

飛騨外縁帯九頭竜湖—伊勢川上流地域における中部古生界の層序と地質年代*

Stratigraphy and geologic age of the Middle Paleozoic strata in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area of the Hida-gaien Terrane, central Japan *

Abstract

栗原敏之***†

Toshiyuki Kurihara ***†

2002年10月17日受付.

2003年7月6日受理.

** 筑波大学地球科学系

Institute of Geoscience, University of Tsukuba,
Ibaraki 305-8571, Japan

† 現所属: 新潟大学理学部地質科学科

Department of Geology, Faculty of Science,
Niigata University, Niigata 950-2181, Japan

Middle Paleozoic tuffaceous clastic and carbonate rocks are well developed in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area of the Hida-gaien Terrane in central Japan and are lithologically subdivided into the Kagero, Shibasudani, and Kamianama formations. The Kagero Formation consists mainly of tuffaceous sandstone and tuffaceous shale, which sometimes alternate, and differs from the other Paleozoic formations by having well-stratified tuffaceous rocks and an overall abundance of calcareous grains. The Shibasudani Formation is subdivided into three parts. The lower and upper parts consist mainly of sandstone and shale, with alternating sandstone and shale containing siliceous shale intercalations. The middle part of this formation is characterized by limestone blocks that are inferred to be exotic inclusions. The Kamianama Formation, which is correlative with the Lower Devonian Fukuji Formation, consists of limestone, felsic tuff, and sandstone. Radiolarians clearly indicate that the Kagero and Shibasudani formations are early Early Silurian and Late Silurian to Early Devonian in age, respectively.

Terrane-wide correlations clearly show that the Middle Paleozoic strata of the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area strongly resemble those of the Fukuji-Hitogane area in age, lithology, and assemblage of lithologic units, and just as strongly differ from strata in the Hongo-Arakigawa and Naradani areas. Both Lower Devonian shallow-marine carbonates and deep-water tuffaceous clastics are present in the study area. Their occurrence together implies the presence of a diverse sedimentary system in a differentiated Middle Paleozoic basin.

Key words: Hida-gaien Terrane, Kuzuryu Lake-Upper Ise River area, Fukui Prefecture, Kagero Formation, Shibasudani Formation, Kamianama Formation, Middle Paleozoic, Radiolaria

はじめに

福井県東部の大野郡和泉村九頭竜湖周辺から大野市笹生—真名川流域（伊勢地域）には、飛騨外縁帯の構成岩類が分布している。ここでは大築・清野（1919）により結晶片岩が記載されて以来、石岡・亀井（1950）の“ゴトランド系”の発見を始め、多くの地質学的・古生物学的研究が行われている（例えば、Yamada, 1967）。特に石灰岩からなるデボン系がサンゴ、三葉虫、頭足類等の化石を豊富に含むことから、この地域は岐阜県上宝村の福地—重ヶ根地域とともに飛騨外縁帯における中部古生界の代表的な分布域として知られている。

飛騨外縁帯では1990年代後半に福地—重ヶ根地域において古生界の再検討が進み、これまで堆積年代が不明であっ

た碎屑岩・火山碎屑岩層について新しい年代データが報告され、層序区分も大幅に改訂された（東田・小池, 1997; 東田, 1997）。その結果、福地層に代表される石灰岩層に加え、碎屑岩・火山碎屑岩層も飛騨外縁帯下部～中部古生界の重要な構成要素であることが認識された。一方、伊勢地域では河合ほか（1957）等により層序区分の大枠はつくられていたものの、中期古生代の碎屑岩・火山碎屑岩層はほとんど着目されず、岩相の異なるデボン系やペルム系と一括されていた。これは碎屑岩・火山碎屑岩層が大型化石の産出に乏しいことに加え、この地域の古生界、特にシルル系・デボン系が複雑な地質構造を持っていることによる。

筆者は飛騨外縁帯の発達史の解明を目指し、古生界の層序・年代の再検討を進めているが、上記の観点から伊勢地域の中部古生界の岩相層序と放散虫年代（栗原・指田, 1998; Kurihara and Sashida, 2000a, b; 栗原, 2000）を検討してきた。その結果、従来の中部古生界の層序区分は大幅に訂正す

* 日本地質学会第106年学術大会（1999, 名古屋）にて一部講演。

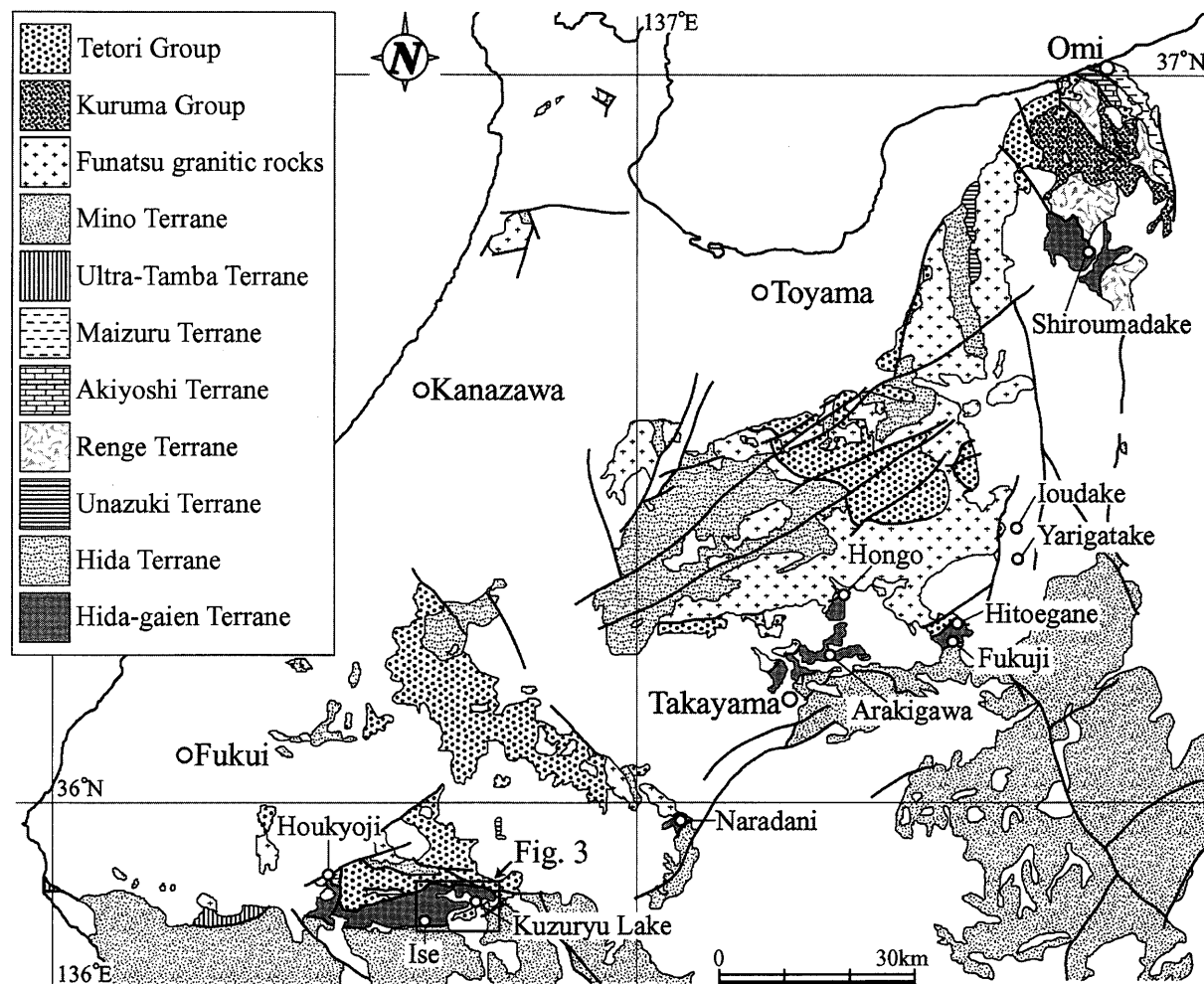


Fig.1. Simplified geologic map of the Hida Mountains area. Base map is after Geological Map of Japan, scale 1: 1,000,000 (Geological Survey of Japan ed., 1995).

る必要があることが明らかになった。本報告では、この地域の中部古生界について新たな層序区分を提唱し、各層の岩相および層序について記載する。さらに、放散虫化石による堆積年代および飛騨外縁帯の他地域の古生界との対比について議論する。

なお、従来、飛騨外縁帯は、新潟県西端部から福井県東部にかけて飛騨帯を縁取るように分布する。飛騨帯と美濃帯を境する構造帯として捉えられてきた(亀井・猪郷, 1957)。しかし、これを構成する地質体の実体が明らかになるにつれ、その定義に研究者間で見解の相違が生じている。筆者は、地層・岩石の組み合わせと地質構造から、白馬岳、槍ヶ岳—硫黄岳、福地—重ヶ根、本郷—荒城川、檜谷、伊勢および宝慶寺地域に分布する整然相の中古生界(手取層群を除く)、弱変成岩、結晶片岩および蛇紋岩を一連の地史を持つ地質体と考えている。これを本論では、八尾(2000)を参考にして、飛騨外縁帯(Hida-gaien Terrane)として用いる(Fig.1)。新潟県青海町から長野県白馬村八方付近に分布する結晶片岩、蛇紋岩、堆積岩類からなる地質体群は、蓮華帯(蓮華変成帯)、秋吉帯および舞鶴帯に帰属する地質体(Komatsu,

1990; 辻森ほか, 2000; 河合・竹内, 2001)と認識されているので、本論では飛騨外縁帯に含めていない。同様に、石徹白地域の石炭系もその帰属が宇奈月帯に求められるため(山下ほか, 1988)、これを飛騨外縁帯から除外している。

また、福井県東部の飛騨外縁帯分布域を示す名称については、従来、“九頭竜川上流地域”や“伊勢地域”等、研究者により異なる名称が用いられている。本論では、分布域全体を指す名称として伊勢地域を、また本論で研究対象とした中部古生界の分布域に九頭竜湖—伊勢川上流地域を用いる。

研究史と地質概略

本論で九頭竜湖—伊勢川上流地域とした地域は伊勢地域の東半部に相当する(Fig.1)。この地域の中古生界は、河合(1956)、河合ほか(1957)、Yamada(1967)および金属鉱業事業団(1980)により層序区分が試みられている(Fig.2)。河合(1956)および河合ほか(1957)は本地域の古生界を、シルル系(原著ではゴトランド系)上穴馬層群、石炭系芦谷累層、ペルム系野尻累層、ペルム系マガトジ層および時代未詳古生界のスピライト、此木谷礫岩層に区分した。その後、

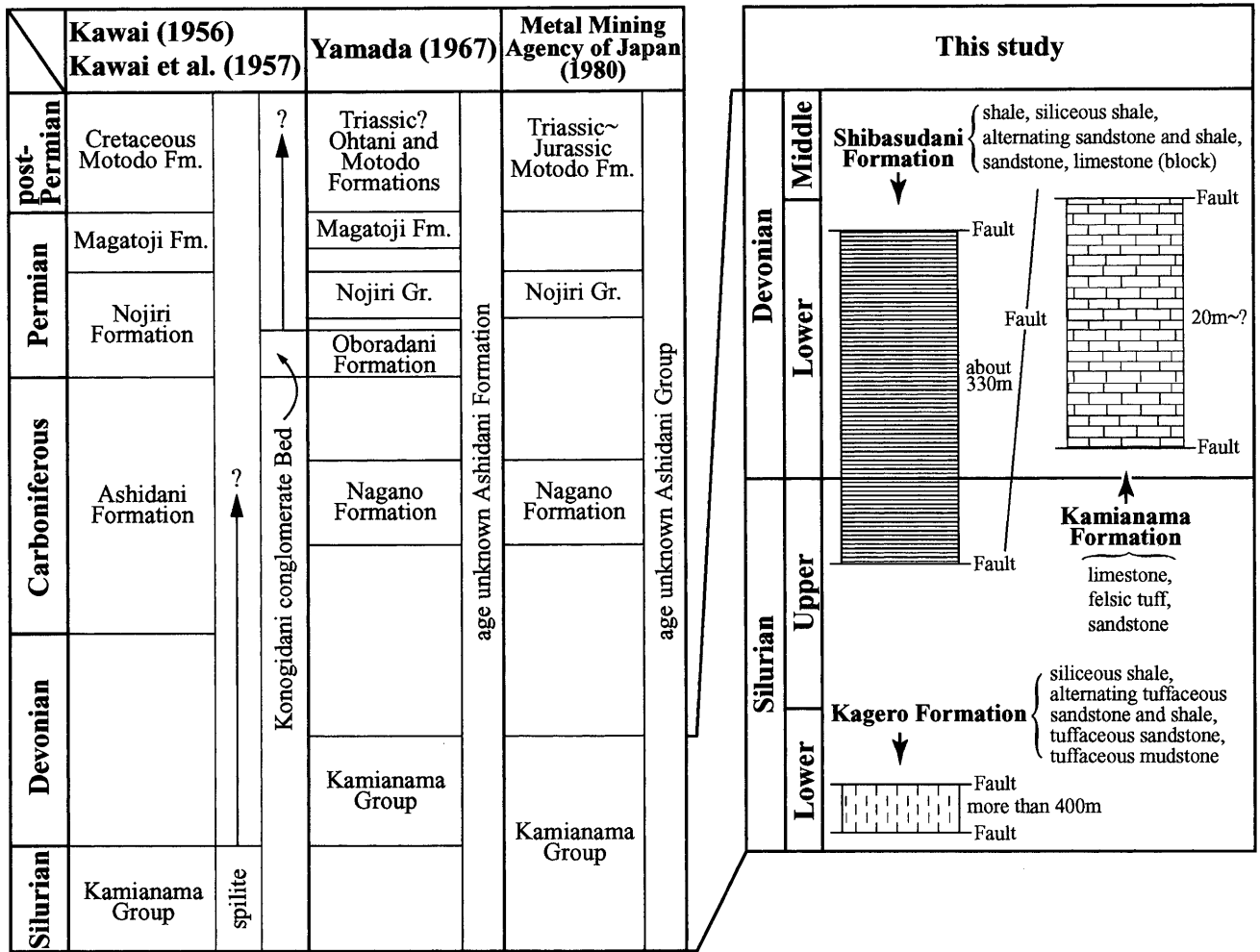


Fig.2. Newly proposed definition of Middle Paleozoic strata in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area, compared to the definitions of Kawai (1956), Kawai et al. (1957), Yamada (1967), and the Metal Mining Agency of Japan (1980).

Yamada (1967) は、下部~中部ないし中部デボン系上穴馬層群、中部石炭系長野層、下部ペルム系大洞谷層、中部ペルム系野尻層群、中部ないし上部ペルム系マガトジ層、三畳系大谷層と本戸層および時代未詳古生界の芦谷層に区分した。また、大野ほか(1977) は本地域から初めてシルル紀三葉虫化石を見出し、シルル系が存在することを明らかにした。金属鉱業事業団(1980) は九頭竜湖周辺に分布する飛騨外縁帯の構成要素として古生界および時代未詳の伊勢変成岩類・芦谷層群を挙げ、古生界はシルル系~デボン系上穴馬層群、石炭系長野層およびペルム系野尻層群からなるとした。最近、栗原・指田(1998)、栗原(2000) は、Yamada (1967) 等が上穴馬層群の分布域とした箱ヶ瀬北方の子馬巢谷および伊勢川上流において碎屑岩からシルル紀~デボン紀の放散虫化石を見出した。また、Kurihara and Sashida (2000b) は、従来此木谷層とされていた、影路付近に分布する凝灰質碎屑岩中の石灰質コンクリーションより前期シルル紀の放散虫化石を報告した。

九頭竜湖-伊勢川上流地域の地質概略について、地質図お

よび地質断面図を Fig.3 に示す。本論では、野尻-影路付近に分布する凝灰質碎屑岩層(下部シルル系)を影路層と新たに命名する。さらに、子馬巢谷、伊勢川上流、此木谷川右岸および大洞谷に分布する碎屑岩を主体とする地層(上部シルル系~下部デボン系)を上穴馬層群(河合, 1956) から分離し、子馬巢谷層として新たに命名する。また、上穴馬層群を代表するものとされてきた石灰岩(デボン系)等に対する地層名を、層群から層に降格し、上穴馬層として再定義する(Fig.2)。これらの層を命名・再定義した理由については、各層の記載の項にて述べる。本地域の石炭系~三畳系?については、大洞谷層、大谷層およびマガトジ層を除き、Yamada (1967) が提唱した地層名と定義を踏襲する。長野層は、主に灰色~暗灰色の塊状石灰岩からなり、少量の砂岩、頁岩を伴う。石灰岩より中期石炭紀の紡錘虫化石が報告されている(Yamada, 1967)。小椋谷層は、砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層および石灰岩からなる。小椋谷層中の泥質石灰岩からは中期ペルム紀の腕足類化石が報告されている(Tazawa and Matsumoto, 1998)。此木谷層は玄武岩質~安山岩質火山岩類からなり、少量の泥岩と石灰岩を伴う。前述のように、Yamada

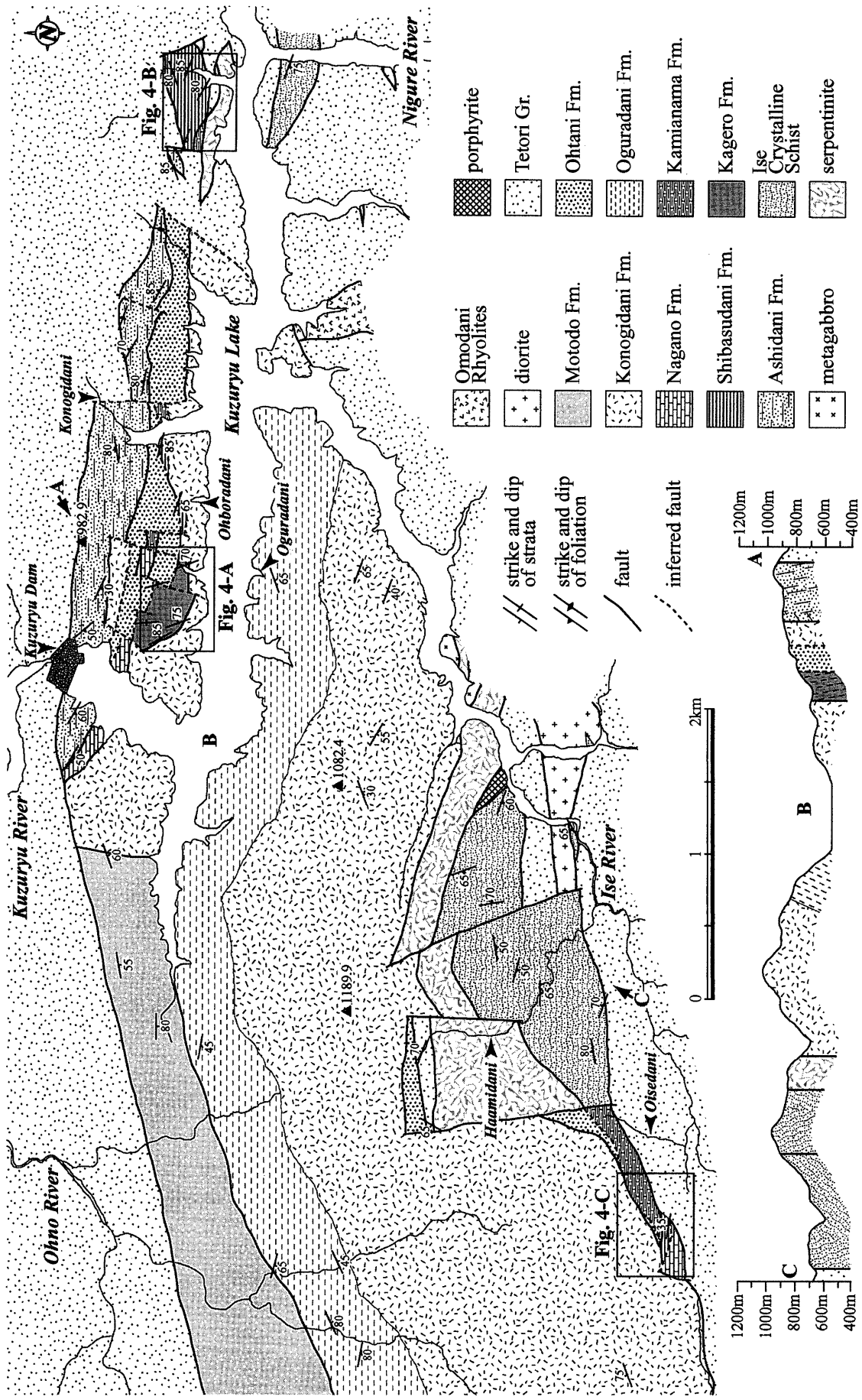


Fig. 3. Geologic map and geologic cross section of the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area.

(1967) は小椋谷層と此木谷層をまとめて野尻層群とし、その年代を中期ペルム紀としている。大谷層および本戸層は、共に礫岩を主体とする。両層とも礫岩中に、後期ペルム紀の化石を含む石灰岩礫が見いだされており、堆積年代は後期ペルム紀以降と考えられる。なお、Yamada (1967) の大洞谷層は、大谷層に囲まれた、最大でも数 10m (通常数 m 程度) の石灰岩岩体からなるため、本論では大谷層の一部として扱う。マガトジ層はチャート、緑色岩、石灰岩および碎屑岩からなり (Yamada, 1967), 岩相組み合わせから美濃帯の構成要素と考えられるため、地質図では示していない。これらの中古生層のうち、影路層は九頭竜湖の北岸にのみ、子馬巢谷層、上穴馬層、長野層および大谷層は九頭竜湖の北岸および伊勢川上流の狭い範囲に限り分布している。九頭竜湖の北岸における各層は、NW-SE から WNW-ESE の走向で、北または北東に高角度で傾斜する。各層は一般に E-W, 一部で NW-SE トレンドの分布形態を示すが、野尻北方では、おそらく南北性の断層によって側方への連続が断たれ、複雑な分布状況を呈する。伊勢川上流において、子馬巢谷層と長野層は NW-SE から WNW-ESE の走向で、 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ で北に傾斜し、上穴馬層は NE-SW から ENE-WSW の走向で、南東へ急傾斜する。子馬巢谷層と長野層は WNW-ESE トレンド、上穴馬層と大谷層は ENE-WSW トレンドの分布形態を示す。小椋谷層は九頭竜湖南岸に、此木谷層と本戸層は九頭竜湖北・南岸からその西方にかけて、E-W から ENE-WSW トレンドで広く分布する。これら 3 層とも、一般に WNW-ESE から ENE-WSW の走向で、中~高角度で南に傾斜する。その他、本地域には、時代未詳の千枚岩等からなる芦谷層および塩基性片岩・泥質片岩からなる伊勢結晶片岩が見られ、前者は九頭竜湖の北岸に、後者は荷暮川下流と伊勢川支流羽合見谷に分布する。貫入岩類としては、蛇紋岩、変斑れい岩、閃緑岩および角閃石斑岩がある。蛇紋岩は箱ヶ瀬付近と羽合見谷上流において、また、変斑れい岩、閃緑岩および角閃石斑岩は伊勢川上流において、飛騨外縁帯の構成岩類中や手取層群中あるいは飛騨外縁帯構成岩類と手取層群の境界付近に分布する。また、本地域の北方および南東には、手取層群が飛騨外縁帯構成岩類と断層で接し広く分布している。

各層の記載

1. 影路層 (新称)

〔定義〕 九頭竜湖北岸野尻~影路付近に分布する凝灰質砂岩泥岩互層、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩および珪質頁岩を影路層として定義する。Yamada (1967) は、影路層を構成する地層を此木谷層に含めた。しかし、以下の理由により、これらを此木谷層から分離する。(1) 此木谷層が塊状の緑色岩や凝灰角礫岩等からなるのに対し、影路層とした部分は明瞭な層理を有する、炭酸塩粒子に富む凝灰質碎屑岩が卓越し、岩相が全く異なる。(2) 此木谷層の年代が石炭紀あるいはペルム紀と推定されているのに対し (河合ほか, 1957; Yamada, 1967), 影路層は後述の放射虫化石により前期シルル紀の前期であり、両層には大きな年代差がある。なお、地層名に使

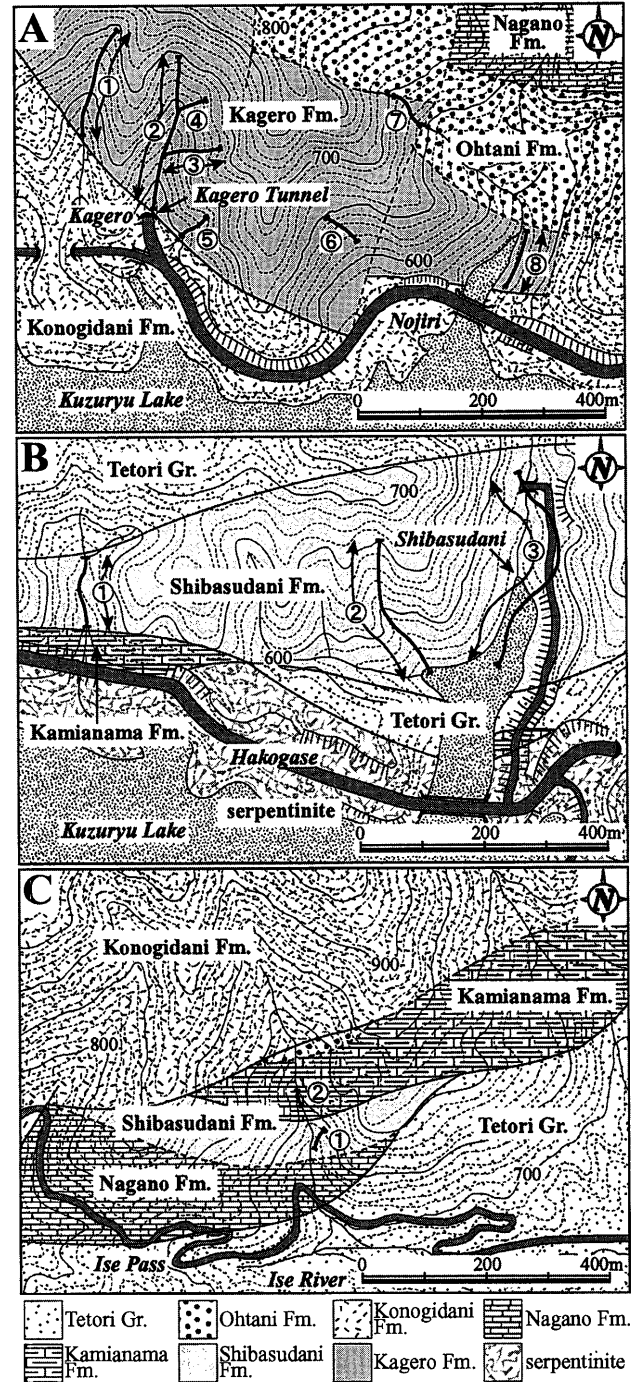


Fig.4. Geologic map showing locations of measured sections. Mapped areas are shown in Fig.3.

用した地名である“影路”は国土地理院発行 5 万分の 1 地形図 (荒島岳) および 2 万 5 千分の 1 地形図 (越前朝日) に記入されていないが、本層の模式地である和泉村野尻西方を示す地名として一般に使用されていることから、これを用い命名した。

〔模式地〕 九頭竜湖北岸影路トンネル沿いの沢 (Fig.4-A の②)。

〔層厚〕 400m 以上 (Fig.5)。

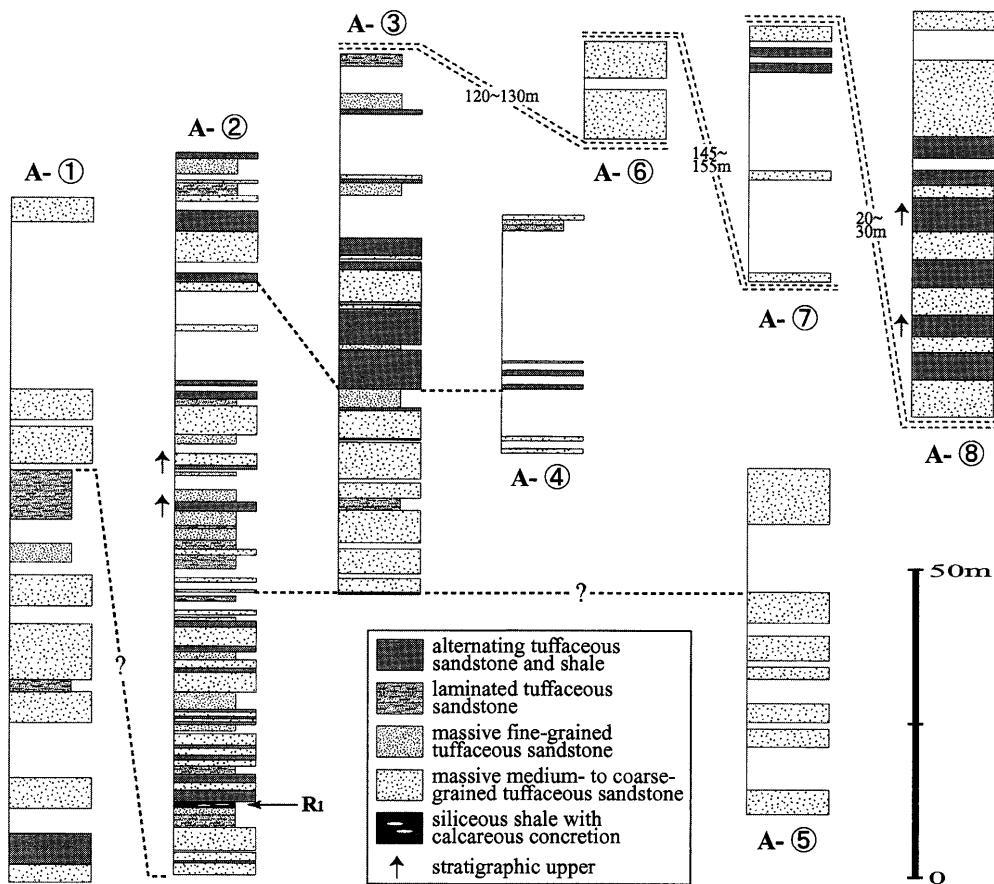


Fig.5. Columnar sections of the Kagero Formation. Refer to Fig.4A for route numbers. R₁ indicates a radiolarian-bearing horizon (sample-111207).

〔分布〕 模式地付近および野尻北方 (Figs.3, 4-A).

〔層序〕 本層を主に構成している凝灰質砂岩泥岩互層, 凝灰質砂岩および凝灰質泥岩には, 区分に有用な層序分布の特徴が見出されない (Fig.5). よって本論では, 層以下の細区分は行わない.

〔岩相〕 本層は凝灰質砂岩泥岩互層, 凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩および珪質頁岩からなる. 凝灰質砂岩泥岩互層は厚さ数 mm ~ 1cm 程度の砂岩部と泥岩部の細かい互層からなる (Fig.7-1). 砂岩部は一般に風化が進んでおり茶褐色ないし明褐色を呈するが, 新鮮な部分では, 暗灰色, 灰緑色, 青灰色である. 砂岩部は細粒ワッケ質で, 淘汰は悪い. 構成粒子の大部分が自形~半自形の石英であるが, 石英粒子とともに炭酸塩粒子が密集している部分もある. その他, 斜長石や不透明鉱物が含まれる. 平行葉理が発達し, しばしば級化構造が見られる. 泥岩部は暗灰色~黒色で, 透明感のあるチャート様の見かけを呈する部分もある. また, 泥岩部には, 円磨されていないシルトサイズ程度の石英粒子からなる葉理も頻繁に見られる. 凝灰質砂岩は, 一般に淘汰の悪い, 細粒から一部中粒のワッケ質砂岩である. 色調は凝灰質砂岩泥岩互層の砂岩部とほぼ同様である. ほとんどが塊状であるが, 葉理が発達する部分もある. 凝灰質砂岩は, 石英, 炭酸塩粒子を多く含む (Fig.7-2), その他, 斜長石も含む. まれにジルコン, 黒雲母および火山岩片等も見られる. 粒子個々の円磨度は一般に低いが, まれに比較的良く円磨された粒子も含まれる.

凝灰質泥岩は灰色ないし青灰色を呈し, 凝灰質砂岩中に挟在する. 単層の厚さは数 cm ~ 数 10cm である. この凝灰質泥岩の泥質の基質中には, シルトサイズの石英粒子を含むが, まれに細粒砂サイズの石英粒子も見られる. また, 細粒な炭酸塩粒子を多く含むものや微粒な炭酸塩粒子が基質をなす場合もある. 一般に, このような岩相には放射虫化石が多く含まれるが, 放射虫殻はほぼすべてが著しく再結晶している. 珪質頁岩は, Fig.5 の柱状図 A-②で示したセクションの基底部から約 12m 上方の層準にあり, 約 1m の層厚を持つ. 暗灰色~淡緑色で, 単層の厚さは 2 ~ 5cm で成層している. この珪質頁岩中には長径 15cm 厚さ 6cm のレンズ状の石灰質コンクリーションが少なくとも 2 個含まれる (Kurihara and Sashida, 2000b の Fig.5-1). そのうちの 1 つは珪質頁岩と明瞭な境界を持つが, もう一方は珪質頁岩と漸移する. 石灰質コンクリーションは堅硬緻密で暗灰色を呈し, 放射虫化石がスポット状に散在している (Kurihara and Sashida, 2000b の Fig.5-2). 鏡下では, 泥質な基質中に細粒な炭酸塩粒子と 200 μ m から 300 μ m に達する放射虫殻が多数観察される. これらの放射虫殻のほとんどは微細な石英粒子の集合体となっており, 方解石で置換されているものも多い.

〔地質構造〕 影路トンネル沿いの沢および野尻北方の露頭において, 層理面の走向・傾斜は N20° W ~ N30° W, 70° NE ~ 85° NE である. 本層の凝灰質砂岩泥岩互層には級化層理が発達し, それらは北東側上位であることを示す. 本層

と周囲の地層（此木谷層、大谷層）との直接の関係は露出不良のために観察できない。影路トンネル周辺 (Fig.4-A) における、影路層と此木谷層の分布状況から推定される両層の境界の走向は $N40^{\circ}W \sim N50^{\circ}W$ であり、影路層の一般走向と斜交している。また、シルル系である影路層が石炭系ないしペルム系此木谷層の構造的上位を占めている。このため、両層は断層関係と考えられる。影路層と大谷層の関係は不明である。

【化石と年代】後述のように、石灰質コンクリーションから得られた放散虫化石により前期シルル紀の前期 (Llandovery 中期～Llandovery 後期の前期) と考えられる。

2. 子馬巢谷層 (新称)

【定義】子馬巢谷、伊勢川上流、此木谷右岸および大洞谷に分布する頁岩、珪質頁岩、砂岩、砂岩頁岩互層、凝灰質砂岩および礫岩を子馬巢谷層として定義する。河合 (1956) は、本地域に分布する含 *Favosites* 石灰岩と輝緑凝灰岩 (原著に従う) を上穴馬層群と命名した。以降の研究では、河合 (1956) の定義をほぼ踏襲する形で、本地域のシルル系～デボン系を一括する岩相層序単元として上穴馬層群が用いられてきた (例えば、金属鉱業事業団, 1980)。しかし、栗原 (2000) は、上記の碎屑岩主体層 (=子馬巢谷層) が、上穴馬層群の石灰岩層とそれに伴う少量の碎屑岩・凝灰岩類 (次節で上穴馬層に降格・再定義) とは著しく斜交する走向・傾斜を有していることを指摘し、両者が断層関係にあることを推定した。本論では、これらの碎屑岩主体層を、岩相の差異および構造的な不連続に基づき上穴馬層群から分離する。なお、模式地付近を示す地名としては国土地理院発行 5 万分の 1 地形図 (白鳥) および 2 万 5 千分の 1 地形図 (白鳥) には“箱ヶ瀬”が記入してあるが、この地名は山下ほか (1988) によって結晶片岩の岩体名に使用されているため、本層の地層名に対して模式地にある沢の名称 (子馬巢谷) を用い命名する。

【模式地】九頭竜湖北岸子馬巢谷 (Fig.4-B の③)。

【層厚】子馬巢谷において全体の層厚は約 330m である (Fig.6)。

【分布】模式地付近、伊勢川上流、此木谷川右岸の林道沿いおよび大洞谷 (Figs. 3, 4-B)。

【層序】本層は、模式地付近において岩相の特徴に基づき、頁岩、珪質頁岩、砂岩および砂岩頁岩互層からなる下部、砂岩、頁岩からなり石灰岩ブロックを含む中部、および砂岩頁岩互層が卓越する上部に分けられる。層厚はそれぞれ約 140m, 180m, 10m である (Fig.6)。なお、本論の子馬巢谷層下部は栗原・指田 (1998) のセクション I のユニット I および II に、中部はセクション I のユニット III およびセクション II に、上部はセクション I のユニット IV にそれぞれ相当する。子馬巢谷層において、下部から上部にかけての層序がそろって認められるのは模式地のみで、此木谷川右岸の林道沿いおよび大洞谷には子馬巢谷層下部の珪質頁岩層が、伊勢川上流地域では上部の砂岩頁岩互層 (栗原, 2000) のみが見られる。子馬巢谷層の下部、中部および上部の境界は、露出不良のため観察できない。しかし、下部から上部にわたり走向・

傾斜の大きな変化は認められない (栗原・指田, 1998 の Fig.3)。また、後述のように、放散虫化石による年代からは下部から上部にかけて顕著な時間間隙は見いだされていない。したがって、子馬巢谷層の下部、中部および上部はそれぞれ整合関係にあると考えられる。

【岩相】子馬巢谷層下部の頁岩は、黒色～灰色で、一般に剥離性に富む。一部では、珪質で葉理が発達し、放散虫化石を含む部分もある。下部の珪質頁岩は、灰色ないし黒色を呈し、透明感がありチャート様の見かけを呈する部分もある。このうち黒色珪質頁岩は、単層の厚さ約 5cm で成層し、シルトサイズ以下の碎屑粒子と粘土鉱物からなる基質中にシルトサイズの石英粒子を多く含み、まれに斜長石の粒子も含む。黒色珪質頁岩には、放散虫化石が散在している。子馬巢谷層中部で卓越する砂岩は、塊状ないし層状の細粒～中粒砂岩で、一部で頁岩を頻りに挟む。一般に風化が著しく、見かけ褐色を呈するが、新鮮な部分は灰色～暗緑色を呈する。細粒のアレナイト質砂岩が多いが、淘汰・円磨の程度は様々である。このうち子馬巢谷左岸の道路沿いに露出する暗緑色細粒砂岩は、あまり円磨されていない石英、斜長石、正長石の粒子から構成され、淘汰は悪い。この砂岩には、黒雲母や火山岩・泥岩片も多く含まれる。子馬巢谷層中部において、子馬巢谷右岸・沢すじには長径数 m ～数 10m の石灰岩岩体がいくつも見られる。これらは白色の結晶質石灰岩である。石灰岩岩体と頁岩、砂岩との直接の接触関係は崖堆積物による被覆のため観察できないが、石灰岩岩体が周囲の頁岩・砂岩中にブロック状に含まれる産状を呈する (Fig.7-3)。石灰岩岩体の産状とその年代が後期シルル紀であり (大野ほか, 1977; Kobayashi and Hamada, 1987)、周囲の碎屑岩層よりやや古いことを考慮すると、栗原・指田 (1998) が述べたように異地性の岩体である可能性が高い。子馬巢谷層上部で卓越する砂岩頁岩互層は、単層の厚さ 1～2cm の、風化時に黄褐色を呈する灰色細粒砂岩と厚さ数 mm ～数 cm の黒色頁岩の互層からなる (Fig.7-4)。この砂岩頁岩互層には石灰岩礫を主とする礫岩や凝灰質砂岩が挟在することもある。砂岩頁岩互層の頁岩部には保存良好な放散虫化石が含まれる (栗原・指田, 1998 の Fig.5-3)。

【地質構造】子馬巢谷において本層構成岩類の一般走向は $N70^{\circ} \sim 80^{\circ}W$ で垂直あるいは北方に、一部で南方に 70° 以上で急傾斜している。子馬巢谷における本層の露出状況は、土壌・植生による被覆や九頭竜湖による冠水により極めて悪い。しかし、子馬巢谷では、子馬巢谷層上部の砂岩頁岩互層で北側上位を示す級化層理が観察され、下部から上部に向かい若い放散虫群集が産出していることから、基本的に北側が上位の一連の地層をなすと考えられる。本層と上穴馬層は、伊勢川上流において走向・傾斜が著しく斜交しているため、断層関係にあると考えられる。本層と長野層、此木谷層および大谷層の関係は、露出不良のため不明である。また、本層と手取層群とは断層関係で接する。

【年代】後述のように、頁岩、珪質頁岩および砂岩頁岩互層の頁岩部から得られた放散虫化石により本層の年代は後期シルル紀 (Ludlow 後期～Pridoli) ～前期デボン紀の後期

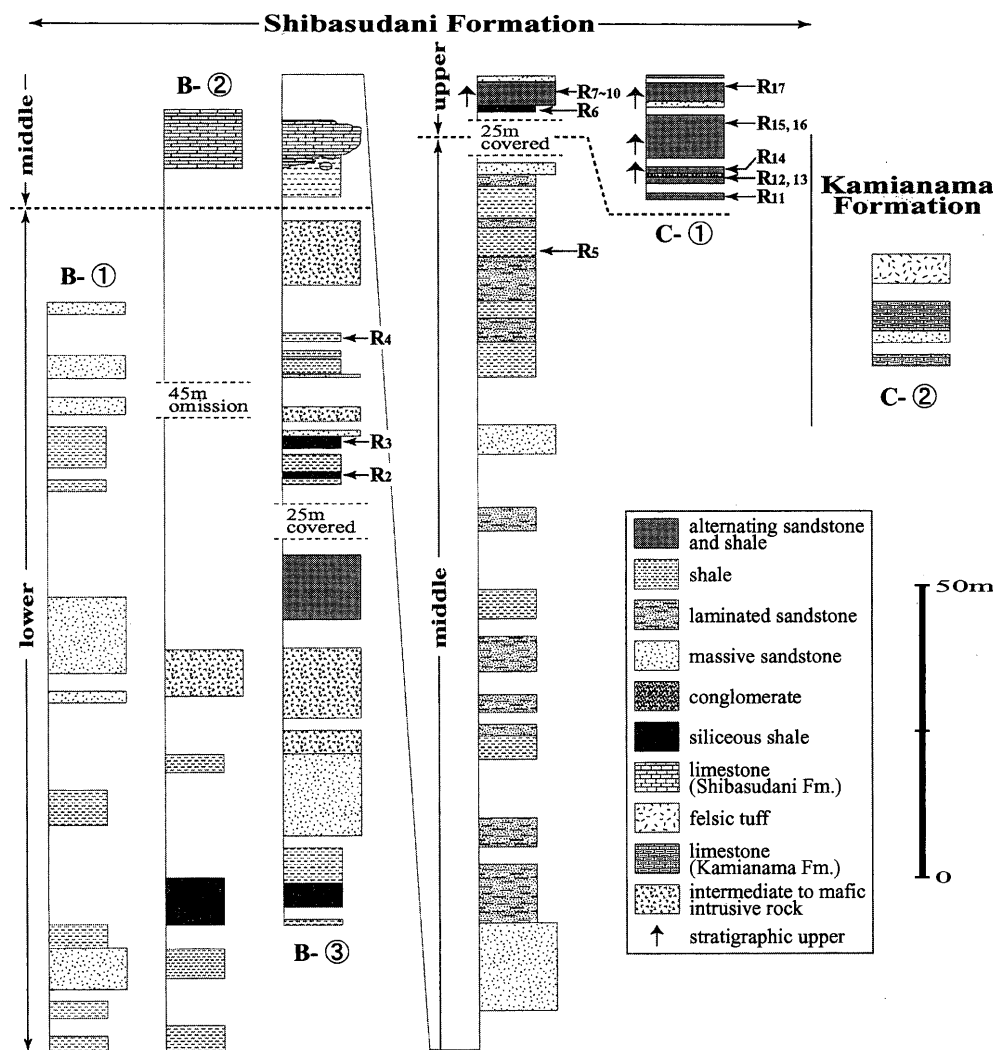


Fig. 6. Columnar sections of the Shibasudani and Kamianama formations. Refer to Figs. 4B and 4C for route numbers. R2 to R17 indicate radiolarian-bearing horizons. R2: sample-101014, R3: sample-100927, R4: sample-100929, R5: sample-101113, R6: sample-72503, R7: sample-72505, R8: sample-72507, R9: sample-72508, R10: sample-72509, R11: sample-82203, R12: sample-82205, R13: sample-82206, R14: sample-82208, R15: sample-704M, R16: sample-704B, R17: sample-82306.

(Emsian 前～中期) と考えられる。

3. 上穴馬層 (再定義)

【定義】伊勢川上流オイセ谷およびその西方の沢、野尻北方、此木谷左岸、子馬巢谷入口付近に分布する石灰岩、珪長質凝灰岩および砂岩を上穴馬層として再定義する。本層は、上穴馬層群 (河合, 1956) から、前述の理由に基づき、子馬巢谷層として分離した部分を除いたものに相当する。なお、上穴馬層群は、河合 (1956) の定義以降、層群より低次の岩相層序単位が設定されていなかった。本論ではこの点に留意し、「層」を岩相層序区分の基本単位とする国際層序ガイド (日本地質学会訳編, 2001) に従い、層群から層に降格し再定義した。

【模式地】伊勢川上流のオイセ谷付近およびその西方 (Fig. 4-C の②)。

【層厚】オイセ谷西方の沢において約 20m である。

【分布】模式地付近、野尻の北方、此木谷左岸のダム沿いおよび子馬巢谷入口付近 (Figs. 3, 4-C)。

【層序】本層の露出は極めて不良で、模式地としたオイセ谷付近でも、本層で卓越する石灰岩は周囲から孤立した岩体や転石として見られることが多い。オイセ谷西方の沢におい

て、断続的ながら、見かけ下位から、石灰岩と凝灰岩の互層、砂岩、石灰岩および凝灰岩からなる全体の厚さ約 20m の層序断面が見られる (Fig. 6)。しかし、これらとオイセ谷付近で見られる石灰岩との層序関係は不明であり、上穴馬層の層序の全体像を把握することはできない。

【岩相】本層は石灰岩、珪長質凝灰岩、石灰岩と珪長質凝灰岩の互層および砂岩からなる。本層の石灰岩は黒色泥質で塊状のものが多く、これらは一般に石灰泥基質中に長径 2mm 以上の生砕物を含み、Dunham (1962) および Embry and Klovan (1972) に従えば、wackestone から floatstone に分類される (Fig. 7-5)。石灰岩中には床板サンゴ類、ウミユリ、小型の腕足類や腹足類等の化石が含まれ、特に床板サンゴ類は多量に含まれている。床板サンゴ等は自生的な産状を示さず、石灰泥基質中に径数 cm の破片として含まれているものが多いが、稀に数 10cm に達するものもある。腕足類や腹足類の殻内には石灰泥が半充填したジオペタル構造が頻繁に見られる。珪長質凝灰岩や砂岩はオイセ谷から約 800m 西に位置する沢すじに露出する。珪長質凝灰岩は淡緑色を呈し、粗粒部と細粒部が厚さ数 mm で互層する。研磨した岩石切断面では、縞状を呈する細かい葉理が観察できる。粗粒

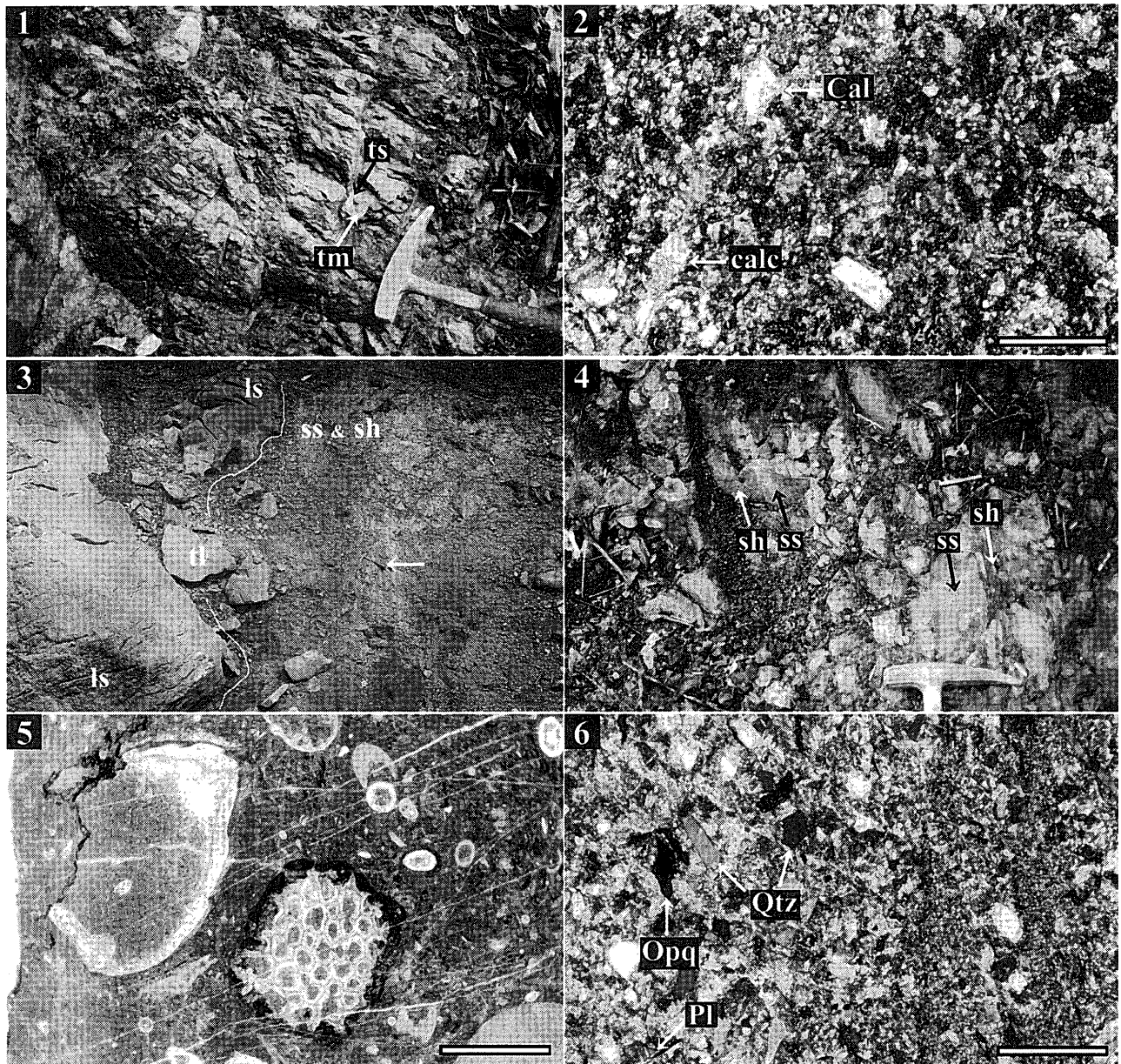


Fig. 7. Occurrences and lithologies of Middle Paleozoic rocks in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area. 1: Alternating tuffaceous sandstone and tuffaceous mudstone of the Kagero Formation. Black and white arrows show tuffaceous sandstone and tuffaceous mudstone, respectively. ts: tuffaceous sandstone, tm: tuffaceous mudstone. 2: Photomicrograph of tuffaceous sandstone from the Kagero Formation, under cross-polarized light. Note abundant calcareous grains. Cal: calcite, calc: calcareous grain. Scale bar = 0.5mm. 3: Sandstone and shale with limestone blocks in the middle part of the Shibasudani Formation. ss & sh: sandstone and shale, ls: limestone block, tl: talus. Rock hammer for scale (white arrow) = 30cm. 4: Alternating sandstone and shale in the upper part of the Shibasudani Formation. Black and white arrows indicate sandstone and shale, respectively. ss: sandstone, sh: shale. 5: Photomicrograph of muddy limestone in the Kamianama Formation, under plane-polarized light. This limestone contains abundant bioclasts. Scale bar = 0.5mm. 6: Photomicrograph of felsic tuff in the Kamianama Formation, under cross-polarized light. Qtz: quartz, Pl: plagioclase, Opq: opaque mineral. Scale bar = 0.5mm.

部には、細粒砂サイズの自形～半自形の石英が多く含まれ、その他少量の斜長石と不透明鉱物が見られる (Fig. 7-6)。細粒部には、粘土鉱物からなる基質中にシルト～細粒砂サイズの石英粒子が散在する。粗粒部、細粒部ともに淘汰は悪い。また、厚さ 30～50cm の珪長質凝灰岩と厚さ 10～15cm の黒色泥質石灰岩が互層をなす部分もある。互層をなす石灰岩中にも床板サンゴ類が含まれている。砂岩は塊状で、灰色を

呈する中粒のアレナイト質砂岩である。この砂岩は石英、斜長石、正長石等の主要構成粒子の他に、モザイク状の多結晶石英、玄武岩、石灰岩等の岩片を多く含む。野尻の北方および此木谷左岸のダム沿いに露出する砂岩は、細粒で、黒雲母を多く含む。

【地質構造】本層は露出不良のため地質構造の詳細は明らかではない。オイセ谷の西の沢に露出する珪長質凝灰岩およ

び珪長質凝灰岩と石灰岩の互層で測定された走向・傾斜は $N60^{\circ}E \cdot 60 \sim 75^{\circ}SE$ である。前述のように、本層と子馬巢谷層とは断層関係にあると推定される。本層と長野層は、野尻の北方における両層の分布と長野層の走向から、断層で接していると考えられる。その他の周囲の地層との関係は不明である。

[年代] 本層の石灰岩からは、*Favosites forbesi takarensis* Kamei, *F. hidensis* Kamei, *Favosites* sp. cf. *F. aspera* d'Orbigny および *Heliolites bohewicms* Wentzel 等の床板サンゴ類, *Crotalocephalus japonicus* Kobayashi and Igo, *Scutellum* sp.等の三葉虫類, *Fukujiceras* sp. cf. *F. kamiyai* Niko, *Buchanoceras* sp.等の頭足類の化石が報告されている (前田, 1958; Hamada, 1959; Yamada, 1967; 岡崎ほか, 1974; 神谷・児子, 1997)。これら各分類群の種の多くは、福地—重ヶ根地域の福地層から報告されている。福地層の年代は、これまで大型化石ではサンゴ、腕足類、三葉虫等により前期デボン紀の中期から後期ないし中期デボン紀の前期まで (Hamada, 1959; Okazaki, 1974; Ohno, 1977)、あるいは中期デボン紀 (Kamei, 1961; 亀井, 1962) とされてきた。しかし、Kuwano (1987) は、コノドントや貝形虫化石を用いた対比に基づき、福地層の年代を前期デボン紀の前～後期と結論づけた。本論も Kuwano (1987) の年代論に従い、福地層の年代を前期デボン紀とする。上穴馬層からは微化石は得られていないが、亀井 (1962) が指摘したように産出する大型化石の群集構成から福地層に対比可能である。したがって、上穴馬層の年代は前期デボン紀と考えられる。

放散虫化石年代

以下では、影路層および子馬巢谷層の地質年代について、栗原・指田 (1998)、Kurihara and Sashida (2000a, b) および栗原 (2000) が議論した放散虫化石群集の年代に Noble and Maletz (2000)、梅田ほか (2002) 等が公表した新知見を加え、両層の年代を総括する。影路層および子馬巢谷層における放散虫化石の産出層準については、それぞれ、Fig.5 および Fig.6 に示す。なお、本章で扱った放散虫化石の同定の根拠や記載等は、Kurihara and Sashida (2000a, b) により詳述されている。また、各層から産出した放散虫化石の写真やリストは、Kurihara and Sashida (2000b) (影路層)、Kurihara and Sashida (2000a) および栗原 (2000) (子馬巢谷層) により示されているので、そちらを参考にされた。

1. 影路層

影路層からは、前述の石灰質コンクリーション (Fig.5 の R1: 試料番号 111207) のみから放散虫化石が産出している。同定された放散虫化石は *Haplotaeniatum tegimentum* Nazarov and Ormiston (Fig.8-1), *Syntagantactinia afflicta* Nazarov and Ormiston, *S. excelsa* Nazarov and Ormiston 等である。これらは南ウラル Sakmarsky Suite の珪質頁岩から識別された *H. tegimentum* 群集 (Nazarov and Ormiston, 1993) の代表的な構成種である。 *Haplotaeniatum* 属, *Syntagantactinia* 属が卓越する群集は、Noble et

al. (1997, 1998) によって北米ネバダのシルル系 Cherry Spring Chert から報告されている。同じく Noble et al. (1998) が検討した、ドイツ中東部の上部オルドビス～シルル系頁岩中のチャート、およびこれに由来する第四紀の河川堆積物中のチャートも、両属の放散虫化石を含む。

Kurihara and Sashida (2000b) は、影路層の群集を卓越種の特徴から *H. tegimentum* 群集に対比した。同様に、Noble et al. (1997, 1998) が報告した群集にも、属構成の類似から対比可能とした。これら群集間の類似・相違点は、Nazarov and Ormiston (1993) や Noble et al. (1998) が群集全体の種構成と随伴種について十分な情報を提示していないため、厳密に評価することは難しい。こうした判断から、Kurihara and Sashida (2000b) はこの点について詳しくは触れなかった。しかし、現時点で提示されている資料を見る限り、*H. tegimentum* 群集と Cherry Spring Chert の群集とは次の点で明瞭に異なる。すなわち、(1) Nazarov and Ormiston (1993) によれば *Haplotaeniatum* 属放散虫は同心円状 (もしくは spiral) の殻を持つのに対し、Noble et al. (1998) により報告された *Haplotaeniatum* 属は、*H. (?) aperturatum* Noble, Braun and McClellan のように明瞭な同心円状の殻構造を欠く。(2) Noble et al. (1998) が *Orbiculopylorum* と命名した殻に顕著な pylome を持つ球状放散虫は、Nazarov and Ormiston (1993) の論文では図示されていない。(1) は、Noble et al. (1998) により *Haplotaeniatum* 属に含められた放散虫は他の属に含められるべきものである可能性を示す。(2) については、Nazarov and Ormiston (1993) が示した *H. tegimentum* 群集の構成種に *Cessipylorum* sp. がリストされており、これが *Orbiculopylorum* 属に含まれる可能性はある。しかし、*Orbiculopylorum* 属が直径 200 μ m を越える大型の放散虫で、Cherry Spring Chert の群集では多産するグループである。それに関わらず、Nazarov and Ormiston (1993) は図示しておらず、特徴種としても挙げていない。よって、*H. tegimentum* 群集には *Orbiculopylorum* 属が含まれていないか、含まれていたとしても少ないことが予想される。年代的には、*H. tegimentum* 群集を産出する珪質頁岩は *Monograptus triangulatus* 帯 (Llandovery 中部の Aeronian 基底部) から *M. testis* 帯 (Wenlock) の筆石化石を含む (Nazarov and Ormiston, 1993)。一方、Cherry Spring Chert からはこれよりやや古い時代を示す *M. cyphus* 帯 (Llandovery 下部の Rhuddanian 最上部) の筆石化石が産出し、Llandovery 上部～Ludlow の含筆石シルト岩に覆われる (Noble et al., 1998)。したがって (1) と (2) の差異は両群集の年代の違いに起因する群集構成の差異と考えるのが妥当であろう。影路層の群集には Nazarov and Ormiston (1993) により記載されたものと同様の放散虫化石が含まれるが、*Orbiculopylorum* 属は極めて少なく、Noble et al. (1998) が *Haplotaeniatum* 属に含めたタイプの放散虫は見られない。この比較に基づけば影路層の群集の年代は Llandovery 中期以降である可能性が高い。

ところで、当初、Nazarov and Ormiston (1993) により

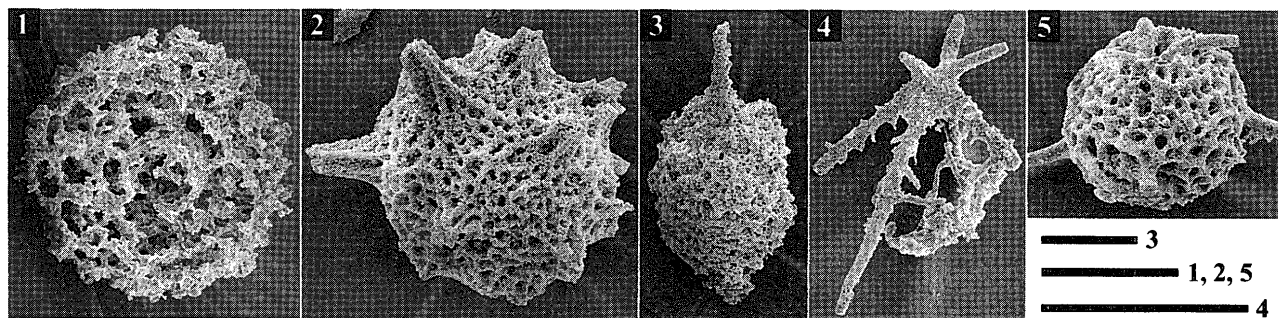


Fig. 8. Selected Early Silurian to Early Devonian radiolarians from the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area that are important for regional and international correlations. 1: Kagero Formation, 2 to 5: Shibasudani Formation. Refer to Figs. 5 and 6 for sample horizons. Scale bars = 100 μ m. 1: *Haploaeniatum tegimentum* Nazarov and Ormiston, R₁ (sample-111207), 2: *Oriundogutta* (?) *kingi* Noble, R₂ (sample-101014), 3: *Pseudospongoprimum sagittatum* Wakamatsu, Sugiyama and Furutani, R₃ (sample-100927), 4: *Deflantrica solidum* Wakamatsu, Sugiyama and Furutani, R₄ (sample-72507), 5: *Pactarentinia intermedia* Kurihara and Sashida, R₅ (sample-72507).

H. tegimentum 群集の年代は Wenlock 中期に及ぶとされた。これについては, Noble et al. (1998) が既に議論したように, *H. tegimentum* 群集の上限の年代は Wenlock には及ばないと考えられる。最近, Noble and Maletz (2000) は, スウェーデン Dalarna の Kallholn Shale (Llandovery 上部) における Telychian 中期の石灰質コンクリーションから産出する放散虫群集を詳細に報告した。それによれば, この群集は主に *H. cathenatum* Nazarov and Ormiston, spiral form の球状放散虫 (*Gyrosphaera*, *Labyrinthosphaera*), *Secuicollacta* とそれに近縁なグループ (*Diparvavipila*, *Parvalanapila*) から構成され, その他, 少量の Palaeosceniidiidae 科の放散虫を含む。これは *H. tegimentum* 群集に含まれていない *Gyrosphaera* 属や *Diparvavipila* 属等, Telychian 中~後期に繁栄する放散虫が優勢になる点で Llandovery 後期には既に群集構成が大きく変わったことを示し, *H. tegimentum* 群集が示す年代の上限に制約を与えるものとして重要である。

結論として, 影路層の群集は Nazarov and Ormiston (1993) の *H. tegimentum* 群集に対比可能で, *H. tegimentum* 群集の示す年代は Aeronian 最前期以降から Telychian 中期以前である。したがって, 影路層の年代は Llandovery 中期~Llandovery 後期の前期である。

2. 子馬巢谷層

子馬巢谷層では, 下部, 中部および上部のそれぞれから放散虫化石が産出している。

子馬巢谷層下部では, 子馬巢谷の沢すじに露出する(現在はダムにより水没している)灰色・黒色珪質頁岩および黒色頁岩から以下のような放散虫化石が得られた。灰色珪質頁岩 (Fig.6 の R₂: 試料番号 101014): *Zadrappolus yoshikiensis* Furutani, *Oriundogutta* (?) *kingi* Noble (Fig.8-2); 黒色珪質頁岩 (Fig.6 の R₃: 試料番号 100927): *Pseudospongoprimum sagittatum* Wakamatsu, Sugiyama and Furutani (Fig.8-3); 黒色頁岩 (Fig.6 の R₄: 試料番号 100929): *Zadrappolus* sp. aff. *Z. spinosus* Furutani。これらのうち, 灰色および黒色珪質頁岩からの群集は, Kurihara and

Sashida (2000a) がそれぞれ *Z. yoshikiensis* 群集, *P. sagittatum* 群集としたものである。Kurihara and Sashida (2000a) は, これらの群集からそれぞれ *O. (?) kingi*, *P. sagittatum* が産出することを重視し, Noble (1994) および Umeda (1998) の生層序学的研究に基づき Ludlow ~ Pridoli とした。年代の根拠とした両研究には, 構成種の生存期間について捉え方の相違があり再検討の余地がある。しかし, Noble (1994) の化石帯の一部はコノドント化石により年代的な根拠が与えられているため, 基本的な年代論に大きな問題はないと考えられる。また, Ludlow 前期を指示する *Fusalfanus* 属や *Praespongocoelia* 属が卓越する群集は子馬巢谷層下部から見出されていない。したがって, 子馬巢谷層下部の年代は Ludlow 後期~Pridoli と考えられる。

子馬巢谷層中部からは, 子馬巢谷左岸道路沿いに露出する灰色頁岩 (Fig.6 の R₅: 試料番号 101113) より *Zadrappolus* sp. aff. *Z. spinosus*, *Futobari* sp. cf. *F. morishitai* Furutani 等が得られた。この群集は, Kurihara and Sashida (2000a) が *Zadrappolus* sp. aff. *Z. spinosus* 群集としたものである。これには Furutani (1990) により福地一重ヶ根地域のオソブ谷および一重ヶ根の凝灰岩層から見出された *Spongocoelia parvus* - *S. kamitakarensis* 群集の構成種 (*Z. spinosus*) によく似た放散虫が含まれる。一重ヶ根の凝灰岩層からは Ludlow ~ Pridoli を示す三葉虫化石が報告されている (Kobayashi and Hamada, 1987; 田沢・金子, 1991)。したがって, 灰色頁岩の群集が示す年代も Ludlow ~ Pridoli である可能性がある。しかし, この群集には Ludlow ~ Pridoli を特徴づける *Praespongocoelia* 属や *Pseudospongoprimum* 属は含まれていない。一方, シルル紀末期から前期デボン紀の生存期間を持つ *Futobari* 属が含まれ, むしろ Ludlow ~ Pridoli より若い年代を示す可能性が高い。本論では子馬巢谷層中部の年代をシルル紀末期から前期デボン紀としておく。

子馬巢谷層上部では, 子馬巢谷右岸道路沿いに露出する灰白色珪質頁岩 (Fig.6 の R₆: 試料番号 72503) と砂岩頁岩互層の頁岩部 (Fig.6 の R₇ ~ R₁₀: それぞれ, 試料番号 72505,

07～09) およびオイセ谷西方の沢に露出する砂岩頁岩互層の頁岩部 (Fig.6 の R₁₁～R₁₇; それぞれ, 試料番号 82203, 05, 06, 08, 704M, 704B, 82306) から放散虫化石が得られた。これらの試料から得られた群集は Kurihara and Sashida (2000a) が *Pactarentinia holdsworthi* 群集としたもので, *Palaeoscenidium ishigai* Wakamatsu, Sugiyama and Furutani, *Deflantrica solidum* Wakamatsu, Sugiyama and Furutani (Fig.8-4), *Pactarentinia intermedia* Kurihara and Sashida (Fig.8-5) 等が含まれる。これらのうち *P. ishigai* と *D. solidum* は, Umeda (1998) の *Trilonche* (?) sp. A 帯から *Protoholoeciscus hindea* 帯に産出する。また, Furutani (1996) の *Palaeoscenidiidae* 科放散虫の出現層準に関するデータによれば, *P. intermedia* と同様な形態を持つ *Tlecerina* (s.l.) morphotype 3 は, *Glanta fragilis* 帯の直下に限り産出している。よって, 子馬巢谷層上部の群集は Umeda (1998) の *Trilonche* (?) sp. A 帯, 特にほぼその上部の群集に相当する。Umeda (1998) は *Trilonche* (?) sp. A 帯の年代を Pragian～Eifelian とした。しかし最近, 梅田ほか (2002) はオーストラリア東部の Emsian 後期コノドント産出層準における放散虫化石の検討を行い, この層準の群集が *P. hindea* 帯より層位的に上位から識別される群集に相当することを明らかにした。彼らは, この結果から *Trilonche* (?) sp. A 帯の年代を Emsian 前～中期としている。*Trilonche* (?) sp. A 帯の年代については Aitchison et al. (1996) による凝灰岩層中のジルコンの放射年代 (408.9 ± 7.6Ma) があるが, 筆者はこれを碎屑粒子としてのジルコンの年代と捉えている (Kurihara and Sashida, 1999)。これらを加味すると *Trilonche* (?) sp. A 帯の年代は Lochkovian から Emsian 前～中期の期間に限定される。しかし, 最前期デボン紀の放散虫の年代的な位置づけは不明な点が多いため, ここでは子馬巢谷層上部の年代を梅田ほか (2002) に従い Emsian 前～中期とする。

以上, 子馬巢谷層下部から上部の放散虫化石による年代を総合すると, 子馬巢谷層の年代は後期シルル紀 Ludlow 後期～Pridoli から前期デボン紀 Emsian 前～中期である。

考 察

1. 飛騨外縁帯における他地域の中部古生界との対比

今回, 九頭竜湖-伊勢川上流地域で新称を与えたあるいは再定義した各層と福地一重ヶ根, 本郷-荒城川および檜谷地域で見られる中部古生界との岩相・年代対比は, 飛騨外縁帯として認識されている地質体の形成初期の復元について基礎的な情報を提供するものである。しかし, 上記分布域の中部古生界には, 未だ岩相層序区分や年代について混乱がある部分も少なくない。それらについてはできる限り情報を整理し対比を試みる。

(I) 福地一重ヶ根地域の中部古生界との対比

福地周辺の中部古生界は, 現状では東田ほか (1999) により紹介されたように, 下位より珪長質凝灰質碎屑岩および碎屑岩からなるオルドビス系?～シルル系吉城層と石灰岩を主とする下部～中部?デボン系福地層に区分されている。これ

に加え, 空山層 (例えば, 原山, 1990) あるいは未区分層 (東田ほか, 1999) として扱われてきたオソブ谷流域の凝灰岩層の一部からはシルル紀～デボン紀の放散虫化石が産出し (Furutani, 1990), これらも中部古生界である (Fig.9)。一重ヶ根周辺の古生界は, 東田 (1997) により中部ないし上部オルドビス系～上部シルル系一重ヶ根層と時代未詳の岩坪谷層に区分された。岩坪谷層の年代に関しては, 東田 (1997) はオルドビス紀以前である可能性が高いことを指摘している。これに基づけば一重ヶ根周辺の中部古生界としては一重ヶ根層の一部が相当する (Fig.9)。なお, Igo et al. (1980) により提唱された吉城層は, その定義や年代論に混乱があるが, ここでは吉城層の名称を模式地付近の地層に限定して使用する。模式地の吉城層の年代は, 栗原 (2000) も述べたように, 前期デボン紀である可能性が高い。以下に, これらの中部古生界と影路層, 子馬巢谷層および上穴馬層との対比を詳述する。

影路層: 本層は下部シルル系の下部であり, 福地一重ヶ根地域では東田 (1997) の一重ヶ根層が中部ないし上部オルドビス系～上部シルル系である。よって, 影路層は一重ヶ根層の一部と同時代と捉えられる。しかし, 一重ヶ根層からは, 岩坪谷の凝灰岩層 (以下, 一重ヶ根層下部と略記する) よりオルドビス紀 Llanvirn～Caradoc のコノドント (東田・小池, 1997), コノドント産出層準より上位とされる一重ヶ根東方の凝灰岩層 (以下, 一重ヶ根層上部) から後期シルル紀 Ludlow～Pridoli の三葉虫 (Kobayashi and Hamada, 1987; 田沢・金子, 1991) および Ludlow の放散虫化石 (Furutani, 1990; 原山, 1990) が報告されているのみで, 前期シルル紀を示す化石の報告はない。また, 一重ヶ根層の下部と上部の間には斑れい岩が大規模に貫入し (原山, 1990), 両者の直接の関係は不明である。現時点では, 影路層と一重ヶ根層の年代対比は, 後者から前期シルル紀を示す化石が得られていないため, 厳密な議論は難しい (Fig.9)。岩相的には, 両層とも凝灰質岩が卓越し, リズミカルな互層や顕著な級化層理等, 共通する特徴が見られる。しかし, 影路層に見られる炭酸塩粒子に富む凝灰質砂岩や凝灰質泥岩は一重ヶ根層では岩坪谷下流部流域, 一重ヶ根東方山腹のいずれにも見いだされていない。したがって, 両層は岩相的にも異なる可能性がある。

最近, 栗原 (2001b) はオソブ谷左岸に露出する凝灰質砂岩泥岩互層・石灰質泥岩層から新たに放散虫化石を見いだした。これらの地層は東田ほか (1999) によれば未区分層として, Tsukada and Takahashi (2000) によれば一重ヶ根層として扱われている。放散虫化石としては *Oriundogutta* sp. や *Palaeoscenidium* sp. 等が得られている。この群集には少なくともオルドビス紀, 後期シルル紀およびデボン紀を指示する放散虫化石が含まれていない。保存不良のため既報の群集との比較は難しいが, 前期シルル紀である可能性が高い。前期シルル紀 Llandoverly に特徴的な放散虫 (*Haplotaeniatum* 属等) が含まれていないことを重視すれば, 前期シルル紀の後期である可能性もある。年代についてさらなる検討が必要であるが, 影路層はこの凝灰質砂岩泥岩互層・石灰質

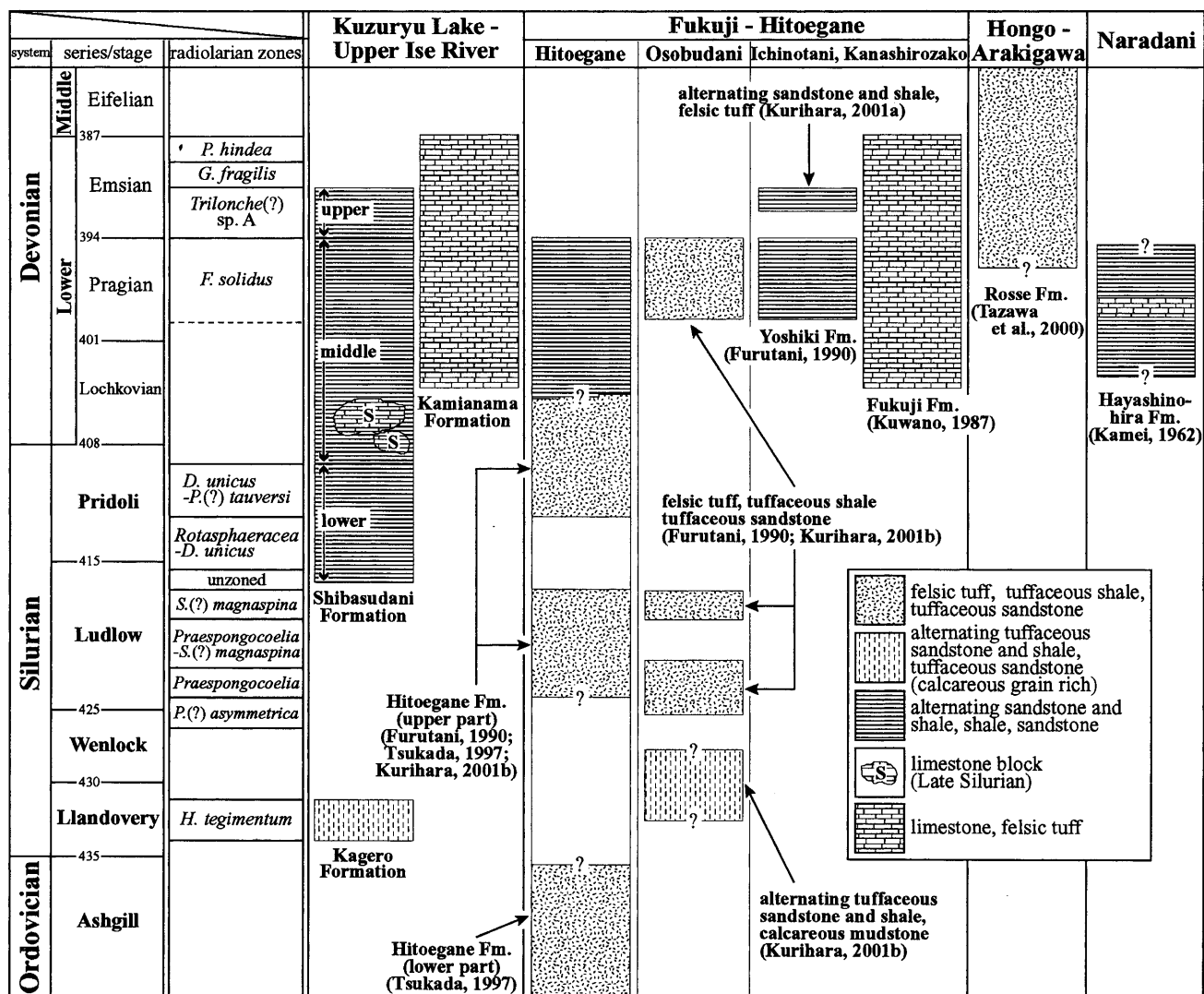


Fig. 9. Stratigraphic summary and correlations of Middle Paleozoic rocks in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River, Fukuji-Hitoegane, Hongo-Arakigawa, and Naradani areas. Radiometric age is from Odin (1994). Silurian radiolarian zones are from Nazarov and Ormiston (1993) and Noble (1994). Devonian radiolarian zones are from Umeda (1998) and Umeda et al. (2002).

泥岩層に年代的に対比される可能性がある (Fig. 9)。岩相的にも両層に石灰質物質に富む凝灰質岩が卓越する点でよく類似している。

子馬巢谷層: 本層は、下部が Ludlow 後期~Pridoli, 中部がシルル紀末期から前期デボン紀および上部が Emsian 前~中期である。福地一重ヶ根地域からは、Ludlow 前期の放射虫群集 (*Fusalfanus osobudaniensis* 群集等) (Furutani, 1990) が報告されている一方で、*Pseudospongoprimum* 属や *Palaeosцениdiidae* 科放射虫が卓越する群集 (それぞれ Pridoli と Emsian を示す) の報告はなかった。このため既存の放射虫化石資料に基づけば、子馬巢谷層と福地一重ヶ根地域の中部古生界は年代が大きく異なる可能性があった。しかし最近、栗原 (2001a, b) は一重ヶ根層上部から *Pseudospongoprimum* 属と *Futobari* 属放射虫を、オソブ谷流域の凝灰岩層から *Futobari* 属放射虫を、吉城層から *Futobari* 属放射虫の他、*Palaeosцениdiidae* 科放射虫

が卓越する群集を報告した。したがって、放射虫化石に基づく年代から、子馬巢谷層下部が一重ヶ根層上部の一部に、中~上部がオソブ谷流域の凝灰岩層の一部、一重ヶ根層上部の一部および吉城層に対比される (Fig. 9)。岩相的には、子馬巢谷層に比べ、福地一重ヶ根地域の同時代層はより凝灰質で、特にシルル系においてこの傾向が顕著である。デボン系の子馬巢谷層上部と吉城層の砂岩泥岩互層は、風化時も含めた色調および互層をなす砂岩と泥岩それぞれの厚さや堆積構造において類似性が高い。なお、子馬巢谷層中部には石灰岩ブロックが含まれる (Fig. 9)。その年代は後期シルル紀であり (大野ほか, 1977; Kobayashi and Hamada, 1987)、吉城層あるいは一重ヶ根層に含められた一重ヶ根東方の石灰岩とはほぼ同時代である。また、岩相層序学的にも子馬巢谷層下部~中部は Igo (1990) により示された“一重ヶ根の吉城層の層序”とよく対応するように見える。しかし、子馬巢谷層の石灰岩ブロックは白色塊状であるのに対し、一重ヶ根の石灰

岩は黒色層状の泥質石灰岩あるいは石灰質泥岩であり、岩相は全く異なる。両者が対比可能なものであるかどうかを明らかにするためには、Igo (1990) が示した層序や化石相のより詳細な研究を含めた今後の再検討が必要である。

上穴馬層: 前述のように、本層から産出している床板サンゴ、三葉虫および頭足類化石は福地層と共通するものが多く、上穴馬層と福地層は年代的に対比可能である (Fig.9)。しかしながら、本研究では上穴馬層の層序を明らかにすることはできなかった。そのため、上穴馬層と福地層における層序の詳細な対比は今後の課題である。なお、亀井 (1962) は、模式地付近における上穴馬層のサンゴ化石群集を福地層の下部石灰岩部層、中部凝灰岩部層にそれぞれ設定された F1 帯、F2a 帯 (Kamei, 1955) の群集に対比した。また、子馬巢谷や大洞谷付近に分布する上穴馬層のサンゴ化石群集については F2a 帯および上部石灰岩頁岩部層の下半を占める F2b 帯の群集に対比可能とした。岩相的には、上穴馬層の石灰岩は塊状石灰岩が卓越し層状石灰岩が少ないのに対し、福地層では塊状石灰岩とともに層状石灰岩も見られる等、多少の違いがある。しかし、両層の石灰岩とも黒色の泥質石灰岩で特徴づけられる点で一致する。また、上穴馬層では従来、凝灰岩について詳しく触れられていなかったが、石灰岩に挟在する淡緑色を呈する珪長質凝灰岩が露頭で確認された。福地層でも淡緑色珪長質凝灰岩を頻りに挟む石灰岩層が認められており (原山, 1990)、この点でも上穴馬層は福地層とよく類似する。

以上の対比から、九頭竜湖-伊勢川上流地域の中部古生界は、年代と岩相、それらの組み合わせにおいて福地-重ヶ根地域の中部古生界と類似性が高いといえる。

(2) 本郷-荒城川地域の中部古生界との対比

本郷-荒城川地域の中部古生界は、田沢ほか (2000) によって命名された呂瀬層である (Fig.9)。田沢ほか (2000) によれば、呂瀬層は主に珪長質凝灰岩からなり、その他少量の砂岩、頁岩、石灰岩を含む。全体として西傾斜、東上位の逆転層で、全層厚は 218m とされている。呂瀬層からは年代決定に有効な化石として、石灰岩礫を含む凝灰岩よりウミユリ *Pernerocrinus* sp. cf. *P. hayasakai* (Minato and Minoura) (田沢ほか, 1997) が、珪長質凝灰岩から腕足類 *Cyrtospirifer* と鱗木 *Leptophloeum* (田沢ほか, 2000) が報告されている。田沢ほか (1997, 2000) によれば、*Pernerocrinus* が前期デボン紀を、*Cyrtospirifer* と *Leptophloeum* が後期デボン紀をそれぞれ示す。これらの化石が指示する年代について、田沢ほか (2000) は *Pernerocrinus* が異地性ブロックから産出した可能性があることに留意し、呂瀬層の年代を前期?~後期デボン紀とした。子馬巢谷層と上穴馬層はいずれも下部デボン系を含み、呂瀬層の前期デボン紀を指示する *Pernerocrinus* が真に地層の堆積年代を示すのであれば、これらは年代的に呂瀬層の一部に対比可能である。しかし、呂瀬層の *Pernerocrinus* を含む母岩が異地性ブロックであるか否かは、田沢ほか (1997) の記述からは判断できず、また田沢ほか (2000) は化石が産した露頭は著しく崩壊し産状は確認できないと述べている。ところで、田沢ほか (2000)

によれば呂瀬層は東上位の一連の地層で *Pernerocrinus* は中部から、*Cyrtospirifer* と *Leptophloeum* は上部から産出しており、一見、層序と年代に矛盾はない。しかし、筆者は、整合一連に見える呂瀬層にも、半波長数 10cm~1m 程度の等斜褶曲が発達していることを確認した。したがって、*Pernerocrinus* の産出層準と *Cyrtospirifer* および *Leptophloeum* を産出する層準の層位関係も再検討が必要である。これを確認することで下部デボン系を含むか否かの問題について進展が得られる可能性がある。現状では、子馬巢谷層および上穴馬層と呂瀬層との対比には、呂瀬層の年代の下限を確認することが必要である。しかし、子馬巢谷層と上穴馬層は、ともに上限は Emsian であり、後期デボン紀にまでおよぶ呂瀬層とは年代的に大きく異なる。また、岩相的にも子馬巢谷層、上穴馬層とも凝灰質岩を挟在するが、呂瀬層は凝灰質岩が主要な構成要素であるという点で異なる。しかし、子馬巢谷層と呂瀬層には級化層理や細互層の発達等、類似する点もある。

(3) 檜谷地域の中部古生界との対比

檜谷地域の中部古生界は、藤本ほか (1953) によって提唱されたデボン系林ノ平層である。林ノ平層は、河田ほか (1988) によれば、粘板岩、砂岩、凝灰質砂岩および少量の石灰岩からなる。全体の層厚は 700~800m (藤本ほか, 1953)、あるいは 700m 程度 (河田ほか, 1988) とされている。藤本ほか (1953) は林ノ平層の石灰岩より *Favosites* sp. cf. *F. baculoides* Barrande や *Favosites* sp. cf. *F. asper* 等を見出し、これらに基づき林ノ平層を福地層に対比した。その後、Hamada (1961) は *Favosites* 類の特徴と凝灰質岩に富むことから林ノ平層の年代は中期デボン紀より若いことを推定した。亀井 (1962) は林ノ平層の石灰岩を福地層の下部石灰岩部層および中部凝灰岩部層に対比している。その後、林ノ平層からは年代を指示する化石は得られておらず、林ノ平層の大部分を占める碎屑岩や凝灰質岩の詳しい年代も不明のままである。亀井 (1962) が指摘したように林ノ平層が福地層に対比されるのであれば、子馬巢谷層と上穴馬層の一部は、林ノ平層に年代対比される可能性がある (Fig.9)。これについては、今後、林ノ平層に関する年代データの蓄積を待たなければならない。岩相的には、林ノ平層に *Favosites* 類を含む泥質石灰岩がある点は、上穴馬層と類似する。しかし、林ノ平層の碎屑岩には泥質部と砂質部とが縞状をなす細互層が発達し (河田ほか, 1988)、岩相が一部、子馬巢谷層と類似する。したがって、岩相的な特徴からは、林ノ平層は子馬巢谷層と上穴馬層両方の要素を持つといえる。

2. 中部古生界における岩相層序の地域的差異と古生物地理・形成環境との関連性

前述した対比の議論のとおり、九頭竜湖-伊勢川上流地域の中部古生界は、福地-重ヶ根地域の中部古生界と年代、岩相およびそれらの属性を持つ岩相層序単元の組み合わせにおいて、良い一致が見られる。一方で、本郷-荒城川地域および檜谷地域の中部古生界とは、一部で年代的に近く、岩相も類似するものが見られるものの、差異は大きい。それでは、

こうした地域的な差異は形成時のどのような条件に起因するものなのであろうか。

これを説明する1つの案として飛騨外縁帯では石炭系~ペルム系の例がある。石炭系~ペルム系では、福地一重ヶ根地域と本郷一荒城川地域でそれぞれ岩相の異なる層序があることが指摘されている(例えば、大藤・佐々木, 1998)。これについて東田ほか(1999)は、福地一重ヶ根地域の石炭系一の谷層、ペルム系水屋ヶ谷層・空山層からなる層序を「福地型層序系列」、本郷一荒城川地域の石炭系荒城川層、ペルム系森部層からなる層序を「高山北方型層序系列」と仮称した。両者には岩相層序のほか、船津花崗岩による熱変成の有無や手取層群との関係等に差異があるという。東田ほか(1999)は、それぞれの地質系統から産出するペルム紀の化石について、中朝地塊、モンゴル地塊および揚子地塊との関連性において異なる特徴を持つことを指摘した。具体的には「福地型層序系列」の空山層の紡錘虫化石群集が揚子地塊の群集と近縁性があり、「高山北方型層序系列」の森部層の腕足類化石群集が中国東北部やモンゴルから産する群集と近縁である(田沢, 1989等)ことが挙げられている。彼らはこうした古生物地理的情報から、2つの地質系統で見られる岩相層序その他の差異が、本質的に異なる起源を持つこと一「福地型層序系列」が揚子地塊、「高山北方型層序系列」が中朝・モンゴル地塊一によって説明される可能性があることを示した。その後、Wakita et al. (2001)は、東田ほか(1999)の「福地型層序系列」を「Fukuji-type block」および「高山北方型層序系列」を「Moribu-type block」と命名している。彼らは、層序関係と分布に基づき、それぞれの地域の中古生界にこれらの地質系統区分を拡張し、前者に吉城層と福地層を、後者に呂瀨層を含めた。

では、中古生界に見られる差異も、異なる地塊(揚子・中朝地塊)に起源を持つことによって説明可能であろうか。現在のところ、飛騨外縁帯中古生界では、揚子・中朝地塊およびその周辺との古生物地理的類縁性については次のような議論がある。福地一重ヶ根地域のシルル紀石灰岩から産出するサンゴ化石はシベリアと類縁性があり(Kato, 1990)、福地層の石灰岩から産出するデボン紀サンゴ化石は、シベリアとも類縁性がある(Kato, 1990)一方、オーストラリアとも類縁性(Kamei, 1961; Kato, 1990)があるという。また、Kamei (1961)は、福地層を中部デボン系として扱い、福地層と中国東北部の中部デボン系との間で岩相・化石相に相違が大きいことを述べている。Ohno (1977)は、福地層の腕足類動物群が完全に固有種からなるものではないことを指摘した上で、北中国および南中国の両方の動物群と類縁性が低いことを述べている。本郷一荒城川地域の呂瀨層では、田沢ほか(2000)が*Leptophloeum*を報告し、これが汎世界的な分布を持ち、必ずしもオーストラリアや南中国との類縁性を示すものではないことを強調した。また、*Leptophloeum*と共産する*Cyrtospirifer*がカザフスタン東部から報告された種に似ていることも述べられている。栗原・指田(1998)およびKurihara and Sashida (2000a)は、ジュンガル西部のシルル紀放射虫化石群集が日本のものと類似性が高いこと

と、オーストラリア東部のデボン紀放射虫化石群集が日本のものと類似性が低いことを指摘した。これら古生物地理的情報を総合するかぎり、飛騨外縁帯中古生界とある特定の地質体が強い関連性を持つことを積極的に示す古生物地理学的な証拠は今のところ提示されていない。これはデータの不十分さとともに、大藤・佐々木(1998)が指摘したような、シルル紀~デボン紀にはシベリアからオーストラリアまで基本的によく似た環境にあり、動植物地理区の境界が不明瞭であったことによるのかもしれない。

Wakita et al. (2001)は、地質系統の認定とそれらのペルム紀古生物地理的情報を基に、「Fukuji-type block」が揚子地塊、「Moribu-type block」が中朝地塊のそれぞれ東縁で形成された可能性があることを述べている。中古生界においても、両blockに古生物地理的な差異があれば、彼らの説にとって大きな補強になるが、上述のとおり、それらの差異を見出すことは難しい状況にある。ところで、「Moribu-type block」とされた呂瀨層、荒城川層および森部層の構造的関係・分布は、荒城川層の構造的上位に呂瀨層が低角度の断層で接し、呂瀨層と森部層は断層で接している(田沢ほか, 2000)。筆者は、このように複雑な構造的関係にある3層を単一の地質系統として扱うことは問題があると考えている。現時点では、「Moribu-type block」の地質系統認定の問題があるため、岩相層序の地域的差異が異なる地塊に起源を持つことにより生じたという考えを中古生界にまで適用することは、慎重に行われるべきと思われる。

大藤・佐々木(1998)は中央アジア~モンゴル、日本、オーストラリア等のシルル系・デボン系が火山砕屑岩を多く含むことから、それらが一連の火山弧付近で堆積し、しかも当時の低緯度地域に東西に配列していたことを推定した。飛騨外縁帯中古生界も全体として凝灰質物質に富んでおり、福地層では供給源に近接したところで堆積した降下火山灰と推定される凝灰岩も存在する(原山, 1990)。よって、飛騨外縁帯の中古生界は火山弧近傍で形成された可能性が高い。また、本研究により九頭竜湖-伊勢川上流地域の下部デボン系には、上穴馬層と子馬巢谷層のように、ほぼ同時代の浅海性の炭酸塩岩とより深海性の砕屑岩・凝灰質岩が存在することが明らかになった。同時異相関係となる両層は、現在、断層関係で接し分布している場合が多い。仮に、これらが初生的にも近接していたとすると、火山弧付近の浅海域とその近傍に位置した半深海~深海域の堆積盆といった、分化した堆積盆が生じている形成場にあった可能性がある。しかし、これまでの記載のとおり、九頭竜湖-伊勢川上流地域では上穴馬層と子馬巢谷層の明瞭な漸移相は見出されておらず、両層が近接した場所で形成されたことを示す直接的な証拠は今のところない。この点、子馬巢谷層中部に見られる石灰岩ブロックと上穴馬層の石灰岩との岩相・化石相の比較および両者の年代のより詳細な検討は、両層の初生的関係を知る手がかりを与えるものとして重要である。また、前述した檜谷地域の林ノ平層と上穴馬・子馬巢谷両層における岩相の類似も、漸移相の存在を示唆している可能性があり、注目される。以上、飛騨外縁帯中古生界で見られる岩相層序とその組み合

わせの差異の解釈については、当時の起こり得た状況として、本来は近接していながら分化した堆積盆で形成されたことによる違いを示している、という案も考慮に入れるべきと思われる。

飛騨外縁帯では、これまでに被ってきた構造運動の影響でこの地帯を構成する各層の関係はほとんどが断層関係となっている。また、現在近接し、かつほぼ同時代の地層間についても、それらの初生的関係を示す情報は乏しい。したがって、形成当時の全体像の復元には、現在の飛騨外縁帯に残る地質記録だけでは限界があると言わざるを得ない。しかしながら、現在、西南日本と極東ロシアの地体構造区分の対比論が進展しており (Kojima et al., 2000)、沿海州南部のハンカ帯のように飛騨外縁帯と連続していたと考えられる地質体 (山北・大藤, 1999) もある。今後こうした地質体からの情報を補充してゆくことにより、飛騨外縁帯に対する理解がより深まることが期待される。

謝 辞

本報告は、筆者が筑波大学地球科学研究科にて修士研究として行ったものに、その後の検討データを加えまとめたものである。本報告をまとめるにあたり、筑波大学地球科学系指田勝男教授には、終始ご指導いただくとともに粗稿を校閲していただいた。姫路工業大学自然・環境科学研究所古谷 裕助教授、名古屋大学博物館東田和弘氏ならびに編集幹事である新潟大学理学部松岡 篤教授には多くの有益なご議論とご教示を賜り、原稿が大きく改善された。なお、本研究を進めるにあたり平成 13 年度および平成 14 年度文部科学省科学研究費補助金 (特別研究員奨励費) の一部を使用した。記して感謝の意を表する次第である。

文 献

- Aitchison, J. C., Hada, S., Ireland, T. and Yoshikura, S., 1996, Ages of Silurian radiolarians from the Kurosegawa terrane, southwest Japan constrained by U/Pb SHRIMP data. *Jour. SE. Asian Earth Sci.*, **14**, 53-70.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E., ed. Classification of carbonate rocks. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, no. 1, 108-121.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1972, Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones. *Geol. Rund.*, **61**, 672-686.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・緑川洋一, 1953, 岐阜県清見村のゴトランド系. *東京教育大地質研究報告*, **2**, 11-16.
- Furutani, H., 1990, Middle Paleozoic radiolarians from Fukui area, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **37**, 1-56.
- Furutani, H., 1996, Evolution of Palaeoscenediidae and Ceratoliscidae (Radiolaria) in Late Devonian (Preliminary report). In Noda, H. and Sashida, K., eds., *Professor Hisayoshi Igo Commemorative Volume on Geology and Paleontology of Japan and Southeast Asia*, 71-84.
- Hamada, T., 1959, On the taxonomic position of *Favosites hidensis* and its Devonian age. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **30**, 201-213.
- Hamada, T., 1961, The Middle Palaeozoic group of Japan and its bearing on her geological history. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **13**, 1-79.
- 原山 智, 1990, 上高地地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅). *地質調査所*, 175p.
- Igo, H., 1990, Paleozoic Strata in the Hida "Gaien" Belt. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous ter-*

- ranes of Japan*, Publication of IGCP Project No. 224, 41-48.
- Igo, H., Adachi, S., Furutani, H. and Nishiyama, H., 1980, Ordovician fossils first discovered in Japan. *Proc. Japan Acad.*, **56**, 499-503.
- 石岡孝吉・亀井節夫, 1950, 福井県九頭竜川上流地方におけるゴトランド紀層の発見 (予報). *地質雑*, **56**, 57-58.
- Kamei, T., 1955, Classification of the Fukui Formation (Silurian) on the basis of *Favosites* with description of some *Favosites*. *Jour. Fac. Lib. Arts Sci. Shinshu Univ.*, **5**, 39-63.
- Kamei, T., 1961, Note on Japanese Middle Devonian. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **56**, 1-9.
- 亀井節夫, 1962, 飛騨山地のデヴォン系について. 藤本治義編, 飛騨山地の地質研究. 飛騨山地の地質研究会, 33-43.
- 亀井節夫・猪郷久義, 1957, ひだ外縁構造帯の地質. *地質雑*, **63**, 413.
- 神谷俊昭・児子修司, 1997, 福井県九頭竜川最上流地域大伊勢谷産デボン紀直錐殻頭足類. *地質研究*, **46**, 83-86.
- Kato, M., 1990, Palaeozoic Corals. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project No. 224, 307-312.
- 河合政岐・竹内 誠, 2001, 飛騨外縁帯青海地域から産出するベルム紀放射虫化石. *大阪微化石研究会誌*, 特別号, no. 12, 23-32.
- 河合正虎, 1956, 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動 - 第一報 (荒島岳南方山地の地質学的研究). *地質雑*, **62**, 559-573.
- 河合正虎・平山 健・山田直利, 1957, 5 万分の 1 地質図幅「荒島岳」および同説明書. *地質調査所*, 123p.
- 河田清雄・磯見 博・杉山雄一, 1988, 萩原地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅). *地質調査所*, 82p + 付録 40p.
- 金属鉱業事業団, 1980, 昭和 55 年度広域調査報告書. 飛騨地域 (I), 183p.
- Kobayashi, T. and Hamada, T., 1987, On the Silurian trilobite faunule of Hitoegane near Fukui in the Hida Plateau, Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan, N. S.*, no. 147, 131-145.
- Kojima, S., Kemkin, I. V., Kametaka, M. and Ando, A., 2000, A correlation of accretionary complexes of southern Sikhote-Alin of Russia and the Inner Zone of Southwest Japan. *Geosci. Jour.*, **4**, 175-185.
- Komatsu, M., 1990, Hida "Gaien" Belt and Joetsu Belt. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project No. 224, 25-40.
- 栗原敏之, 2000, 飛騨外縁帯西部の福井県和泉村伊勢川上流地域から産するデボン紀放射虫化石. *化石*, no. 67, 32-43.
- 栗原敏之, 2001a, 飛騨外縁帯福地地域の吉城層からデボン紀 Palaeoscenediidae 科放射虫化石の発見. *日本古生物学会第 150 回例会予稿集*, 36.
- 栗原敏之, 2001b, 飛騨外縁帯福地地域のシルル紀・デボン紀放射虫化石群集の再検討. *日本地質学会第 108 年学術大会演旨*, 127.
- 栗原敏之・指田勝男, 1998, 福井県九頭竜湖周辺地域の飛騨外縁帯から産する後期シルル紀および前期～中期デボン紀放射虫化石とその意義. *地質雑*, **104**, 845-858.
- Kurihara, T. and Sashida, K., 1999, Reply to comment by J.C. Aitchison on "Occurrence and significance of the Late Silurian and Early to Middle Devonian radiolarians from the Kuzuryu Lake district of the Hida Gaien Belt, Fukui Prefecture, central Japan" (*Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 104, no. 12, p. 845-858). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 594-595.
- Kurihara, T. and Sashida, K., 2000a, Taxonomy of Late Silurian to Middle Devonian radiolarians from the Kuzuryu Lake district of the Hida Gaien Belt, Fukui Prefecture, central Japan. *Micropaleontology*, **46**, 51-71.
- Kurihara, T. and Sashida, K., 2000b, Early Silurian (Llandoveryan) radiolarians from the Ise area of the Hida "Gaien" Belt, central Japan. *Paleont. Res.*, **4**, 147-162.
- Kuwano, Y., 1987, Early Devonian conodonts and ostracodes from central Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **13**, 77-105.
- 前田四郎, 1958, 福井県鎌原谷および大伊勢谷中部にゴトランド紀石炭岩の発見とその地質構造にもつ意義. *地質雑*, **64**, 638-643.
- Nazarov, B. B. and Ormiston, A. R., 1993, New biostratigraphic important Paleozoic Radiolaria of Eurasia and North America. In Blueford, J. R. and Murchey, B. L., eds., *Radiolaria of giant and subgiant fields in Asia. Nazarov Memorial Volume*. *Micropaleontology Spec. Publ.*, no. 6, 22-60.

- 日本地質学会誌編, 2001, 国際層序ガイド, 共立出版, 238p.
- Noble, P. J., 1994, Silurian radiolarian zonation for the Caballos Novaculite, Marathon Uplift, West Texas. *Bull. Amer. Paleontol.*, **106**, 55p.
- Noble, P. J., Braun, A. and McClellan, W., 1998, *Haplotaeniatum* faunas (Radiolaria) from the Llandoveryan (Silurian) of Nevada and Germany. *N. Jb. Geol. Paläontol., Monat.*, 1998, 705-726.
- Noble, P. J., Ketner, K. B. and McClellan, W., 1997, Early Silurian Radiolaria from northern Nevada, USA. *Marine Micropaleontol.*, **30**, 215-223.
- Noble, P. J. and Maletz, J., 2000, Radiolaria from the Telychian (Llandovery, Early Silurian) of Dalarna, Sweden. *Micropaleontology*, **46**, 265-275.
- Odin, G. S., 1994, Geological time scale (1994). *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, **318**, 59-71.
- Ohno, T., 1977, Lower Devonian brachiopods from the Fukui Formation, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.*, **44**, 79-126.
- 大野照文・岡崎美彦・平尾喜代二, 1977, 福井県和泉村からのシルル紀三葉虫の発見. 地学研究, **28**, 185-191.
- Okazaki, Y., 1974, Devonian trilobites from the Fukui Formation in the Hida Massif, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.*, **40**, 83-94.
- 岡崎美彦・田中観一・田中芳明, 1974, 福井県からのデボン紀三葉虫の発見. 地質雑, **80**, 563.
- 大藤 茂・佐々木みぎわ, 1998, 古生代~中生代の“アジア大陸”と“日本列島”. 地質学論集, no. 50, 159-176.
- 大築洋之助・清野信雄, 1919, 20 万分の 1 地質図幅「敦賀」および同説明書. 地質調査所, 191p.
- 田沢純一, 1989, 南部北上山地と飛騨外縁帯の古生層の比較 (予察). 地球科学, **43**, 224-230.
- 田沢純一・金子 篤, 1991, 飛騨山地福地地域一重ヶ根の凝灰岩から産出したシルル紀三葉虫 *Encrinurus* とその意義. 地球科学, **45**, 61-64.
- Tazawa, J. and Matsumoto, T., 1998, Middle Permian brachiopods from the Oguradani Formation, Ise District, Hida Gaien Belt, central Japan. *Sci. Rep. Niihata Univ. Ser. E (Geology)*, **13**, 1-19.
- 田沢純一・新川 公・古市賢治・三宅幸雄・大倉正敏・古谷 裕・兼子尚知, 1997, 飛騨外縁帯森部地域よりデボン紀床板サンゴ・ウミユリ類の発見. 地質雑, **103**, 399-401.
- 田沢純一・楊 偉平・三宅幸雄, 2000, 飛騨外縁帯のデボン系呂瀬層 (新称) から産出した *Cyrtospirifer* と *Leptophloeum*. 地質雑, **106**, 727-735.
- 地質調査所 (編), 1995, 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 版, 数値地質図 G-1, 地質調査所.
- 辻森 樹・石渡 明・坂野昇平, 2000, 西南日本内帯蓮華変成帯, 青海町湯ノ谷のエクロジャイト質藍閃石片岩について. 地質雑, **106**, 353-362.
- 東田和弘, 1997, 岐阜県上宝村一重ヶ根地域の古生界の層序と構造. 地質雑, **103**, 658-668.
- 東田和弘・小池敏夫, 1997, 岐阜県上宝村一重ヶ根地域より産出したオルドビス紀コノドント化石について. 地質雑, **103**, 171-174.
- Tsukada, K. and Takahashi, Y., 2000, Redefinition of the Permian strata in the Hida-gaien Tectonic Zone, Fukui area, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.*, **47**, 1-36.
- 東田和弘・高橋 泰・小澤智生, 1999, 岐阜県上宝村, 飛騨外縁帯水屋ヶ谷層と空山層の層位関係, および空山層の時代について. 地質雑, **105**, 496-507.
- Umeda, M., 1998, Upper Silurian-Middle Devonian radiolarian zones of the Yokokurayama and Konomori areas in the Kurosegawa Belt, southwest Japan. *Island Arc*, **7**, 637-646.
- 梅田真樹・Furey-Greig, T. M.・Mawson, R.・Talent, J., 2002, オーストラリア東部, Silver Gully 層の下部デボン系放射状散虫生層序. 日本地質学会第 109 年学術大会演旨, 292.
- Wakita, K., Kojima, S. and Tsukada, K., 2001, Middle Mesozoic accretionary complex of the Mino terrane and Paleozoic to Mesozoic sedimentary rocks of the Hida marginal belt. In Kano, T., ed., *ISRGA Field Guidebook for Major geologic units of Southwest Japan (Excursion guidebook for the field workshop of International Symposium on the Assembly and Breakup of Rodinia and Gondwana, and Growth of Asia)*, GRG/GIGE Miscellaneous Publication, no. 11, 165-235.
- Yamada, K., 1967, Stratigraphy and geologic structure of the Paleozoic formations in the Upper Kuzuryu River district, Fukui Prefecture, central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ., Ser. 2*, **12**, 185-207.
- 山北 聡・大藤 茂, 1999, 日本海形成以前の日本とロシア沿海州との地質学的連続性. 富山大学環日本海地域研究センター研究年報, **24**, 1-16.
- 山下 昇・鮎野義夫・糸魚川淳二 (編), 1988, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 310p.
- 八尾 昭, 2000, 東アジアの中・古生代テクトニクスからみた西南日本の地帯配列. 地団研専報, no. 49, 145-155.

(要 旨)

栗原敏之, 2003, 飛騨外縁帯九頭竜湖-伊勢川上流地域における中部古生界の層序と地質年代. 地質雑, **109**, 425-441. (Kurihara, T., 2003, Stratigraphy and geologic age of the Middle Paleozoic strata in the Kuzuryu Lake-Upper Ise River area of the Hida-gaien Terrane, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 425-441)

飛騨外縁帯九頭竜湖-伊勢川上流地域の中中部古生界は, 炭酸塩粒子に富む凝灰質碎屑岩からなる影路層 (新称), 碎屑岩を主体とする子馬巢谷層 (新称) および主に石灰岩からなる上穴馬層 (再定義) に区分できる. 放射状散虫化石に基づき, 影路層の年代は前期シルル紀の前期, 子馬巢谷層は後期シルル紀~前期デボン紀の後期である. 上穴馬層は福地層との対比から前期デボン紀である. 飛騨外縁帯の他地域の中部古生界との対比から, これら各層は年代, 岩相および岩相層序の組み合わせにおいて福地一重ヶ根地域の中部古生界と類似し, 本郷-荒城川および檜谷地域の中部古生界とは相違点が多いといえる. また, 九頭竜湖-伊勢川上流地域の下部デボン系には, ほぼ同時代の浅海相と深海~半深海相が存在することが明らかになった. こうした同時異相の存在は, 飛騨外縁帯中部古生界の岩相層序の差異が, 分化した堆積盆で形成されたことに起因する可能性があることを示す.