎屑岩層への整合的かつ急激な岩相変化は、MOORE *et al.*(1982)によって示された現在のメキシコ沖でみられるような、半遠洋性とみなせる海側斜面相から海溝砂相への岩相の垂直変化に酷似する。毛田層は、尾川帯の斗賀野層群よりさらに北側に分布し、元来、海溝より内側で形成されたと考えられることから、その堆積場は大陸プレート上あるいは付加体上であったと推定される。本章の最初の節で述べた毛田層が、混合・再構成過程および構造変形を受けた地質体上に不整合で重なっていたであろうという推定は、この古地理的な位置づけと調和的である。以上に述べたことをもとに復元したジュラ紀中世中頃の秩父累帯中帯南縁部・南帯の古地理を Fig. 6 に示す。

ま と め

高知県佐川地域の秩父累帯中帯の地質学的研究の一部

* 珪質泥岩層は、一般に、下部の珪質泥岩から上部の泥岩に移化する岩相順序をもつ(松岡, 1984a)。

として、中帯南縁部に分布する毛田層の岩相、層序、構造および地質年代を明らかにし、毛田層に関連したいくつかの問題について考察した。その要約を以下に述べる。

1. 毛田層は、泥岩・砂岩を主とし、ごく少量の酸性凝灰岩を伴う。異質岩塊は全く含まない。砂岩が卓越する下部層と泥岩が卓越する上部層からなり、層厚は 250 m+ である。毛田層は、ほぼ東西の走向を有し、北に中～高角度で傾斜する同斜構造を呈する。北縁・南縁はいずれも断層で隣接する地質体と接する。

2. 毛田層の上部層は、種々の層準から放散虫化石を産出する。それによれば上部層は *Tricolocapsa plicarum* 帯の最上部に相当し、その年代はジュラ紀中世中頃と考えられる。

3. 毛田層は、近辺に分布する混合・再構成過程および構造変形を受けた地質体を基盤とし、初生的にはその上に不整合で重なっていた地層であると推定される。

4. 毛田層と中帯の“鳥巢層群”とは年代的に近接した地質体であり、両者は巨視的には類似した環境で形成されたと予想される。

5. 毛田層は南帯の斗賀野層群のうち、尾川帯の粗粒碎屑岩層、小日浦帯および西山帯Ⅰの珪質泥岩層、西山帯ⅡおよびⅢのチャート層と同時異相の関係にある (Fig. 5)。

6. ジュラ紀中世中頃の秩父累帯中帯南縁部・南帯の古地理の復元を試みた (Fig. 6)。

文 献

- ICHIKAWA, K. and YAO, A., 1976: Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. In TAKAYANAGI, Y. and SAITO, T. eds., *Progress in Micropaleontology*. Micropaleontology Press, 110-117.
- 市川浩一郎・中谷登代治・松岡 篤・八尾 昭, 1982: 四国・紀州の鳥巢層群と相当層の年代関係。日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 216.
- 伊熊俊幸, 1980: 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形。地質雑, **86**, 389-407.
- 甲藤次郎, 1982: 佐川町地質図(その 1・その 2)説明書。37 p., 内外地図。
- , 松本達郎, 1982: 高知県加茂中学校周辺の鳥巢層群からの生痕化石とアンモナイトについて。高知大学学術研究報告, **30**, 43-50.
- 木村敏雄, 1956: 鳥巢層群の層序および鳥巢石灰岩に関する研究。地質雑, **62**, 515-526.
- 岸田容司郎・菅野耕三, 1982: 西南日本外帯における三疊紀・ジュラ紀放散虫化石分帯。大阪徴化石研究会誌, 特別号 no. 5, 271-300.
- 小林貞一, 1931: 佐川盆地の地質構造と古生層。地質雑, **38**, 497-519.
- KOBAYASHI, T., 1935: Contributions to the Jurassic Torinosu series of Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **12**, 69-91.
- 小池敏夫・岸本雅之, 1979: 高知県佐川町斗賀野盆地周辺の層序ならびにコノドント生層序。日本の二疊系ならびに三疊系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序(鹿沼茂三郎教授退官記念論文集), 139-145.
- 藏田延男, 1940: 斗賀野盆地四近の地質学的研究(その 1)。地質雑, **47**, 507-516.
- , 1941: 斗賀野盆地四近の地質学的研究(その 2)。同上, **48**, 1-16.
- 松岡 篤, 1982: 高知県佐川・仁淀地域における中・上部ジュラ系の放散虫化石層序。大阪徴化石研究会誌, 特別号 no. 5, 237-253.
- MATSUOKA, A., 1983: Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **26**, 1-48.
- 松岡 篤, 1984 a: 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群。地質雑, **90**, 455-477.
- , 1984 b: 秩父累帯南帯の斗賀野層群とその相当層について。日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 185.
- , 1984 c: 高知県佐川地域秩父累帯中帯からの前期ジュラ紀放散虫。日本地質学会関西支部報, no. 96, 4-5.
- MOORE, J. C., WATKINS, J. S., SHIPLEY, T. H., McMILLEN, K. J., BACHMAN, S. B. and LUNDBERG, N., 1982: Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: Synthesis of results from Leg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 847-861.
- 中谷登代治, 1982: 秩父累帯中帯におけるメランジェー愛媛県城川地域の例一。日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 219.
- NINKOVICH, D. and DONN, W. L., 1976: Explosive Cenozoic volcanism and climatic interpretations. *Science*, **194**, 899-906.
- SATO, T., 1962: Etudes biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japon. *Mem. Soc. Geol. France*, **94**, 1-122.
- 佐藤浩一・松田哲夫, 1979: 高知県佐川町付近の秩父累帯におけるチャート岩体のコノドント化石による年代の検討。日本地質学会関西支部報, no. 85, 4.
- , 1981: 高知県佐川町付近秩父累帯中帯“ペルム系”のコノドント・放散虫化石による年代の再検討。同上, no. 85, 2-3.
- SUYARI, K., 1961: Geological and paleontological studies in central and eastern Shikoku, Japan. Part 1, Geology. *Jour. Gakuhei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, **11**, 11-76.
- YAO, A., 1979: Radiolarian fauna from the Mino

Belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan. Part II : Nassellaria I. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **22**, 21-72.

八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治, 1982 : 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放射虫化石群集. 大阪微化石研究

会誌, 特別号 no. 5, 27-43.

YEHARA, S., 1927 : Faunal and stratigraphical study of the Sakawa Basin, Shikoku. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **5**, 1-40.

(要 旨)

松岡 篤, 1985 : 高知県佐川地域秩父累帯中帯南部の中部ジュラ系毛田層. 地質雑, **91**, 411-420.

(MATSUOKA, A., 1985 : Middle Jurassic Keta Formation of the southern part of the Middle Chichibu Terrane in the Sakawa area, Kochi Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 411-420.)

標題地域に分布する毛田層について記載を行い, その地質学的意義について考察した. 毛田層は, 泥岩・砂岩を主とし, ごく少量の酸性凝灰岩を伴う. 異質岩塊は全く含まない. 本層は, 砂岩が卓越する下部層と泥岩が卓越する上部層からなり, 層厚は 250 m+ である. はほぼ東西の走向を有し, 北に中～高角度で傾斜する同斜構造を呈する. 北縁・南縁はいずれも断層で隣接する地質体と接する. 毛田層の上部層は, 産出する放射虫の研究から *Tricolocapsa plicarum* 帯の最上部に相当し, その年代はジュラ紀中世中頃と考えられる. 推定される, 毛田層と基盤との不整合関係や, 南帯のトリアス・ジュラ系斗賀野層群との同時異相関係などをもとに, ジュラ紀中世中頃の秩父累帯中帯南縁部・南帯の古地理の復元を試みた.

Explanation of Plate I

Scanning electron micrographs of radiolarians from the Keta Formation.

Scale bar=0.1 mm

1. *Tricolocapsa plicarum* YAO Loc. 10
2. *Tricolocapsa plicarum* YAO Loc. 5
3. *Tricolocapsa(?) fusiformis* YAO Loc. 5
4. *Tricolocapsa(?)* sp. aff. *T.(?) fusiformis* YAO Loc. 1
5. *Tricolocapsa* sp. cf. *T. ruesti* TAN Loc. 5
6. *Williriedellum* sp. A Loc. 10
7. *Stichocapsa japonica* YAO Loc. 5
8. *Stichocapsa convexa* YAO Loc. 5
9. *Eucyrtidium(?) unumaense* YAO Loc. 5
10. *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO Loc. 5
11. *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO Loc. 5
12. *Hsuum* sp. cf. *H. maxwelli* PESSAGNO Loc. 10