

飛驒外縁帯ペルム系森部層の砂岩組成とその後背地

Sandstone composition and provenance of the Permian Moribu Formation in the Hida Marginal Belt, central Japan

吉田孝紀* 田沢純一**

*Kohki Yoshida**
*and Jun-ichi Tazawa***

1999年 7 月 6 日 受付.

2000年 6 月 20 日 受理.

* 信州大学理学部地質科学教室.

Department of Geology, Faculty of Science,
 Shinshu University, Matsumoto 390-8621, Japan

** 新潟大学理学部地質科学教室.

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

Abstract

The Permian Moribu Formation in the Hida Marginal Belt is composed mainly of non-carbonate clastic rocks. The formation can be subdivided lithologically into four members: The basal (conglomerate and sandstone), lower (mudstone and sandstone with minor amount of limestone), middle (massive sandstone) and upper (mudstone) members. Andesitic lithic sandstones in the basal member indicate a primitive arc volcanics provenance. Quartz-rich lithic sandstones and feldspathic sandstones in the lower and middle members were derived from an active volcanic arc and pre-Permian strata which consist of acidic volcanic and volcanoclastic rocks.

Sandstone compositions of the Moribu Formation and the Permian of South Kitakami Belt exhibit two common traits. First, both sequences start with coarse terrigenous clastics indicative of andesitic volcanic provenance. Second, stratigraphic transition of the clastic composition in both Permian sequences shows a similar mode from volcanic to volcano-plutonic provenance. These lithologic and petrographic features suggest that the Moribu Formation is the equivalent of the Permian part of the South Kitakami Belt.

Keywords: sandstone composition, sedimentary petrology, Paleozoic, Permian, Hida Marginal Belt, South Kitakami Belt, Moribu Formation, volcanic-plutonic provenance

はじめに

飛驒外縁帯は、飛驒帯の南縁～東縁部を狭長に縁どる地帯であり、新潟県青海から福井県伊勢まで断続的に分布する (Fig. 1)。従来、この地帯はシルル紀からペルム紀の非変成～弱変成古生界、古生代中期の放射年代を示す結晶片岩類および蛇紋岩類から構成され、複雑な地質構造を持つ地帯と捉えられている。近年、この地帯の非変成古生界では、本邦初のオルドビス系の報告 (東田・小池, 1997) をはじめとする重要な発見がなされており、この地帯の構造発達史の解明は、日本列島の初期の形成史にかかわる重要な意義を持つ。

飛驒外縁帯の古生界については、これまで岐阜県上宝村福地地域を中心として、古生物学的研究や層序学的研究が精力的になされてきた (たとえば, Kamei, 1952; 猪郷, 1956; 新川, 1980)。その結果、福地地域の古生界が飛驒外縁帯の古生界の標準層序と見なされてきた。しかし、近年、岐阜県高山市北方地域 (以下、本郷-荒城川地域) に分布する飛驒外縁帯の古生界の時代論に関するいくつかの新知見が得られ (たとえば、堀越ほか, 1987; 田沢・長

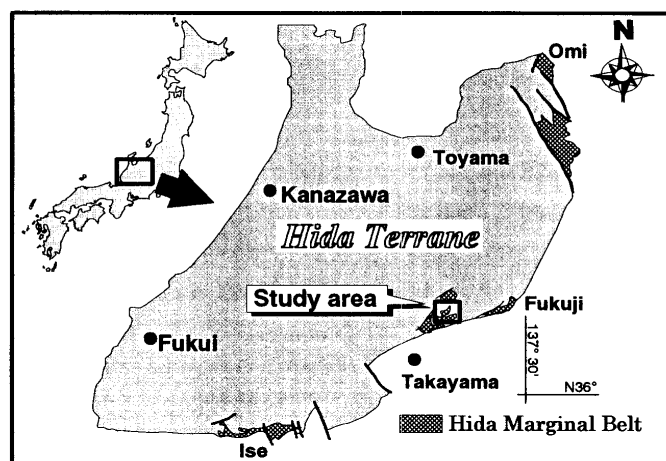


Fig. 1. Index map showing the study area (Hongo-Arakigawa area) and the distributions of the Paleozoic in the Hida Marginal Belt.

谷川, 1994; 田沢ほか, 1993, 1997; 梅田・江崎, 1997; 東田ほか, 1997), この地域の地質構成の詳細が明らかとなりつつある。本郷-荒城川地域の古生界は、火山岩・火

山碎屑岩類や碎屑岩類を主体とし、石灰岩類の卓越する福地地域の古生界とは明瞭な対照をなす。しかし、福地地域に比べて産出化石が乏しいため、層序の解明が遅れている。

筆者らは近年、飛驒外縁帯の非変成古生界の層序と古地理について検討を進めている。すでに、本郷-荒城川地域の古生界と南部北上帯の古生界との岩相的・古生物地理学的類似性は指摘されているが(田沢, 1989, 1993), 飛驒外縁帯における古生界の層序関係や形成環境、さらに南部北上帯と飛驒外縁帯の関連性についての議論は途に就いたばかりである。飛驒外縁帯のペルム系^{おぐらだに}としては、福地地域の水屋ヶ谷層、伊勢地域の小椋谷層、本郷-荒城川地域の森部層などが知られており、これらはいずれも碎屑岩相が卓越する(Yamada, 1967; 新川, 1980; 児子ほか, 1987; 堀越ほか, 1987)。その中でも特に森部層は、いくつかの化石の産出が報告され(Yamada and Yamano, 1980; 堀越ほか, 1987; 田沢ほか, 1993), 内部層序の把握も可能であることから、今回、その碎屑岩組成について検討し、その後背地や形成環境について考察した。また、すでに報告されている南部北上帯のペルム系の碎屑岩組成(吉田ほか, 1994)との比較も行った。なお、碎屑岩組成の解析と全体のまとめについては吉田が、層序、地質分布および議論については吉田と田沢が行った。

従来、本郷-荒城川地域に分布する古生界は、石炭系荒城川層、ペルム系森部層および時代未詳の上広瀬層に区分されていた(野沢・磯見, 1956; 磯見・野沢, 1957; 藤本ほか, 1962; Yamada and Yamano, 1980; 山田ほか, 1989)。これらに基づけば、各層の構成岩相は以下のようにまとめられる。荒城川層は、荒城川中流に模式的に分布し、石灰岩を挟む酸性および塩基性の火山岩・火山碎屑岩を主体とする。森部層は、森部集落上流の森部谷川上流に露出し、泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩類を主体とし、下部には石灰岩を挟む。上広瀬層は、“上広瀬礫岩(加納, 1962)”と呼ばれる花崗岩質岩や安山岩の巨礫を含む厚い礫岩を含み、玄武岩質-安山岩質凝灰岩を主体とする。

近年、この地域において相次いで古生物学的発見がなされた。丹生川村呂瀬金山地域の酸性凝灰岩から、前期デボン紀を示すサンゴ・海ユリ類化石が発見された(田沢ほか, 1997)。また、同地域の別の酸性凝灰岩からは中期ペルム紀の放散虫が(梅田・江崎, 1997)、上宝村本郷地域の凝灰質泥岩からは後期三疊紀のコノドント(東田ほか, 1997)が見いだされている。しかし、新たに発見されたデボン系や三疊系の分布規模、内部層序やそれぞれの地質体相互の関係は解明されていない。

一方、森部層と上広瀬層は船津花崗岩類に貫入され、接触変成作用を被っている。特に森部谷北方においては船津花崗岩と森部層の接触関係が認められている(野沢・磯見, 1956)。森部層と荒城川層との関係は不整合(藤本ほか, 1962)、整合(磯見・野沢, 1957; 野沢ほか, 1975)といった見解がある。上広瀬層と荒城川層は断層関係とされている(河尻, 1996b)。

これらの古生界と船津花崗岩類は、白亜紀の濃飛流紋岩類に対比される大雨見山層群(磯見・野沢, 1957)、および上宝火砕流堆積物(磯見・野沢, 1957)によって不整合に覆われる。森部谷川の南岸や呂瀬金山付近ではわずかに段丘堆積物が分布する。

森部層の層序

森部層は全層厚1,400m以上であり、岩相の特徴から基底層、下部層、中部層および上部層の4部層に分けられる。地質図をFig. 2に示す。

本層の構造は中呂瀬^{なかろせ}以西では北東性の走向を持ち、北西に傾斜する構造をなしているが、金山地域に分布するものは北北西方向の走向を示し、傾斜方向は必ずしも一定しない。また、デボン紀化石を含む酸性凝灰岩類(田沢ほか, 1997)や古生界と推定される凝灰角礫岩類(山田ほか, 1991では荒城川層として塗色されている)が分布する金山地域東部は、森部層が単斜構造をもって分布する中呂瀬以西とは異なる複雑な構造を持つと推定される。

以下に中呂瀬西方の森部谷川沿いでの本層の観察をもとに、各部層の岩相を記載する。

基底層: 層厚120m以上。塊状あるいは平行葉理を示す暗灰色細粒~粗粒砂岩や凝灰質砂岩、石灰質基質を持つ粗粒砂岩および細~中礫岩からなり、局所的に層厚数mの石灰岩を挟在する。安山岩片に富む暗緑灰色砂岩を挟むことがある。石灰岩は、四放サンゴ・紡錘虫・コケムシなどの化石や石灰岩礫を含む中粒~粗粒砂岩を伴う。礫岩は層厚10cm-2mであり、厚いものは中粒~粗粒砂岩を挟みながら複合成層する。礫はよく円磨され、長径1-3cm大のものを主とし、酸性凝灰岩や酸性火山岩から主に構成される。時代決定に有効な化石として、ペルム紀古生後期を示す紡錘虫*Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth) が得られている(Yamada and Yamano, 1980)。

下部層: 層厚450m。砂質泥岩と薄層~中層の灰色細粒~中粒砂岩からなり、砂岩中には級化層理や平行層理が観察される。下部には層厚100m程度の再結晶が著しい石灰岩を挟む。堀越ほか(1987)により*Yakovlevia*, *Leptodus*, *Stenoscisma*などの腕足類が得られている。

中部層: 層厚250m。塊状から厚層の暗緑灰色中粒~粗粒砂岩からなる。一部に斜交層理や平行層理が認められ、石灰質な生物遺骸の密集層を含む。また、ペルム紀中世前期を示す紡錘虫*Monodiexodina*の密集層を含むことが知られている(田沢ほか, 1993)。

上部層: 層厚580m以上。泥質岩が卓越し、薄層の灰色細粒~中粒砂岩を挟む。時に数cm単位の砂岩泥岩互層を形成する。まれに細粒な淡緑色~灰色酸性凝灰岩を挟む。砂岩中には級化層理や平行層理が認められる。

森部層の砂岩モード組成と全岩化学組成

砂岩組成の検討にあたっては、偏光顕微鏡下での観察とあわせて、モード組成と全岩化学組成を測定した。

鏡下観察用の試料の採取にあたっては、基底層から上部

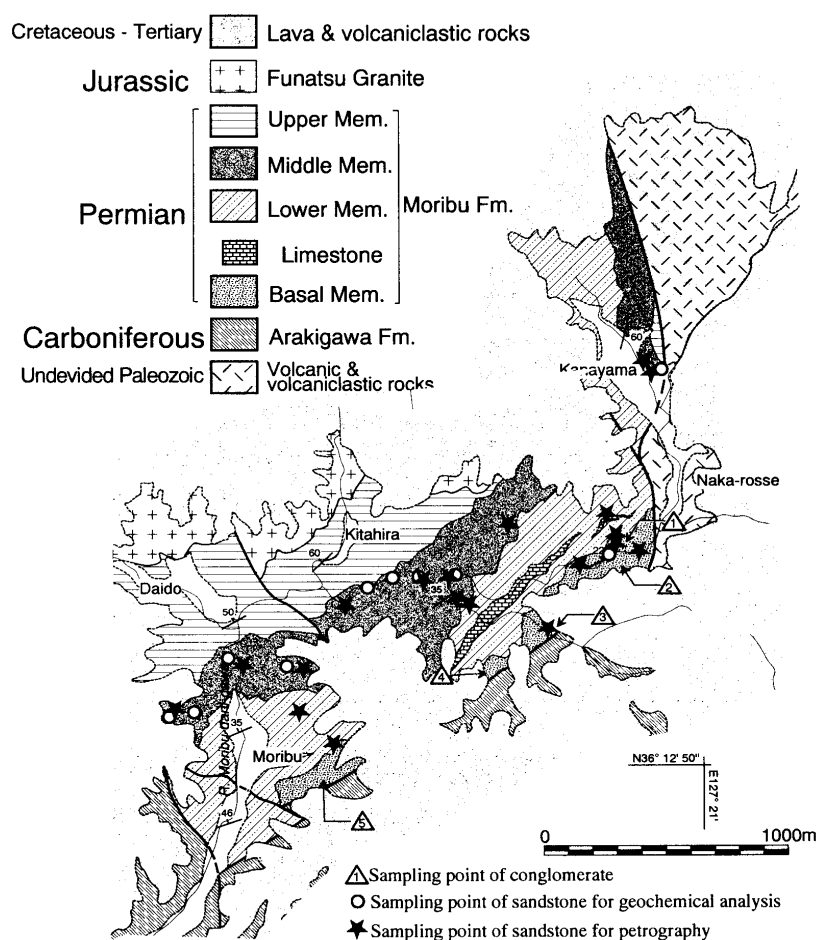


Fig. 2. Geologic map of the Moribu area, and sampling points of sandstones and conglomerates for geochemical and petrographic analyses.

層までの葉理の認められない塊状砂岩部を対象とした。モード組成の測定には Gazzi-Dickinson 法 (Ingersoll et al., 1984) に拠り、オートマチックポイントカウンターを用いてステージを 0.1 mm 間隔で移動させ、1,000ポイント以上を測定した。

鏡下観察によれば、基底層以外の層準の試料は、各種の変成鉱物 (黒雲母・ぶどう石・パンベリー石・アクチノ閃石など) が生じていることが多く、特に上部層の砂岩では粒子境界が不鮮明となるなど、再結晶が著しい。加えて、どの部層においても、強い剪断変形や大小の破碎脈・石英脈・炭酸塩鉱物脈が発達した試料が認められた。これらの二次的な変形・変成作用を著しく被った試料についてはモード組成の検討対象から除外し、鏡下観察のみにとどめた。その結果、モード組成を検討できた試料は、基底層で 6 個、下部層で 2 個、中部層で 11 個の計 19 個であり、上部層の試料についてはモード組成を測定できなかった。

また、全岩化学組成を検討した試料は基底層 1 個、中部層 9 個 (呂瀬金山地域の 1 個、森部谷川流域の下部層と中部層の 8 個) の計 10 試料である。下部層からの試料を除いたすべての試料で基質部や岩片中にぶどう石やアクチノ閃石などの変成鉱物が生じており、黒雲母が生じているものも認められる。なお、化学分析値に関しては、無水状態の 100% に換算した値を用いた。化学分析は基盤研究 (A) 「東アジア変動帯の砂岩組成とテクトニクス」の一環として、信州大学理学部設置の蛍光 X 線分析装置を用いて実施

された。

1. 砂岩のモード組成

以下に部層ごとの砂岩組成の特徴について述べる。モード組成の図示にあたっては、Fig. 3 に QPK 図 (Q: 石英, P: 斜長石, K: カリ長石) と Dickinson et al. (1983) の QmFLt 図 (Qm: 石英, F: 長石, Lt: 岩片) を用いてその特徴を示した。また、Fig. 4 にモード組成中の石英量と岩片量の層序変化を示す。

基底層: 灰色～暗灰色砂岩で、基質は細粒の砂質物あるいは微細な火山ガラス片 (緑泥石・粘土鉱物によって置き換えられている) などの凝灰質物からなる。粒子の円磨度は低く、亜角の粒子に富む。石英に乏しく、酸性火山岩・酸性凝灰岩・溶結凝灰岩の岩片が目立つ。玄武岩・グラノファイア・安山岩片も含まれる。石英には融食形が認められることがある。長石類はほとんどが斜長石であり、一部は曹長石化している。重鉱物としては不透明鉱物のほか、少量の黒雲母、緑泥石化した苦鉄質鉱物 (普通角閃石?) が認められる。モード組成からは石質砂岩に分類され、石英量は 5% 未満で、長石量は 15-50%、岩片量は 40-80% である。QPK 図上では、P 端成分に近い Q-P 辺周辺にプロットされる。Dickinson et al. (1983) の QmFLt 図上では F-Lt 辺付近にプロットされ、undissected arc の領域に含まれる。

また、基底層中には安山岩片を大量に含む暗緑灰色中粒

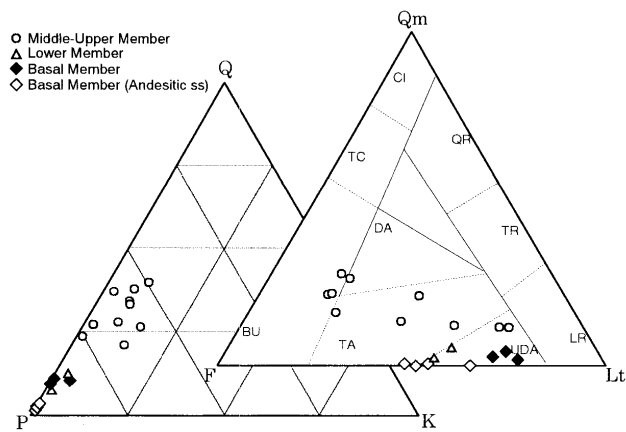


Fig. 3. Sandstone modal data plotted on QPK and QmFLt diagrams. Tectonic discriminant fields in the QmFLt diagram are defined by Dickinson et al. (1983). Qm: mono-crystalline quartz, F: feldspar (plagioclase+potassium feldspar), Lt: total lithic fragments). CI: craton interior, TC: transitional continental, BU: basement uplift, DA: dissected arc, TA: transitional arc, UDA: undissected arc, QR: quartzose recycle, TR: transitional recycle, LR: lithic recycle.

Stratigraphic column

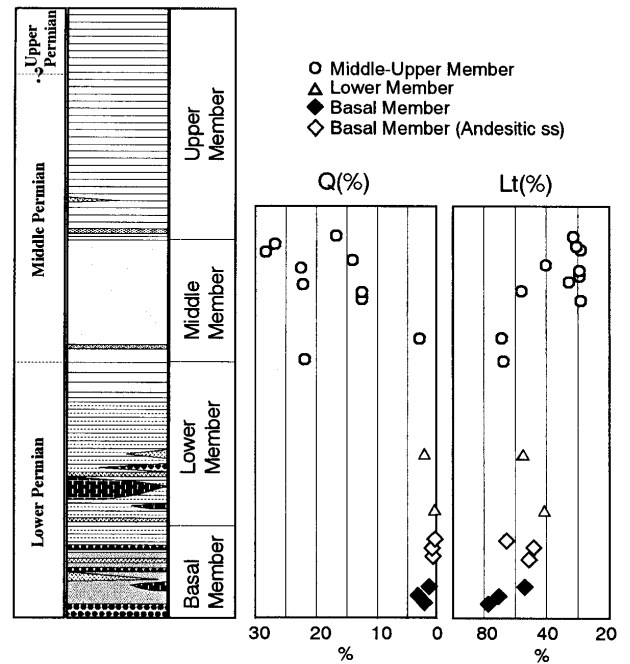


Fig. 4. Stratigraphic variations of quartz (Q) and total lithic fragments (Lt) contents of sandstones from the Moribu Formation.

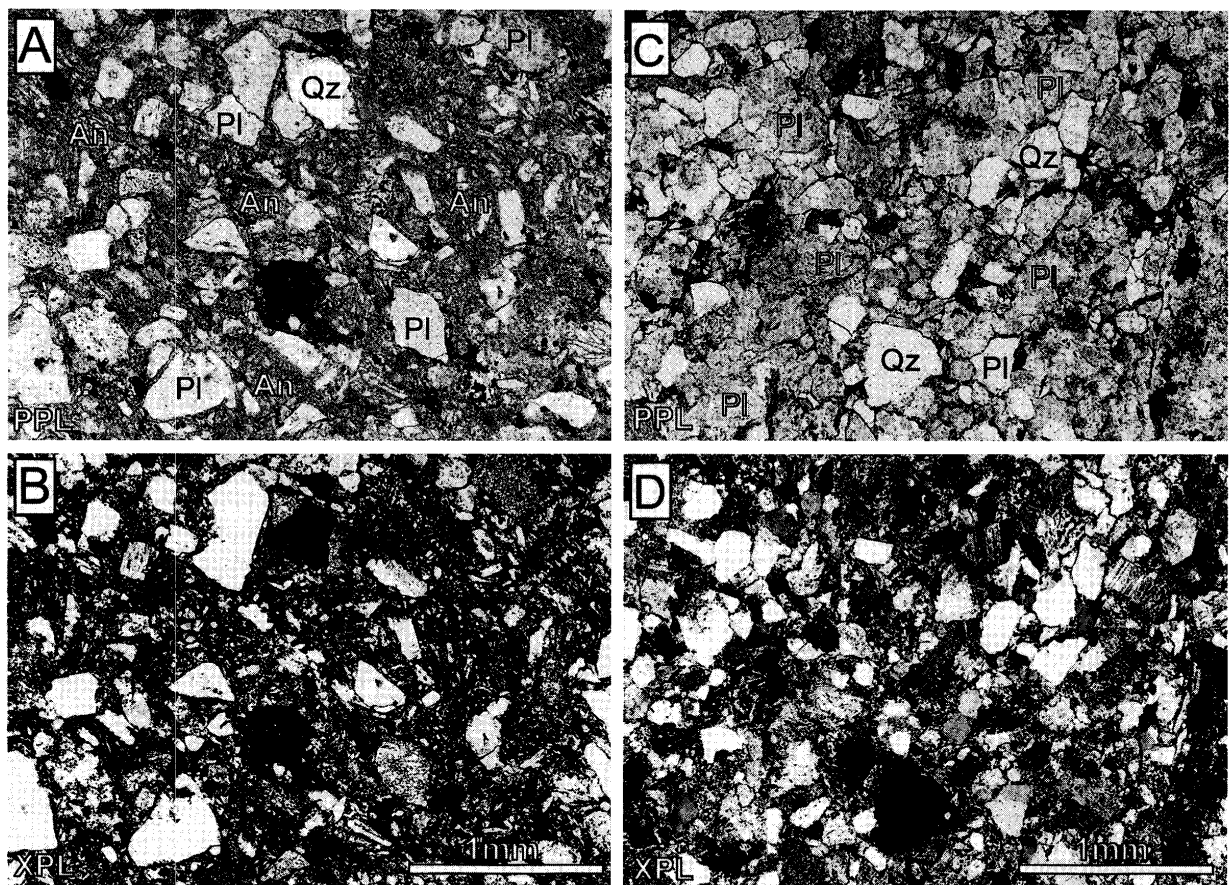


Fig. 5. Photomicrographs of lithic sandstone from the basal member (A and B) and feldspathic sandstone from the middle member (C and D). Qz: quartz, Pl: plagioclase, An: andesitic rock fragment, Av: acidic volcanic rock fragment. PPL: plane-polarized light, XPL: cross-polarized light.

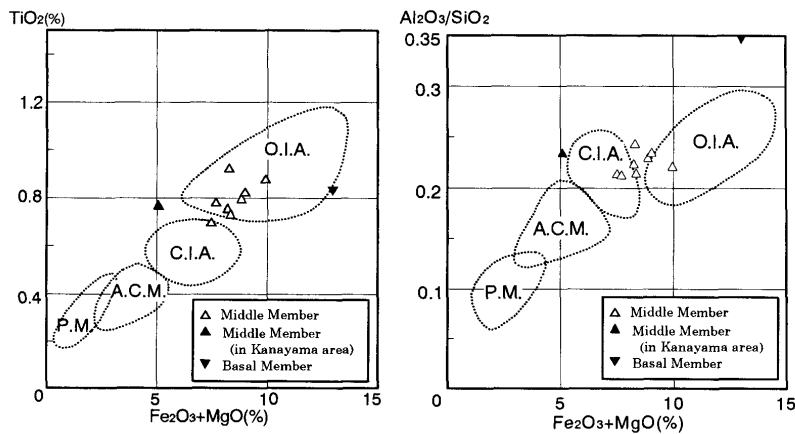


Fig. 6. $\text{TiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ discrimination diagrams for the sandstones from the Moribu Formation. PM: passive margin, ACM: active continental margin, CIA: continental island arc, OIA: oceanic island arc (after Bhatia, 1983).

Table. 1. Major element analyses for the representative sandstones from the Moribu Formation.

Sample ID	95100601	95101102	95100801
	Middle Mem.	Middle Mem.	Lower Mem.
SiO ₂	66.81	65.97	57.48
TiO ₂	0.78	0.70	0.84
Al ₂ O ₃	14.17	14.07	19.92
Fe ₂ O ₃	5.85	5.83	9.70
MnO	0.07	0.08	0.09
CaO	4.33	5.46	3.71
MgO	1.82	1.65	3.31
Na ₂ O	4.28	4.59	4.16
K ₂ O	1.75	1.55	0.67
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.13
TOTAL	100.00	100.00	100.00

砂岩が特徴的に認められる。鏡下での観察によれば、この砂岩は石英に乏しく、斜長石や安山岩片を主体とする石質砂岩であり、基質は凝灰質物あるいは細粒な岩片からなる (Fig. 5-A)。不透明鉱物や緑泥石化した苦鉄質鉱物 (普通輝石?) を含む。やや粗粒な軽石粒子や脱ハリした火山ガラス片を含むものがある。QPK 図上では、P 端成分に非常に近い部分にプロットされる。QmFLt 図上では、F-Lt 辺上の transitional arc から undissected arc の両者にプロットされる。

下部層：基質は細粒な砂質物で、一部は微細な火山ガラス片 (緑泥石化) を含む、凝灰質で発泡した軽石片 (緑泥石化) を含むこともある。粒子の円磨度は低い。石英に乏しく、酸性火山岩類の岩片を主体とする石質砂岩であり、玄武岩・閃緑岩片を含む。モード組成では石英量は 5% 未満、長石量は 40-50%、岩片量は 40-50% である。QPK 図では、P 端成分に近い Q-P 辺周辺にプロットされる。QmFLt 図上では F-Lt 辺付近の transitional arc と undissected arc の境界域にプロットされる。

中部層：基質は細粒の砂質物や変質した微細な火山ガラス片などの凝灰質物からなるが、基質量やその性格は変形や再結晶のために判別できないことがある。粒子の円磨度は低い。基底層・下部層砂岩と比較した場合、石英や長石にやや富む傾向があり、石質砂岩～長石質砂岩に分類される (Fig. 5-B)。長石類は斜長石を主とするが、正長石・微斜

長石も認められる。岩片類には酸性火山岩片・酸性凝灰岩片が卓越するものの、玄武岩・グラノファイア・花崗岩・閃緑岩・はんれい岩片が認められる。花崗岩片にはカタクラシック組織を示すものもある。重鉱物として、不透明鉱物・緑色普通角閃石・黒雲母・スフェン・ジルコン・緑れん石・ゆうれん石・燐灰石・電気石が含まれる。モード組成はばらつきが大きく、石英量が 10-30% であり、岩片量が 20-70%、長石量は 20-70% である。QPK 図上では、基底層・下部層よりも石英に富む Q-P 辺付近にプロットされる。QmFLt 図上では transitional arc, dissected arc および basement uplift の広範な領域にプロットされる。

上部層：基質には黒雲母が密集して生じており、初生的な鉱物は残されていない。粒子の円磨度は低く、垂角が多い。石英に比較的富み、酸性火山岩類や花崗岩の岩片を含む長石質～石質砂岩である。変質のため、不透明鉱物以外の重鉱物は判別できない。

砂岩組成の層序変化：森部層における砂岩組成の層序変化を見ると、中部層上部は石英に富む一方で岩片に乏しく、試料によって含有量のばらつきが大きい。中部層下部以下の層準では、石英量により乏しく、岩片に比較的富む傾向があり、中部層上部と比較してそれらの含有量のばらつきは小さい。したがって、中部層上部とそれ以下の層準では石英や岩片の含有量に明瞭な相違が認められる。

2. 砂岩の全岩化学組成

森部層砂岩の代表的な全岩化学組成値を Table. 1 に示す。化学組成上の全体的な特徴としては、SiO₂ が 56～66%、Al₂O₃ が 13～19%、Fe₂O₃ は 4～7% であり、MgO は 1 試料 (3%) を除いて 2% 以下である。これらの分析結果を Bhatia (1983), Roser and Korsch (1986) のテクトニックセッティングの判別ダイアグラムにプロットした (Figs. 6, 7)。その結果、Bhatia (1983) の $\text{TiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ 図では、中部層の砂岩は、金山地域で採取された中部層の 1 試料を除いたものが oceanic island arc 内および continental island arc の一部にプロットされる。また、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ 図においても、金山地域の試料を除いた中部層砂岩は oceanic island arc と continental island arc の中間域にプロットされる。一方、基底層の試

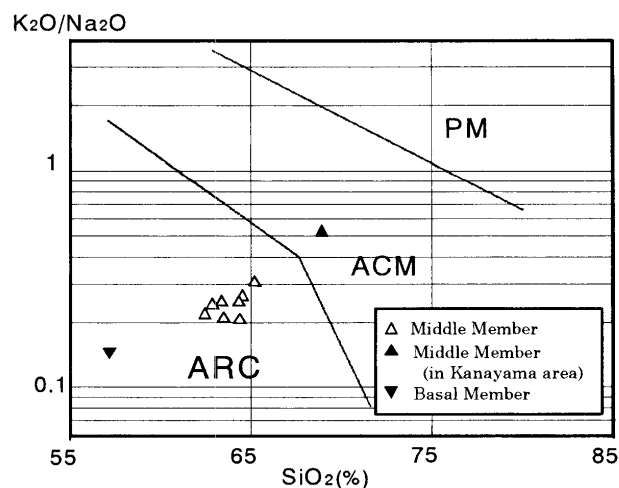


Fig. 7. SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ discrimination diagram for the sandstones from the Moribu Formation. PM: passive margin, ACM: active continental margin, ARC: active continental margin (after Roser and Korsch, 1986)

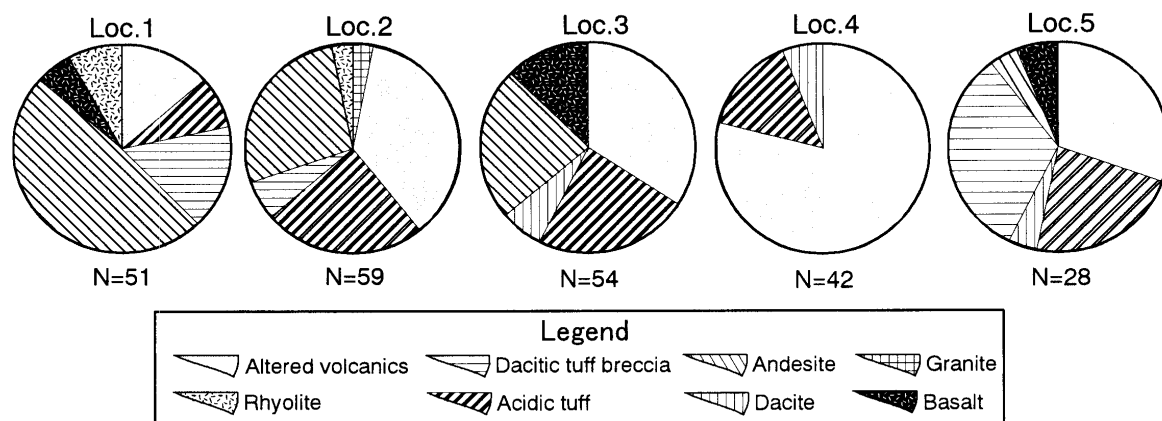


Fig. 8. Clast assemblages of representative conglomerates in the Lower Member of the Moribu Formation. See Fig. 2 for sampling points.

料は oceanic island arc 領域の近傍に孤立してプロットされる。また, Roser and Korsch (1986) の SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 図でも, 中部層砂岩の大部分が active continental margin に近い arc の領域にプロットされるが, 基底層の砂岩は SiO_2 量と $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ がより小さい arc の領域にプロットされる。金山地域の中層砂岩 1 試料は, ほかの試料よりも SiO_2 量と $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 量が高いので active continental margin にプロットされる。

森部層の礫岩の組成

森部層基底層には礫岩が含まれる。これらの礫岩の礫種を検討した。多くの礫岩は弱い構造変形を被っており, かつ礫種や内部組織を詳細に観察できる露頭に乏しい。そこで, 野外において長径 20 cm 程度の試料を複数 (3-5 個) 採取し, それらの切断面について径 1 cm 以上の礫を全て同定するという方法を用いた。

5ヶ所から基底層の礫岩を採取した。それぞれの地点における礫組成を Fig. 8 に示す。全体的な傾向として, 流紋岩, 酸性凝灰岩, デイサイトおよびデイサイト質の凝灰角礫岩が卓越する。流紋岩礫は石英・斜長石・カリ長石・不透明鉱物・黒雲母・苦鉄質鉱物を斑晶として含む。酸性凝灰岩礫は細粒凝灰岩や粗粒凝灰岩からなり, まれに火山ガ

ラス片の仮像が認められる。凝灰角礫岩礫は, 斜長石や苦鉄質鉱物を斑晶として含む本質岩片を含んでいる。礫中の苦鉄質鉱物はすべて変質し, 緑泥石・緑れん石によって交代されている。その一部は結晶形態から普通角閃石と推定される。

礫の円磨度は亜円～円である場合 (地点 A, B, C) と, 亜角～角が卓越する場合 (地点 D, E) がある。基質は, 粗粒な砂岩 (地点 B, E), 凝灰岩 (地点 D) および石灰岩 (地点 A, C) からなる。また, 中呂瀬西方の基底層中の礫岩は, 緑泥石化した苦鉄質鉱物 (結晶形態から輝石と判断される) を含む安山岩を多数含む (地点 B)。その他にドレライト, 玄武岩, グラノファイア, 花崗閃緑岩, 閃緑岩などの礫種が認められるが, 深成岩類の礫は非常に少ない。また, 広域変成岩と判断される礫は認められない。

考 察

(1) 森部層における後背地の変遷と造構環境

森部層の基底層礫岩は, 酸性火山岩・火山碎屑岩礫から主に構成されており, 火山性の後背地からの供給が推定される。一部の礫岩基質が凝灰質であることから少なくとも一部は, 堆積同時的に形成された火山物質に由来すると考えられる。

森部層の下位に位置する石炭系荒城川層では、その上部に酸性火山岩礫を大量に含む礫岩層が知られている（三ノ瀬礫岩；山田・山野，1981）。この石炭系礫岩と森部層の基底層礫岩は、酸性火山岩・火山碎屑岩礫が卓越する点や凝灰質基質を持つものがある点で類似しており、類似した性格の後背地に由来すると考えられる。一方、基底層砂岩は、大量の安山岩片を特徴的に含む“安山岩質火山砂岩”である。この砂岩は単源的な後背地が想定されることや、その一部が凝灰質物を基質とすることから、堆積同時的な火山活動の産物に由来すると考えられる。この砂岩は化学組成を用いた判別ダイアグラム上において oceanic island arc や arc といった領域にプロットされ、未成熟な火成弧を起源とすると推定される。また、この砂岩を安山岩起源の碎屑粒子のみからなる砂岩と考えた場合、その化学組成の特徴は、供給源においてカルクアルカリ岩系列の安山岩質火山活動があったことを示している。

また、基底層から下部層の堆積時における後背地には、酸性火山岩・酸性凝灰岩類が広く分布していたと考えられるが、一部にはグラノファイアなどの浅所貫入岩や玄武岩が含まれていたと推定される。下部層砂岩中には基底層砂岩のような“安山岩質火山砂岩”は含まれない。

中部層砂岩では、基底層・下部層砂岩と比較して石英量・長石量の明らかな増加が認められる。岩片構成から後背地は依然として酸性火山岩の露出する地帯であったと考えられるが、長石類にはカリ長石も含まれ、重鉱物種も多様化している。この事実、後背地の岩石構成が下部層堆積時よりも多様化し、花崗岩類のような深成岩類も露出するようになったことを示している。鏡下観察の結果から、後背地としては酸性火山岩が卓越し、花崗岩が影響を及ぼすような地質体を想定することができるが、全岩化学組成における SiO_2 量はそれほど高くはない。岩片には、はんれい岩片や玄武岩片などの塩基性火成岩片が含まれるので、これらの混入によって、全岩化学組成中の SiO_2 が相対的に減少したと考えることもできる。Bhatia (1983) のダイアグラムにおいては、中部層砂岩は oceanic island arc から continental island arc の中間域にわたるなど、玄武岩質および珪長質な供給源の両者から影響を受けた可能性がある。したがって、中部層砂岩の化学組成上の特徴は、基底層や下部層砂岩と比較してより多様な後背地からの供給を示唆している。また、呂瀬金山地域の中中部層砂岩試料は他の中部層砂岩試料とは異なる全岩組成を示している。この地域では森部層中部層がデボン系と接すると推定されることから、変位量の大きな断層が分布し、その周辺は複雑な構造を持つと推定される。そのため、試料採取地点が中呂瀬西方の中部層とは異なる層準に相当する可能性も残る。

飛驒外縁帯における先ペルム系の構成岩相は地域により著しく異なっているが、検討地域のデボン・石炭系は、厚い酸性凝灰岩から主に構成され、非火山岩質の碎屑岩や石灰岩を少量伴うのみである。したがって、先ペルム系が森部層の下部層から中部層の供給源の一部であった可能性がある。しかし、森部層の基底層から中部層にかけての砂岩

組成の変遷は、それぞれの層準で異なった性格の後背地からの供給を受けていたことを示している。また、森部層中の酸性火山岩片に富む凝灰質砂岩は、量的には少ないものの、下部層・中部層に認められる。このような砂岩の起源としては、当時の火山活動によって形成された火山岩類が想定される。したがって、下部層・中部層の砂岩の供給源としては堆積時の活動に由来する火山岩と酸性火山岩・火山碎屑岩から構成される先ペルム系との両者を想定すべきであろう。

一方、“安山岩質火山砂岩”は基底層のみに発達し、下部層や中部層では認められない。この事実、基底層堆積期と下部層堆積期の間に後背地の変化があったと推定される。これは、それまでの供給源からまったく異なる新たな地質体へ碎屑物の供給・分散システムが転換したと考えられる。安山岩の活動は、未成熟な火成弧の存在を示すと考えられるが、下部層や中部層では同様な組成的特徴を持つ砂岩は認められない。そのため、安山岩の活動は時間的に限定された地質イベントに相当するものかもしれない。

砂岩組成の石英量・岩片量の層序変化に着目した場合、中部層上部とそれよりも下位の層準とでは明瞭な差異が認められる。また、基底層・下部層試料の石英・岩片量はばらつきが小さいが、中部層では試料により含有量のばらつきは大きい。そのため、砂岩組成の時代変化は、基底部・下部・中部といった層準による砂岩の量的差異に加えて、各部層における石英や岩片含有量のばらつきの拡大によっても示される。これは、基底層から下部層が比較的単純な火山性の地質体を起源とするのに対し、中部層堆積時には深成岩の露出拡大などに伴い後背地の岩石構成がより多様化したことを示唆している。碎屑岩組成のこのような時代変化は、かつて Dickinson and Rich (1972) が示したような後背地となる火成弧の時代的な変化に起因する供給源の漸進的な変化に対応する可能性がある。

森部層の碎屑岩中に含まれる花崗岩質の礫や岩片の多くは、比較的浅所に貫入したグラノファイアなどであり、火成弧の浅部～深部相に由来する可能性が高い。森部～国府町三河地域では、ペルム系に貫入する時代未詳のはんれい岩（河尻，1996a）や荒城川層に貫入する約250Maの放射年代を示す変はんれい岩が知られている（Adachi and Shibata, 1991）。河尻（1996a）はこれらの貫入岩の普通角閃石と砂岩中の碎屑性普通角閃石との組成的類似性に注目し、ペルム紀の火成活動と変はんれい岩との関連性を指摘している。森部層中には堆積時に活動した火山に由来する物質が碎屑物として含まれているので、中部層中の花崗質岩片・礫あるいは中部層砂岩の起源としては、それらの火山地帯の深部相も考えられよう。

飛驒外縁帯の中生界は、古期の堆積岩や広域変成岩に由来するような碎屑粒子を多く含む（たとえば、白石，1992；竹内・滝沢，1991）。しかし、森部層砂岩は、これらの碎屑粒子を含まず、ペルム紀以前の酸性火成活動によって形成された地質体やペルム紀の火成弧から主に供給されている。その後背地として、大陸基盤岩がほとんど分

布しない火成弧をともなった変動域が想定される。

(2) 南部北上帯ペルム系との比較

森部層からは前期ペルム紀古世および後期ペルム紀を示す化石が発見されておらず、その時代幅は確定していないため、南部北上帯ペルム系と森部層との正確な地層対比は困難である。しかし、田沢(1989, 1993)は、南部北上帯と飛騨外縁帯のペルム紀腕足類化石が密接な類縁関係にあることを指摘している。南部北上帯中央部の世田米^{せたまい}地域のペルム系は、下部で礫岩・砂岩・石灰岩が、中部で塊状砂岩・石灰岩が卓越する(たとえば, Minato et al., 1979)が、北縁部の大迫地域(大上ほか, 1986)や南西部の大籠^{おおかご}地域では石灰岩は少なく(永広, 1979), 全体として砂岩・泥岩などの碎屑岩が卓越する(永広, 1989)。したがって、森部層と南部北上帯の岩相とを比較した場合、森部層は世田米地域のペルム系とは石灰岩に乏しい点で異なるが、それ以外の地域のペルム系とは類似すると思われる。

田沢・長谷川(1994)は、荒城川層上部から後期石炭紀を示唆する紡錘虫 *Quasifusulina* と腕足類 *Karavankina* の産出を報告したが、石炭系とペルム系の関係については明確な結論が得られていない。一方、南部北上帯の石炭系層序は一般に上部石炭系を欠いている(Minato et al., 1979; Saito, 1968)が、Choi(1972)はペルム系礫岩から紡錘虫化石 *Triticites* を含む石灰岩礫を発見し、上部石炭系がかつて存在したことを指摘した。したがって、本郷-荒城川地域は、ペルム紀初頭の地形面(不整合面)形成の様式において南部北上帯とは異なる状況にあったと考えられるが、両地域の石炭-ペルム系の層序的枠組みには共通点が認められる。

また、君波ほか(2000)は日本各地に分布する中・古生界砂岩の化学組成の系統的な比較を行った。その中で、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - \text{B.I.}$ [Basicity Index; $(\text{FeO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$] 図では、南部北上帯ペルム系と森部層の領域はオーバーラップするものの、異なるクラスターを形成し、必ずしも一致していない。また、南部北上帯の下部ペルム系砂岩には、Dickinson et al. (1983) の QFLt 図上において特徴的に recycled orogen provenance にプロットされる一群があり、これらはペルム系基底層に属する砂岩の特徴とされている(吉田ほか, 1994)。しかし、森部層ではこのような特徴を示す砂岩を認めることができない。以上に述べたように、ペルム系内部においても南部北上帯と森部層では層序的な枠組みや碎屑物の組成にいくつかの相違が認められる。

一方、川村(1980)は南部北上帯の下部ペルム系から安山岩質砂岩の存在を報告した。その後、吉田ほか(1994)は南部北上帯の下部ペルム系や中部ペルム系の一部に安山岩質砂岩が発達することを明らかにした。また、ペルム系を通観すれば、その砂岩組成は酸性火山岩類の卓越する後背地から、火山岩・深成岩類が分布する、より複雑な後背地へ時代とともに変化している(吉田ほか, 1994)。

森部地域のほかに福地地域や檜谷地域にもペルム系碎屑岩の分布が知られている(Yamada, 1967; 新川, 1980)。

特に、福地地域の水屋ヶ谷層の砂岩には多量の安山岩片が含まれることを児子ほか(1987)や梅田・江崎(1997)が報告している。森部層の基底層に含まれる“安山岩質火山砂岩”は、局所的かつ限定的な地質イベントを反映する可能性が高いが、その一方で重要な地質イベントを示す“鍵層”となり得ると考えられる。したがって、“安山岩質火山砂岩”が南部北上帯と飛騨外縁帯のペルム系砂岩に含まれることは、両帯が火成弧の近傍に位置し、大局的には同様な造構環境にあったことを示唆する。

これに加えて、火山性後背地から花崗岩質後背地へのペルム紀中期における転換が、南部北上帯ペルム系と森部層の砂岩組成から共通して読み取れる。このような後背地の変化は、それをもたらした構造運動の詳細が不明であるが、両地質体を包括する規模で起こったテクトニックイベントの記録として捉えることができるだろう。したがって、森部層と南部北上帯のペルム系を比較した場合、碎屑岩組成上のいくつかの相違点が認められるものの、すでに報告されている腕足類化石の近縁性に加えて、岩相やその形成要因となる造構環境の類似性から、両地帯は、たとえば同一の地質区に所属するような、成因的に密接に関連した場で形成されたと考えることができる。

結 論

飛騨外縁帯の高山北方地域に分布するペルム系森部層の内部層序と碎屑岩組成について検討した。その結果は以下のようにまとめられる。

1. 森部層は岩相の相違により、次の4つの部層に区分される：1) 砂岩・礫岩が発達する基底層、2) 比較的厚い石灰岩を挟み、泥岩や薄層の砂岩を主体とする下部層、3) 厚い塊状砂岩が発達する中部層、4) 薄層の砂岩泥岩互層や泥質岩が卓越する上部層。
2. 森部層の砂岩組成は層準によって異なる。基底層砂岩は安山岩片に富む“安山岩質火山砂岩”と酸性火山岩片に富む石質砂岩、下部層砂岩は酸性火山岩片の卓越する石質砂岩、中部層の砂岩はやや石英・長石類に富む長石質～石質砂岩から主に構成される。
3. 砂岩のモード組成と岩片組成および基底層の礫組成から、基底層から下部層の後背地として未成熟な火成弧を含む酸性火山岩の卓越する地帯、中部層の後背地として、酸性から塩基性の火山岩や深成岩などの多様な火成岩が分布する火成弧が推定される。また、先ペルム紀の活動を終えた火成弧からの碎屑物も断続的に供給されていたと考えられる。
4. 森部層の基底層から中部層にかけての後背地の変化は、南部北上帯ペルム系の碎屑岩組成から推定される後背地の時代変化と同じ傾向を示しており、両地帯のペルム系後背地が類似した環境にあったことを示唆している。

謝 辞

本論文を公表するにあたり、発表の機会を与えていただいた信州大学理学部物質循環科学教室の公文富士夫教授、ならびに同大学理学部地質科学教室の保柳康一博士にお礼申し上げる。また、本研究は吉田が日本学術振興会特別研究員として神戸大学大学教育研究センターに在籍中に行われた研究を基礎としている。当時、吉田の指導教官であった神戸大学大学教育研究センターの波田重熙教授には研究を進める上でご支援をいただいた。また、研究をまとめる上で、北海道大学理学部地球惑星物質科学専攻の川村信人博士、信州大学理学部地質科学教室の小坂共栄教授、大塚 勉博士、岐阜県立博物館の河尻清和氏には飛驒外縁帯の古生界層序・構造について議論していただいた。吉田は地質踏査に関して、文部省科研費（特別研究員奨励費）を使用した。以上の方々と関係機関にお礼申し上げる。

文 献

- Adachi, M. and Shibata, K., 1991, A 254-Ma-old metagabbro intruding the Arakigawa Formation from the circum-Hida terrane, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **38**, 39-48.
- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, **91**, 611-649.
- Choi, D.R., 1972, Discovery of Uralian fusulinids from the Upper Permian conglomerates in the Southern Kitakami Mountains, Japan. *Hokkaido Univ. Fac. Sci. Jour.*, ser. 4, 15, 479-492.
- Dickinson, W.R. and Rich, E.I., 1972, Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *Bull. Geol. Soc. America*, **83**, 3007-3024.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 222-235.
- 永広昌之, 1979, 藤沢町の地質. 藤沢町史編纂委員会編. 藤沢町史本編 (上), 661-690.
- 永広昌之, 1989, 中・古生界, ベルム系. 生出慶司・中川久夫・蟹澤聡史編, 日本の地質 2, 東北地方, 共立出版, 東京, 23-31.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義, 1962, 飛驒山地の上部古生界について. 藤本治義編, 飛驒山地の地質研究, 飛驒山地の地質研究会, 東京, 44-70.
- 堀越 勲・田沢純一・内藤直司・金田純子, 1987, 飛驒山地高山北方森部のベルム紀腕足類化石. 地質雑, **93**, 141-143.
- 猪郷久義, 1956, 飛驒山地福地付近の石炭系および二畳系, 特に一の谷層群の紡錘虫化石帯について. 地質雑, **62**, 217-240.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrol.*, **54**, 103-116.
- 磯見 博・野沢 保, 1957, 5 万分の 1 地質図幅「船津」および同説明書. 地質調査所, 43p.
- Kamei, T., 1952, The stratigraphy of the Paleozoic rocks of the Fukui district, the southern part of the Hida mountainland (study on Paleozoic rocks of Hida I). *Jour. Fac. Liberal Arts. Shinshu Univ.*, **2**, 43-74.
- 加納 博, 1962, 上広瀬礫岩, 特に飛驒大陸基盤論に関連して一含花崗質岩礫岩の研究 (その14) —. 地質雑, **68**, 573-584.
- 河尻清和, 1996a, 碎屑岩からみた, 飛驒外縁帯上広瀬層・森部層の後背地. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 95.

- 河尻清和, 1996b, 飛驒帯外縁帯上広瀬層の花崗岩質岩礫の後背地. 地質雑, **102**, 501-515.
- 川村信人, 1980, 世田米地域の下部ベルム系基底相. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 137.
- 君波和雄・公文富士夫・宮本隆実・鈴木茂之・竹内 誠・吉田孝紀, 2000, 日本列島のベルム紀～白亜紀砂岩の化学組成上の特徴とその意義. 地質学論集, no. 57, 9-18.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. eds., 1979, *The Abean Orogeny*. Tokai Univ. Press., Tokyo, 427p.
- 新川 公, 1980, 岐阜県吉城郡上宝村福地地域の地質と化石層序. 地質雑, **86**, 25-36.
- 児子修司・山北 聡・大藤 茂・柳井修一・浜田隆士, 1987, 飛驒外縁帯福地地域の水屋ヶ谷層より産出したベルム紀放射虫化石とその意義. 地質雑, **93**, 431-433.
- 野沢 保・磯見 博, 1956, 船津付近で見られる飛驒変成岩と, 船津花崗閃緑岩と, 古生層との関係 (飛驒構造帯の覚え書). 地質雑, **62**, 104-113.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎, 1975, 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 大上和良・永広昌之・大石雅之, 1986, 南部北上山地北縁部の中・下部古生界と「早池峰構造帯」の形成. 北村信教授記念地質学論文集, 313-330.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Jour. Geol.*, **94**, 635-650.
- Saito, Y., 1968, Geology of the younger Paleozoic System of the Southern Kitakami Massif, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, **40**, 79-139.
- 白石秀一, 1992, 姫川中流域の飛驒外縁構造帯. —特に, ジュラ系来馬層群について—. 地球科学, **46**, 1-20.
- 竹内 誠・滝沢文教, 1991, 飛驒山地薬師岳地域の手取層群の堆積環境と後背地解析. 地調月報, **42**, 439-472.
- 田沢純一, 1989, 南部北上山地と飛驒外縁帯の古生層の比較 (予察). 地球科学, **43**, 224-230.
- 田沢純一, 1993, 古生物地理から見た日本列島の先第三紀テクトニクス. 地質雑, **99**, 525-543.
- 田沢純一・長谷川美行, 1994, 飛驒外縁帯の荒城川層上部より産出した後期石炭紀紡錘虫・腕足類化石. 地球科学, **48**, 493-496.
- 田沢純一・対馬勝吉・長谷川美行, 1993, 飛驒外縁帯のベルム系森部層より *Monodiexodina* の発見. 地球科学, **47**, 345-348.
- 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, 飛驒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.
- 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.
- 東田和弘・山北 聡・小池敏夫, 1997, 飛驒外縁帯, 本郷地域より後期三畳紀コノドント化石の産出. 地質雑, **103**, 1175-1178.
- 梅田真樹・江崎洋一, 1997, 飛驒外縁帯金山地域・福地地域の酸性凝灰岩からのベルム紀中世放射虫化石. 化石, no. 62, 34-44.
- 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.*, **12**, 185-207.
- Yamada, K. and Yamano, S., 1980, Find of Permian Fossils from the Moribu Formation, Hida Mountains, central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **25**, 53-65.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫, 1989, 1:200,000地質図「高山」, 地質調査所.
- 山田一雄・山野秀一, 1981, 高山市北方荒城川流域の古生層 — 森部層・荒城川層 — について. 総合研究「飛驒外縁帯」研究報告, no. 2, 105-108.
- 吉田孝紀・川村信人・町山栄章, 1994, 南部北上帯ベルム系碎屑岩組成の変化. 地質雑, **100**, 744-761.

(要 旨)

吉田孝紀・田沢純一, 2000, 飛驒外縁帯ペルム系森部層の砂岩組成とその後背地. 地質学論集, 第57号, 53-62. (Yoshida K. and Tazawa, J., 2000, Sandstone composition and provenance of the Permian Moribu Formation in the Hida Marginal Belt, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 57, 53-62.)

飛驒外縁帯のペルム系森部層の層序と碎屑岩組成について検討した. 森部層は砂岩・礫岩が卓越する基底層, 石灰岩を挟み, 泥岩や砂岩からなる下部層, 厚い塊状砂岩が卓越する中部層, 砂岩泥岩互層や泥質岩が卓越する上部層の4部層に区分される.

森部層基底層は安山岩片を含む石質砂岩や酸性火山岩片を含む石質砂岩, 下部層は火山岩片の卓越する石質砂岩, 中部層はやや石英・長石類に富む長石質～石質砂岩により特長づけられる. 砂岩のモード組成および基底層の礫組成から, 基底層から下部層の後背地として未成熟な活動的火成弧の活動が推定される. 中部層では酸性火成岩の卓越する火成弧が主要な後背地であったと考えられる. これらの後背地は, 活動を終えた先ペルム紀やペルム紀の火成弧であったと推定される. 森部層における後背地の時代的变化は, 南部北上帯ペルム系のそれと同様の傾向を示すので, 両者の後背地は類似した環境にあったと考えられる.