上部三畳系成羽層群の後背地*

Provenance of the Upper Triassic Nariwa Group, Southwest Japan*

Abstract

亀高正男**

Masao Kametaka**

1996年10月21日受付.

1997年3月21日受理.

** 名古屋大学理学部地球惑星科学教室.

Department of Earth and Planetary Sciences,
Nagoya University, Nagoya 464-01, Japan

Provenance analysis of the Upper Triassic Nariwa Group in Southwest Japan has shown that the clastic materials were derived from the volcanic arc along the continental margin of East Asia.

Conglomerate of the Nariwa Group contains clasts of granitoid (mylonitized in part), gneiss, acidic hypabyssal rocks, volcanic rocks, Permian radiolarian chert and/or shale, sandstone and serpentinite. Most of the sandstones are lithic arenite, and are rich in acidic igneous rock fragments. The amount of serpentinite fragments decreases upward. Chemical compositions of detrital garnets and chrome spinels also show gradual change with the stratigraphic horizons; pyrope-rich almandine garnets are abundant at the lower horizons, and spessartine- and grossular-rich almandine garnets increase upward. Source rocks of the detrital garnets also change upward from granulite-amphibolite facies metamorphic rocks to amphibolite-green schist facies metamorphic rocks and granitoid. Detrital chrome spinels at the lower horizons are characterized by the low TiO_2 content, the $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ratios ranging from 0.5 to 0.7, and the $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ ratios from 0.4 to 0.6.

These chrome spinels originated from ultramafic rocks. High TiO_2 chrome spinels derived from Mg-rich volcanic rocks typically increase upward.

Gradual changes of the modal composition of sandstone, amount of serpentinite fragments in sandstone, and chemical compositions of detrital garnets and chrome spinels all show that this formation was deposited after the other formations of the Nariwa Group, although this formation has been considered by some researchers to be the lowermost part of the group in the study area.

Provenance of the Nariwa Group is a matured volcanic arc with minor sedimentary and metamorphic rocks. Present-day counterpart of the source rocks of some detrital clasts can be found around the study area; Permian radiolarian chert and/or shale clasts were most probably from the Akiyoshi terrane, and the detrital chrome spinels have chemical composition similar to those in the ultramafic rocks of the Oeyama ophiolite. Other detrital materials like acidic volcanic rocks, acidic hypabyssal rocks and metamorphic rocks, however, are difficult to find their source in Southwest Japan.

Key words: Upper Triassic, Nariwa Group, provenance analysis, detrital garnet, detrital chrome spinel

はじめに

成羽層群は、岡山県から広島県にかけて分布する上部三畳系の陸棚相堆積物で (Fig. 1), 植物化石や二枚貝化石を産することから、古くから古生物学的研究 (例えば Oishi, 1932) や層序学的研究 (例えば 赤木, 1925) がなされてきた。また、

小澤 (1924) による大賀ナップ (大賀デッケン) の提唱以来、造構作用の研究もなされている (例えば 徳山, 1960b; 鈴木ほか, 1990)。しかしながら、成羽層群における砕屑岩岩石学的研究は少なく、わずかに 三上・木谷 (1978) による礫岩の研究や、徳山 (1960a)、楠 (1992) による砂岩の研究があるだけで、後背地についてはあまりわかっていない。砕屑岩岩石学に基づく後背地解析は、後背地の性質や堆積盆の構造発達史を論ずる上で重要である。筆者は現在、西南日本内帯の

* 日本地質学会第102年学術大会 (広島, 1995年4月) および日本地質学会第103年学術大会 (仙台, 1996年4月) において一部講演。

Fig. 1. Map showing the tectonic subdivision of the Chugoku region, Southwest Japan (modified from Nishimura and Shibata, 1987). K : Kobe, O : Okayama, H : Hiroshima, T : Tottori, M : Matsue.

Fig. 2. Geological map of the Nariwa area (compiled from Teraoka et al., 1996 and Otoh, 1985).

陸棚相上部三畳系の後背地解析を行っているが、その概要については、亀高・小嶋 (1995)、亀高 (1996) で報告した。本報告では成羽層群の礫種構成、砂岩組成や碎屑性ザクロ石・クロムスピネルの化学組成を検討し、後背地について考察する。

地質概要

成羽層群は舞鶴帯・超丹波帯と秋吉帯の境界部付近に分布する (Fig. 2)。北側に分布する秋吉帯は石灰岩相と碎屑岩相に分けられる。石灰岩相は中村石灰岩や高山石灰岩などの、石炭系から二畳系にかけての石灰岩と、その下位に発達する緑色岩からなる。碎屑岩相には二畳系のチャート・珪質泥岩層・砂岩泥岩互層からなる芳井層群、二畳系の砂岩・泥岩か

らなり石灰岩をブロックとして含む宇治層群、塊状のチャートからなる菅野チャート層などがある (佐野ほか, 1987)。秋吉帯構成岩類と成羽層群の関係は、古くから議論されている。小澤 (1924)、Ozawa (1925) は古生界が成羽層群に大規模に衝上するという説を提唱した。しかし、大藤 (1985) はナップの模式露頭は衝上断層ではなく、逆転した不整合であると主張した。一方、藤本ほか (1994) は小澤 (1924) のナップの模式露頭の近くから、秋吉帯の石灰岩と塩基性凝灰岩が、破碎帯を伴う衝上断層で成羽層群と接していることを報告している。

成羽層群分布域の南東側には、境界に沿うように、非変成の黒萩層が分布している (寺岡, 1959)。黒萩層は黒色泥岩を主体とし、砂岩・石灰岩・チャートなどを伴う。黒色泥岩か

者が一部、不整合関係にあることを報告している。

黒萩層の南および東側には非変成または弱変成の泥岩・砂岩・緑色岩・酸性火砕岩・変花崗岩・変斑れい岩・蛇紋岩・超苦鉄質岩（井原オフィオライト）が分布する（長谷ほか，1975；Koide, 1986）。これらの岩体は舞鶴帯のメンバーと考えられ、一部地域では、成羽層群と断層で接している。

成羽層群の最下部層は、分布域の西端にあたる日南地域（Fig. 2）に狭く露出し *Minetrigonia* を産する共和層とされている（中野，1952）。それより上位は、植物化石を産出する地層と二枚貝（*Monotis*）化石を産出する地層に分けられていた。しかし、それらの層序関係については、*Monotis* 層が下位とする考え（例えば大石，1931）と、上位とする考え（例えば赤木，1925；小林ほか，1937）があった。寺岡（1959）は成羽南部地域の成羽層群を、*Monotis* を産出する地頭層と、植物化石を産出する最上山層・日名畑層に区分し、日名畑層は最上山層の上位に整合で重なるとした。また、下位から上位に碎屑物が細粒化することを考慮して、地頭層が最も上位であるとした。大藤（1985）は地頭層中に鍵層となる酸性凝灰岩を見だし、成羽層群全体が大きな向斜構造を形成していることを指摘した（Fig. 2）。鈴木・Asiedu（1995）はそれをもとに、地頭層は、寺岡（1959）の最上山層・日名畑層の下位にあたると考えた。

成羽層群の地質

研究地域は成羽層群分布域の南東部にあたり（Fig. 2）、最上山層（下部・上部）・日名畑層・地頭層が分布している（Fig. 3）。

最上山層下部は礫岩・砂岩・泥岩・石炭の互層からなり、これらが厚さ数 m から数十 m の堆積サイクルを形成している。一つの堆積サイクルは礫岩層から始まり、砂岩・泥岩の互層を経て炭質泥岩層または石炭層で終わる。しかし、このうちの一部分が欠けた不完全なサイクルが一般的である。石炭層はまれであるが、下位層準ほどよく発達している。逆に、礫岩層は上位層準ほどよく発達している。また、岩相は側方に激しく変化する。保存不良の植物化石を産出し、河川成堆積物と考えられる（鈴木・Asiedu, 1995）。層厚は 500 m 以上と推定される。

最上山層上部は礫岩を主体とし、鈴木・Asiedu（1995）の日名層にはほぼ相当する。岩相の側方変化が著しく、頻繁に砂岩に漸移する。特に上部では礫の量が減少し、礫質砂岩が多くなる。礫岩からは材化石を産出し、礫岩にレンズ状に挟まれた砂岩・泥岩からは植物化石が産出する。河川成堆積物と考えられる（鈴木・Asiedu, 1995）。層厚は最大 300 m である。

日名畑層は砂岩・泥岩の互層を主体とし、礫岩や石炭層も挟み込む。下部ほど粗粒で、上部ほど泥質岩が主体となる。堆積サイクルも見られるがその詳細は不明である。砂岩・頁岩から比較的保存の良い植物化石を多産する。日名畑層は氾濫原が発達した河川の堆積物と考えられ（鈴木・Asiedu, 1995）、層厚は 500 m 以上と推定される。

地頭層は厚い砂岩・泥岩を主体とし、一部に礫岩を伴う。

下部には酸性凝灰岩～凝灰質砂岩・頁岩が挟まれる。*Monotis ochotica* を産出することから海浜付近の堆積物と考えられ（鈴木・Asiedu, 1995）、堆積年代は Norian である。層厚は 1000 m 以上と推定される。

調査地域の成羽層群は、北西部で花崗岩の貫入を受け、地頭層の一部はホルンフェルス化している。調査地域の北部では、古生界や日名畑層を花崗斑岩の岩脈が貫いている。また上日名西方では、地頭層と日名畑層の境界付近にひん岩の岩脈が貫入している。これらの堆積岩や火成岩は、新生代の山砂利層と呼ばれる礫層に覆われている。

礫 種 構 成

成羽層群の礫岩は一般に側方への岩相変化が激しく、頻繁に砂岩に漸移する。礫径は 15 cm 以下が普通であるが、最上山層上部のみ径 20 cm に達する礫が存在する。礫の円磨度は一般により。礫岩のマトリックスの大部分は粗粒砂岩である。

最上山層下部の 2 か所（MY, MY2）、最上山層上部の 4 か所（ON, OT, KH, FM）、日名畑層の 2 か所（NT, BB）の合計 8 か所において礫種構成を検討した（Fig. 3）。上日名（KH）では、日名川沿いの露頭の約 1 m² に見られる礫 100 個を肉眼（ルーペ使用）で鑑定した。最上山（MY）・大成（ON）・大谷（OT）・福松（FM）・長谷（NT）では、風化等の理由で現地での鑑定が困難なため、露頭約 1 m² から任意に長径 2 cm 以上の礫 100 個を取り出し、岩石カッターで切断した後、肉眼と薄片観察の両方で鑑定した。この方法では、壊れやすい礫や 2 cm 以下の礫は採取されないという欠点がある。最上山 2（MY2）と馬場橋（BB）においては、細礫～小礫からなる礫岩を鏡下で鑑定した。したがって、この 2 か所のデータは他の観察点に比べて礫径が小さい。

鑑定結果を Fig. 4 に示す。地層の分布からみて、MY は MY2 の上位にあたると考えられるが、他の地点の、最上山層上部・日名畑層内での層位関係は不明である。全般的に酸性火成岩が卓越する。花崗岩や片麻岩礫は最上山層上部の中～東部地域で、砂岩礫は最上山層上部の東部地域で多くなった。堆積岩類は MY2 で多く、MY では減少し、さらに上位にいくほど減少する傾向がみられた。変成岩礫は非常に少ない。それぞれの礫について以下に簡単に記載する。

花崗岩・片麻岩類

一般に花崗岩は多いが片麻岩はまれである。どちらも圧砕作用を被っているものが多く、その程度は礫によって異なる。強い圧砕作用を被っている礫は、鏡下でも花崗岩か片麻岩かの識別が困難である。ここでは、明らかに片麻岩とわかる礫以外は花崗岩として扱った。大成（ON）・大谷（OT）から採取した花崗岩礫 10 個のモード組成を Fig. 5 に示す。マイロナイト化した花崗岩礫（Fig. 6A）は、カリ長石・斜長石のポーフィロクラストとそれを取り囲む細粒化した石英や引き伸ばされた黒雲母（一部緑泥石化）からなり、そのほかに白雲母・燐灰石・ジルコン・スフェーン・不透明鉱物や、まれにザクロ石を含む。これらマイロナイト花崗岩礫のモード組成は花崗閃緑岩とアダメロ岩の領域の境界付近に集中し、

Fig. 4. Clast composition of conglomerates from the Nariwa Group. Localities are shown in Fig. 3. n : number of clasts.

Fig. 5. Modal composition of granitoid clasts in conglomerates from the Nariwa Group. ◆ : mylonitic granitoid clasts, ● : others, Qz : quartz, Kf : K-feldspar, Pl : plagioclase.

供給源の岩体は同一であろうと推定される。花崗閃緑岩に分類された礫の1つには、角閃石（すべて二次的な方解石などに置換）が含まれている。

試料 930530-06 H (Fig. 6B) は強いカクラサイト化を受けた片麻岩で、石英・カリ長石・斜長石を主要構成鉱物とし、黒雲母・ザクロ石・ジルコンが含まれる。全ての鉱物が激しく破碎されており、もとの組織を残す部分は一部しかない。よく円磨されたジルコンの存在から堆積岩起源の片麻岩と考えられる。

花崗岩礫・片麻岩礫に含まれるザクロ石の化学組成について

では後述する。

半深成岩類

酸性のものが多く、花崗斑岩・石英斑岩・文象斑岩・ひん岩などがある。圧碎組織は見られない。

火山岩類

溶岩と凝灰岩に分けられる。溶岩は流紋岩質の礫が圧倒的に多く、一部に安山岩～玄武岩質の礫も含まれる。特に馬場橋 (BB) では安山岩～玄武岩質の溶岩の割合が他の地域より高く、溶岩礫全体の約4割を占める。流紋岩には流理構造の明瞭なものもある。

凝灰岩礫は、凝灰角礫岩から、一見チャート様の細粒の酸性凝灰岩まで多様である。酸性凝灰岩には放散虫遺骸などを含むものも存在する。まれに、熔結凝灰岩も認められる。

堆積岩類

チャート礫は灰・赤・赤紫・茶・黒・緑色を呈する。頁岩は黒色の礫のみ見られた。一部のチャートや頁岩礫には放散虫 (Fig. 6C)・コノドント・海綿骨針が含まれており、放散虫化石の示す年代は二疊紀古世から中世である (亀高, 1997)。砂岩は暗灰色の岩石片に富むワッケからアレナイトが多い。オーソコーツァイト礫もわずかに含まれているが、その量は大変少ない。オーソコーツァイト礫は白灰色の礫径 5 cm 以下の円礫で、鏡下では明瞭なダストリングが観察される (Figs. 6E, 6F)。

その他

その他の礫として、蛇紋岩や結晶片岩のほか、ペグマタイト起源と思われる石英または長石類の結晶の集合体よりなる礫などが存在する。黒色の蛇紋岩礫は最上山層下部に特に多く含まれている。最上山 (MY) から得られた蛇紋岩礫を鏡下で観察すると、有色鉱物は完全に蛇紋石化しているが、薄層状にクロムスピネルが残っている (Fig. 6D)。このクロムスピネルの組成については後述する。

Fig. 6. Thin section photomicrographs of clasts in conglomerates from the Nariwa Group. The photomicrographs were taken under plane-polarized light (A-E) and crossed-polarized light (F). A) Strongly deformed mylonitic granite clast from Ohnaru (ON81). B) Cataclastic paragneiss clast from Ohtani (930530-06 H). This clast contains cracked almandine garnet. C) Radiolaria-bearing chert clast from Ohtani (930530-06 A). D) Serpentinite clast from Mogamiyama (MY46). This clast contains seams of chrome spinels. E) Orthoquartzite clast from southeast of Nagatani (960808-16). F) Ditto.

砂 岩 組 成

成羽層群の砂岩は、新鮮な面では緑灰色から青灰色を呈し、一般に淘汰がよく、マトリックスの少ないアレナイトである。中粒からやや粗粒な砂岩 24 試料についてモード測定を行った。モード測定の方法は公文ほか (1992) に従い、1 試

料につき 500 点以上を測定した。砂岩試料の採取地点を Fig. 3 に、QFR 図を Fig. 7 に、岩石片組成のグラフを Fig. 8 に示す。成羽層群の砂岩は全体的に酸性火山岩の岩石片に富む組成を示す。最上山層は日名畑層や地頭層に比べて石英の含有量がやや多い。斜長石と石英の量比は試料によって大きく異なるが、カリ長石は全体に少ない。

Fig. 7. Q-F-R diagram showing modal composition of sandstones from the Nariwa Group. Q: quartz, F: total feldspar, R: total rock fragments.

岩石片としては、どの層準も酸性火山岩を多く含み、その他に花崗岩や、塩基性から中性の火山岩、砂岩・頁岩・チャートなどの堆積岩も含まれ、変成岩はきわめてまれである。これは前述した礫種構成の結果ともよく一致している。蛇紋岩片の含有量は最上山層下部から上部にかけての層準で最大になり、日名畑層では減少し、地頭層にはほとんど含まれていない。

碎屑性重鉱物は一般に少ないが、白雲母・黒雲母・ジルコン・ザクロ石・電気石・燐灰石・スフェーン・ルチル・クロ

Table 1. Heavy minerals in sandstones of the Nariwa Group.

	mus	bio	zir	tou	gar	sph	apa	rut	chr	opa
Jito Formation	◎	○	△	×	×		○	△	×	○
Hinabata F.	○	○	○	△	×		△	△	△	○
Mogamiyama F. (upper part)	○	◎	○	×	○	×	△	×	△	○
Mogamiyama F. (lower part)	◎	◎	○	△	△		△	×	○	○

◎: abundant ○: common △: rare ×: very rare

mus: muscovite, bio: biotite, zir: zircon, tou: tourmaline, gar: garnet, sph: sphene (titanite), apa: apatite, rut: rutile, chr: chrome spinel, opa: opaque minerals.

ムスピネル・不透明鉱物などが含まれる (Table 1)。このうち、ザクロ石とクロムスピネルについて、EPMAを用いて化学組成を検討した。採取した砂岩試料を、ハンマー・ジョークラッシャー・ラウンドミルで粉碎し、60メッシュ (250 μm) のふるいにかけたのち、パンニングによって重鉱物を濃集させた。そして、磁石とマグネティックセパレーターを用いてザクロ石・クロムスピネルを他の鉱物から分離した。分離した鉱物はスライドガラス上に載せ、エポキシ樹脂で固定して研磨し、EPMA用の薄片を作成した。測定には名古屋大学のJEOL製JCXA-733型EPMA、JEOL製JXA-8800R型EPMAと、地質調査所のJEOL製JXA-8800R型EPMAを使用し、各試料からザクロ石およびクロムスピネルをそれぞれ100粒子程度選び、粒子のコアの部分の化学組成を測定した。EPMAの分析データをもとに、ザクロ石については、O=12とし、ザクロ石のストイキオメトリーを仮定してFe²⁺、Fe³⁺などの比を算出した。同様にクロムスピネルについては、O=4とし、Tiをウルボスピネル成分 (Fe₂TiO₄) と

Fig. 8. Rock fragment composition of sandstones from the Nariwa Group. Localities are shown in Fig. 3.

Fig. 9. Thin section photomicrographs of sandstones from the Nariwa Group. All the photomicrographs were taken under plane-polarized light. Localities are shown in Fig. 3. A) Fine- to medium-grained tuffaceous sandstone (MYL-1) includes many detrital chrome spinels (arrows). B) Rounded detrital garnet with cracks in sandstone from HNB-d. C) Detrital chrome spinels in sandstone from MYU-f. D) Chrome spinels in a serpentinite fragment in sandstone from HNB-d.

して引き去り、残りの Mg, Fe* (全鉄), Al, Cr からスピネルのストイキオメトリーを仮定して Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} の比を算出した。

検討に用いた砂岩試料は最上山層下部2か所、最上山層上部・日名畑層・地頭層の各層1か所、計5か所から採取した (Fig. 3)。最上山層下部1 (MYL-1; Fig. 9A) は、炭質物を多く含む凝灰質の中～細粒砂岩で、蛇紋岩片やクロムスピネルを多く含んでいるが、ザクロ石は全く含まれていなかった。この試料はモード測定をした MYL-b と同じ露頭から採取したものであるが、MYL-b にはザクロ石が含まれていた。最上山層下部2 (MYL-2) は、一つの堆積サイクルの下位にあたる粗粒砂岩で、まれに細礫を含む。最上山層上部 (MYU-1) は礫岩層中に挟まれるレンズ状砂岩で、まれに細礫を含む。日名畑層 (HNB-1) は塊状の粗粒砂岩である。地頭層 (JT-1) は厚さ数 10 cm で成層する中～粗粒砂岩層の中粒砂岩で、クロムスピネルは非常に少ないため、測定数は 23 粒子である。

砕屑性ザクロ石の化学組成

成羽層群のザクロ石は砕屑粒子として砂岩に含まれる以外に、花崗岩・片麻岩・結晶片岩の礫中にも存在する。砕屑粒

子として含まれるザクロ石は外形の角ばったものが多いが、まれに、よく円磨された粒子 (Fig. 9B) や、自形性を示す粒子も含まれている。粒子の色は無色から淡桃色のものが多い。代表的なザクロ石の化学組成を Table 2 に、全ての分析値を Fig. 10 に示す。これらのザクロ石はウヴァロバイト成分をほとんど含まないので、Fig. 10 の三角ダイアグラムにはウヴァロバイト成分を除いてプロットした。

前述したマイロナイト化した花崗岩礫の一つ、試料 931010-02E に含まれるザクロ石は、パイロープ (Mg) 成分に乏しく、アルマンディン (Fe^{2+}) 成分とスペッサルティン (Mn) 成分に富んでいる (Fig. 10E)。この礫はザクロ石の組成からみて、花崗岩質片麻岩がマイロナイト化したのではなく、花崗岩がマイロナイト化したものであることがわかる。カタクラサイト化した片麻岩礫のザクロ石は、少量のパイロープ成分 (約 10 mol. %) を含むアルマンディン (Table 2, no. 10; Fig. 10F) で、角閃岩相の変成作用で生成したことを示す。

砂岩試料のうち、MYL-2 のザクロ石の多くはパイロープ成分に富むアルマンディンであり、パイロープ成分は最大で 40.7 mol. % ($MgO=10.7$ wt. %) に達する (Table 2, no. 1)。これに対して、それより上位の層準の試料では、スペッサル

Table 2. Selected EPMA analyses of detrital garnets in sandstones (1-9) and garnets in a gneiss clast (10) from the Nariwa Group.

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
sample no.	MYL-2	MYU-1	MYL-2	HNB-1	JT-1	JT-1	HNB-1	MYU-1	MYU-1	930530-06H
grain no.	78	20	19	12	19	34	53	63	18	7
SiO ₂	38.7	37.9	37.1	38.0	37.4	36.4	37.4	36.1	36.6	37.9
TiO ₂	0.14	0.04	0.14	0.11	0.05	0.00	0.14	0.08	0.18	0.03
Al ₂ O ₃	21.6	21.3	21.2	20.8	20.3	19.9	20.7	20.0	20.9	20.7
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.07	0.03	0.05	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01
FeO*	26.6	30.9	32.5	29.2	24.9	38.5	29.5	16.2	14.0	35.7
MnO	0.36	0.28	0.97	1.03	6.00	0.64	0.70	27.1	19.4	0.63
MgO	10.7	7.77	6.01	3.93	2.94	2.47	1.16	0.86	0.24	2.44
CaO	1.10	0.78	1.33	6.36	7.28	1.07	10.5	0.26	9.36	1.60
total	99.27	98.99	99.32	99.46	98.92	98.99	100.14	100.60	100.69	99.01
Pyrope	40.7	30.3	23.6	15.6	11.8	10.0	4.59	3.45	0.96	10.2
Almandine	55.5	66.8	70.6	63.9	53.7	85.4	63.9	33.7	29.2	83.5
Spessartine	0.78	0.62	2.16	2.32	13.6	1.47	1.59	62.1	43.4	1.49
Grossular	2.93	2.16	3.67	17.8	20.2	3.00	29.0	0.71	25.7	4.79
Andradite	0.07	0.03	0.06	0.41	0.77	0.12	0.91	0.04	0.78	0.00
Uvalovite	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00

*: Total iron as FeO.

ティン成分やグランダイト (Ca) 成分に富むザクロ石の割合が増えてくる。グランダイト成分は、ほとんどがグロッシュラー成分であり、アンドラダイト成分に富むものは全測定粒子中 HNB-1 の 1 粒子のみであった。MYL-2 から、MYU-1、HNB-1 へとパイロップ成分が 20 mol.% 以上の粒子の割合は 51.0%, 22.2%, 1.0% と減少するのに対し、スペッサルティン成分が 10 mol.% 以上含まれる粒子は 7.0%, 32.3%, 47.0% と増加し、グランダイト成分が 10 mol.% 以上含まれる粒子も 4.0%, 17.2%, 36.0% と増加する。JT-1 は HNB-1 とよく似たザクロ石の頻度分布を示すが、パイロップ成分に富むアルマンディンも含まれている。パイロップ成分が 20 mol.% 以上の粒子は 12.0%, スペッサルティン成分が 10 mol.% 以上含まれる粒子は 30.0%, グランダイト成分が 10 mol.% 以上含まれる粒子は 28.0% である。

碎屑性クロムスピネルの化学組成

碎屑性クロムスピネルの産出は蛇紋岩片の量と密接な関係を示し、下位層準ほど含有量が多い (Table 1)。砂岩中の碎屑粒子 (Fig. 9C) として産する以外に、前述した蛇紋岩礫や、蛇紋岩の岩石片中 (Fig. 9D) にも含まれている。代表的な化学組成を Table 3 に、全ての分析値を Figs. 11~13 に示す。

最上山 (MY) から得られた蛇紋岩礫 (MY 46) のクロムスピネルは薄層状に他形の結晶が並び、その中に自形結晶が含まれている (Fig. 6D)。この自形結晶は結晶の縁に沿って 10 μ m 程度がフェリットクロマイト化しており Mg に乏しい。さらにフェリットクロマイト化を免れている部分でも Mg/(Mg+Fe²⁺) 比 (以下 Mg# とする) が中心部では 0.65 であるのに対し、周辺部では 0.45 と、累帯構造をもっている (Table 3, nos. 9, 10)。まわりの他形結晶の Mg# はほぼ 0.4 前後で、後述する砂岩中の碎屑性クロムスピネルの組成の集

中する領域とはやや異なる。自形・他形どちらの粒子も、Cr/(Cr+Al) 比 (以下 Cr# とする) は 0.5 程度である。TiO₂wt.% は 0.1% 以下、Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) 比 (以下 Fe³⁺# とする) は 0.04 以下と、ともに低い。

砂岩中の碎屑性クロムスピネルは、角ばった形からやや丸みのある形の粒子までが見られる。色は赤褐色・暗赤褐色・不透明である。薄片の厚さを薄くすると光をよく通すようになる粒子もあるが、一方で不透明のままの粒子もある。一般に下位層準で光を通す粒子が多く、上位層準では不透明な粒子が多くなる。クロムスピネルの色と TiO₂wt.% とは相関があり、TiO₂wt.% が低い粒子は赤褐色と不透明の両方があるが、TiO₂wt.% の増加とともに不透明の粒子の割合が増え、TiO₂wt.% が 0.5% 以上の粒子は全て不透明である。

碎屑性ザクロ石と同様に、碎屑性クロムスピネルも層準によってその化学組成に変化が認められる。MYL-1 のクロムスピネルの組成は、Mg# が 0.5~0.7 に集中し、Cr# が 0.4~0.6 に集中する (Fig. 12)。他の層準でも同様の領域に集中が見られるが、上位の層準ほど組成がばらつく。TiO₂wt.% は下位層準ほど著しく低い粒子が多い (Fig. 11)。TiO₂wt.% が 0.2% 以上の粒子の割合は MYL-1 から、MYL-2, MYU-1, HNB-1 へと 11.3%, 57.6%, 39.8%, 68.0% と、MYU-1 でやや減少するものの、全体として上位層準ほど高くなる。TiO₂wt.% が 0.5% 以上の粒子の割合は、それぞれ 0.03%, 30.3%, 17.2%, 33.0% である。JT-1 では TiO₂wt.% が 0.2% 以上の粒子の割合は 100.0%、TiO₂wt.% が 0.5% 以上の粒子の割合は 56.5% となっている。Fe³⁺# は TiO₂wt.% の値と同様の変化を示す。すなわち、Fe³⁺# が 0.05 以上の粒子の割合は MYL-1 では 5.7% であるのに対し、MYL-2 が 45.5%, MYU-1 が 44.1%, HNB-1 が 54.6% と高い割合を示し、JT-1 ではすべての粒子が 0.05 以上である (Fig. 13)。

Fig. 10. Sp-Py-Alm and Gra-Py-Alm+Sp diagrams for detrital garnets in sandstones (A-D), garnets in a mylonitic granite clast (E) and garnets in a cataclastic paragneiss clast (F) from the Nariwa Group. Py : pyrope, Alm : almandine, Sp : spessartine, Gra : grandite (grossular + andradite), n : number of grains.

考 察

成羽層群の層序

砂岩のモード組成からみて、地頭層は最上山層よりも日名畑層に近い値を示すことがわかる (Fig. 7)。また、岩石片に占める蛇紋岩片の割合、碎屑性ザクロ石の化学組成、および碎屑性クロムスピネルの化学組成は、最上山層下部から最上山層上部、日名畑層へと連続的に変化する。さらに、地頭層のこれらの値は、地頭層が最上山層の下位ではなく、日名畑層の上位に続くものと解釈できることを示している。以上のことから、地頭層は日名畑層の後に堆積したとするのが妥当である。したがって、堆積岩岩石学的には、地頭層が最上山層・日名畑層の下位に位置するという鈴木・Asiedu (1995) の説より、寺岡 (1959) が示したように、地頭層は日名畑層上位に位置し、地頭層と他の層の間には断層があると考えた

方がよい。

碎屑性ザクロ石の起源

ザクロ石の化学組成は、母岩の種類や形成時の条件によって変化する。碎屑性ザクロ石は後背地の岩相をよく反映する (例えば Takeuchi, 1989)。成羽層群の碎屑性ザクロ石のうち、パイロップ成分を 20 mol.% 以上含み、スペッサルティン成分・グランダイト成分に乏しいアルマンディンは、グラニュライト相から角閃岩相の変成作用で形成された泥質な変成岩起源と考えられる (Miyashiro, 1953)。スペッサルティン成分を多く含み、かつパイロップ成分・グランダイト成分に乏しい粒子の起源としては、マイロナイト化した花崗岩 (Fig. 10 E) の他に、ベグマタイトまたは火山岩の空孔に生じたザクロ石が考えられる (都城, 1955)。その他のスペッサルティン成分に富むザクロ石は、接触変成岩か緑色片岩相の変成岩などに起源が求められる。もっとも普遍的な、アル

Table 3. Selected EPMA analyses of detrital chrome spinels in sandstones (1-8) and chrome spinels in a serpentinite clast (9, 10) from the Nariwa Group.

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
sample no.	MYL-1	MYL-1	MYU-1	MYU-1	MYL-2	HNB-1	JT-1	HNB-1	MY46	MY46
grain no.	22	32	138	124	161	185	196	192	6 (core)	6 (rim)
SiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.06	0.06	0.02	0.04	0.06	0.01	0.03
TiO ₂	0.00	0.01	0.08	0.35	0.48	0.58	0.78	2.19	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	24.8	6.61	20.6	16.4	7.96	34.2	23.4	16.6	26.9	25.9
Cr ₂ O ₃	44.2	65.1	44.9	41.6	61.2	26.8	39.0	39.0	39.9	38.7
FeO*	17.9	16.2	23.5	31.4	15.3	22.8	22.6	27.5	16.2	21.7
MnO	0.30	0.36	0.38	0.43	0.18	0.32	0.25	0.20	0.31	0.33
MgO	12.2	10.7	8.86	7.06	14.1	14.9	13.4	11.7	14.1	9.73
CaO	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04
total	99.45	98.99	98.36	97.33	99.28	99.62	99.48	97.26	97.47	96.43
Mg#	0.56	0.54	0.43	0.35	0.68	0.64	0.60	0.54	0.65	0.46
Cr#	0.55	0.87	0.59	0.63	0.84	0.35	0.53	0.61	0.50	0.50
Fe ³⁺ #	0.01	0.00	0.03	0.12	0.05	0.10	0.08	0.14	0.03	0.02

*: Total iron as FeO; Mg# = $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; Cr# = $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$; Fe³⁺# = $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$.

マンディン成分に富み他成分も含むザクロ石は角閃岩相から緑色片岩相などの変成岩・花崗岩・火山岩などが供給源と考えられる (Miyashiro, 1953; 都城, 1955). したがって, 成羽層群の碎屑性ザクロ石の組成の連続的な変化は, ザクロ石を供給した岩石が, グラニュライト相・角閃岩相などのより高い変成度の変成岩から, 角閃岩相・緑色片岩相などの低い変成度の変成岩や花崗岩, 火山岩, ホルンフェルスなどに变化したことを示している.

Takeuchi (1994) によると, 南部北上帯では二疊紀から三疊紀はグランダイト系のザクロ石が多く, ジュラ紀からはパイラルスパイト系のザクロ石が支配的になる. 三疊紀後期はこの後背地の急激な変化の過渡期にあたる. さらに竹内 (1994) は, この変化が日本列島の中古生界に広範囲に及ぶ可能性を指摘している. 西南日本内帯では舞鶴帯の二疊系舞鶴層群は例外的にパイラルスパイト系 (鳥飼, 1990) であるが, 中・下部三疊系志高層群はグランダイト系 (足立, 1991) である. これに対して下部ジュラ系の来馬層群はパイラルスパイト系 (熊崎・小嶋, 1996), 下部白亜系手取層群もパイラルスパイト系 (大林, 1995) である. 今回, 成羽層群がパイラルスパイト系であることが明らかとなったので, 西南日本内帯は南部北上帯よりもやや早く後背地の変化があった可能性がある.

碎屑性クロムスピネルの起源

クロムスピネルは超苦鉄質岩や Mg に富む火山岩にその産出が限られ, 後背地解析に有用な情報を与える (荒井, 1992; 久田・荒井, 1996). 碎屑性クロムスピネルは多くの場合 TiO₂ の含有量によって, 低 Ti グループと高 Ti グループに分けられている (例えば荒井・久田, 1991; 七山・中川, 1995). 低 Ti グループは超苦鉄質岩起源と考えられ, 超苦鉄質岩は岩体ごとにクロムスピネルの組成が異なるので, 起源となる岩体の推定が可能である. 高 Ti グループは Mg に富む火山岩起源と考えられ, 火山岩のもととなるマグマの組成によって起源が細分される (荒井, 1992; Arai, 1992).

成羽層群の碎屑性クロムスピネルは, この二つのグループに明瞭に分けることはできない. おそらく両者の境界は, TiO₂wt.% が 0.2% 前後にあり, 一部領域が重なっていると考えられる. 前述したように, 高 Ti のクロムスピネルは不透明の粒子のみからなり, 低 Ti のクロムスピネルは不透明・褐色・暗褐色の粒子からなる. 成羽層群のクロムスピネルが下位から上位に向かって低 Ti の粒子が減少することは, クロムスピネルを供給した岩石が, 超苦鉄質岩から Mg に富む火山岩を含むように变化したことを示している.

高 Ti のクロムスピネルは, 上位の層準ほど全体に占める割合が多く (Fig. 11), Mg# や Cr# の値は幅広く, Fe³⁺# は一般に高い. 特に JT-1 は測定したほとんどの粒子が高 Ti のクロムスピネルに属する. 荒井 (1992), Arai (1992) によれば, MYL-2 や HNB-1 の Cr# が 0.5 前後で TiO₂wt.% が 1.0% より大きい粒子は, おそらくソレライト質のプレート内玄武岩が起源であろう (Fig. 11). これに対して, Cr# が高く TiO₂wt.% が 0.5% 前後の粒子は, 島弧玄武岩が供給源であると推定される. このほか MORB の領域にプロットされる粒子もある. このように, 高 Ti のクロムスピネルは, 複数の火山岩を供給源にしていると考えられる. 低 Ti のクロムスピネルは, Mg# が 0.5~0.7, Cr# が 0.4~0.6 の領域に比較的集中し (Fig. 12), Fe³⁺# が低い (Fig. 13). 低 Ti のクロムスピネルは MYL-1 で圧倒的に多く, 上位の層準ほど減少する. 成羽層群のクロムスピネルの源岩となった超苦鉄質岩は Mg# と Cr# がともに狭い組成範囲をもち, TiO₂wt.% がかなり低いという特徴をもっていたことになる.

成羽層群周辺で源岩となりうる超苦鉄質岩の候補として, 夜久野オフィオライトと大江山オフィオライト (三郡・蓮華帯のオフィオライト) があげられる.

夜久野オフィオライトは舞鶴帯南帯に分布し, 縁海で形成された, 海洋底玄武岩質マグマをもとにした層状火成岩体である (石渡, 1978). クロムスピネルはハルツバージャイトから玄武岩までのさまざまな岩石に含まれている (Ishiwatari,

Fig. 11. TiO_2 wt.% vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ plots for detrital chrome spinels in sandstones (A-E) and chrome spinels in a serpentinite clast (F) from the Nariwa Group. Ranges of plots for chrome spinels from the Mg-rich volcanic rocks (after Arai, 1992) are shown for comparison (G). n: number of grains.

Fig. 12. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ plots for detrital chrome spinels in sandstones (A-E) and chrome spinels in a serpentinite clast (F) from the Nariwa Group. Ranges of plots for chrome spinels from the Oeyama ophiolite (after Arai, 1980 and Arai et al., 1988) are shown for comparison (G). OMG: massive group of the Oeyama ophiolite, OLG: layered group of the Oeyama ophiolite, H: harzburgite, D: dunite, C: chromitite, D-W: dunite-wehrlite, L: lherzolite, n: number of grains.

Fig. 13. Cr-Al-Fe³⁺ plots for detrital chrome spinels in sandstones (A-E) and chrome spinels in a serpentinite clast (F) from the Nariwa Group. n : number of grains.

1985). 成羽層群の低 Ti のクロムスピネルと比べると、下部集積岩メンバーのダナイトなどに含まれるクロムスピネルの一部が、Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) 比では近い値を示すが、Mg# がやや低く組成は異なる。成羽層群の南方には、井原オフィオライトと呼ばれ夜久野オフィオライトの西方延長と考えられる岩体がある。この岩体は、現在成羽層群の分布地域にもっとも近く接して露出している超苦鉄質岩体である。井原オフィオライトの変玄武岩類は、MORB に類似した縁海のマグマ起源と考えられている (Koide, 1986)。変玄武岩中のクロムスピネルの組成は Mg# が 0.6 前後、Cr# が 0.4~0.5、TiO₂wt.% が 0.5% 前後、Fe³⁺# が 0.1 以下となっている (Koide, 1986)。成羽層群のクロムスピネルの中には、この組

成領域と重なる粒子も存在するが、特に集中はしていない。

大江山オフィオライトは中国地方北部に分布し (Fig. 1), 層状グループと塊状グループに分けられる。層状グループには落合-北房岩体があり、これは主としてダナイト・ウェールライトとハルツバージャイト・レールゾライトの互層からなり、集積岩と考えられる (荒井ほか, 1988)。レールゾライトのクロムスピネルは、Cr# が 0.3 以下と低く (Fig. 12 G), TiO₂wt.% は 0~0.2% である。ハルツバージャイトのクロムスピネルは、Cr# が 0.4~0.8 と幅広く、TiO₂wt.% は 0.1~0.3% である。ダナイト・ウェールライトのクロムスピネルはハルツバージャイトの Cr# の領域よりさらに幅が広い。また、TiO₂wt.% はやや高いものが多く 0.6% まで達する。層状

グループのクロムスピネルはCr#とMg#の値が負の相関を示す。成羽層群の低Tiのクロムスピネルには、レールゾライト領域のクロムスピネルはほとんど得られておらず、ハルツバージャイトやダナイト・ウェールライトのクロムスピネルの領域の一部と重なるが、 $\text{TiO}_2\text{wt.}\%$ はより低いものが多い。

多里-三坂岩体や足立岩体などの大江山オフィオライトの大部分は塊状グループに属し(Arai, 1980; 松本ほか, 1995), これらはハルツバージャイト・ダナイトと少量のクロミタイトで構成される。ハルツバージャイトのクロムスピネルは褐色から赤褐色, または不透明で, 半自形から他形を示す。組成はMg#が0.5~0.65, Cr#が0.4~0.6の領域に入り(Fig. 12G), $\text{TiO}_2\text{wt.}\%$ は0.2%以下と低く, $\text{Fe}^{3+}\#$ は0.1より低い。ダナイトのクロムスピネルは自形を示し, ややMg#が低い粒子, Cr#が高い粒子があるが, ほぼハルツバージャイトと近い組成を示す。クロミタイトはMg#が0.7~0.8, Cr#が0.4~0.55で, $\text{TiO}_2\text{wt.}\%$ はハルツバージャイトの5から10倍含まれている(Arai and Yurimoto, 1994)。成羽層群の低Tiのクロムスピネルの多くは, これらハルツバージャイト・ダナイトのクロムスピネルとほぼ同じ組成をもち, 結晶の色や形態も似ている。しかし, クロミタイトの領域に相当するクロムスピネルは成羽層群からは見つかっていない。

以上のことから, 低Tiのクロムスピネルの主要な供給源は大江山オフィオライトの塊状グループのハルツバージャイトやダナイトと考えられる。しかし, すべての低Tiのクロムスピネルが大江山オフィオライトの塊状グループの組成に重なるわけではなく, 一部には別の起源の粒子も存在する。

西南日本内帯では, 舞鶴帯の二疊系舞鶴層群, 超丹波帯の二疊系三日月層(長谷川・足立, 1996)や, 関門層群相当層の下部白亜系油野層(Hisada et al., 1995)からも碎屑性クロムスピネルが産出する。いずれも大江山オフィオライトの塊状グループ起源と考えられるクロムスピネルが含まれている。このことから, 大江山オフィオライトは中国地方の陸成から浅海成の堆積物に, 二疊紀からほぼ連続的に碎屑物を供給してきたと考えられる。

成羽層群の後背地

碎屑性ザクロ石や碎屑性クロムスピネルの化学組成から, 成羽層群の後背地に各種の変成岩, 超苦鉄質岩や, Mgに富む火山岩が存在していたことがわかった。しかし, 礫岩の礫や砂岩の岩石片に最も多く含まれるのは酸性火成岩類である。寺岡(1959)によると最上山層下部の礫岩には圧倒的にチャート礫が多く, 最上山層上部では火成岩礫の割合が増加するとされている。今回の調査からも, 堆積岩類の礫は下位層準で多く, 上位層準ほど減少する傾向がみられた。蛇紋岩礫も下部層準で多く見つかっている。成羽層群の砂岩は酸性火山岩の岩石片に富む組成を示し, 成熟した火成弧を後背地に持つことがわかる。岩石片のうち堆積岩類と蛇紋岩が上位層準ほど減少しており, これは礫種構成の結果と整合的である。これらを総合すると, 後背地に卓越していたのは酸性火山岩類, 酸性の半深成岩類, 花崗岩(圧碎花崗岩を含む)な

どの酸性火成岩類である。さらに, 砂岩・頁岩・チャートなどの堆積岩類, 中性から塩基性の火山岩類, 超苦鉄質岩(または蛇紋岩)や変成岩類も存在していた。下位層準堆積時に比較的供給の多かった堆積岩類・蛇紋岩類は徐々に減少し, かわって酸性火成岩類の供給量が増えていったらしい。

成羽層群には, 古流向を示すような堆積構造は認められないので, 岩相のみから供給源が推定されていた。小林ほか(1937)は, 成羽層群全体における礫岩の分布から, 碎屑物が南方から供給されたと考えた。これに対して寺岡(1959)は, 最上山層上部の礫岩層について, 北側ほど礫の礫径が大きく, 南側ほど礫岩層に挟まれる砂岩・泥岩が多いことから, 碎屑物が北方から供給されたと考えた。今回の調査では, 以下に示すように, 現在成羽層群の北側に分布する岩石が供給源である可能性が高いことがわかった。

成羽層群の碎屑物のうち起源がかなりはっきりしているものは以下の2つである。一つは, 礫岩に含まれる堆積岩類のうち, 二疊紀の放散虫を含むチャートや頁岩などで, 秋吉帯の碎屑岩相からもたらされた可能性が高い(亀高, 1997)。もう一つは, 低Tiの碎屑性クロムスピネルで, 秋吉帯の北側に分布する大江山オフィオライトが起源と考えられる。現在, 秋吉帯の碎屑岩類と大江山オフィオライトの間に広く露出している秋吉帯の石灰岩類は, 成羽層群の碎屑物としてほとんど含まれていない。このことは石灰岩類が三疊紀後期には地表に露出していなかったか, 現在よりも遠い位置に分布していたためと考えられる。しかし, 白亜系関門層群相当層である硯石層群には, 碎屑物として多量の石灰岩類が含まれる(鈴木・Asiedu, 1995)ことから, 白亜紀までには現在の位置に移動, または露出したと推定される。

大陸(安定陸塊)起源と考えられる碎屑物には, オーソコーツァイト礫や, パイロブ成分に富むグラニュライト起源の碎屑性ザクロ石がある。しかし, オーソコーツァイト礫は非常にまれで, 礫径も小さくよく円磨されているので, 再堆積の可能性もある。グラニュライト相の変成岩起源と考えられるザクロ石は, 多くの場合大陸起源と考えられてきた。しかし, 成羽層群堆積時に, 現在の中国地方の変成岩の延長部に, グラニュライト相の変成岩が分布していたのかもしれない。長門構造帯の蛇紋岩中にブロック状に産出する, 変成度がグラニュライト相まで達していたことを示唆する片麻岩・角閃岩(村上・西村, 1979)や, 三群帯の蛇紋岩メランジェ中のブロックのエクロジャイト(辻森, 1995)などは, この変成岩の断片かもしれない。

圧碎花崗岩類の後背地の候補としては舞鶴帯北帯の圧碎花崗岩類や飛騨帯のマイロナイト花崗岩類があげられる。池田・早坂(1994)によると, 舞鶴帯北帯の花崗岩類は, トーナル岩質から狭義の花崗岩までの広い組成を示すが, マイロナイト化は弱~中程度であり, その後にカタクラサイト化を受けている。岩石の形成年代は約300 Maと約150 Maの2種類のRb-Sr年代が得られている(池田・早坂, 1994)が, マイロナイト化を被った年代はわかっていない。一方, 飛騨帯では, 眼球片麻岩の角閃石から約220 MaのK-Ar年代が得られており(柴田・野沢, 1978), この年代がマイロナイト

化の時期を表わしていると考えらる(高木・原, 1994). この約 220 Ma という年代は成羽層群の堆積年代とほぼ同じである. 飛騨帯でマイロナイトが形成されてから, 上昇・剝削されて成羽地域に堆積するには, やや時間が短すぎるかもしれない. したがって, 飛騨帯のマイロナイト花崗岩類が成羽層群に礫を供給したとは考えにくい. 同様の礫は舞鶴帯の二畳系から三畳系の礫岩(加納ほか, 1961; 加納, 1961)や, 上部三畳系的美祢層群の礫岩(村上ほか, 1977)にも存在し, 後背地での大規模な断層帯の活動が推定される.

酸性火山岩・酸性半深成岩類の起源はよくわかっていない. 秋吉帯・舞鶴帯・超丹波帯などの, 中国地方の二畳系の堆積物には酸性凝灰岩類が分布することが知られており(徳岡ほか, 1988), これらが成羽層群に酸性凝灰岩類を供給した可能性がある. しかし, 成羽層群の碎屑物には熔結凝灰岩などの陸域での火山活動を示唆するものも含まれる. また, 二畳系の堆積物に酸性凝灰岩類が分布することから, 二畳紀の大規模な酸性火山活動が推定されている(鈴木, 1987; 徳岡ほか, 1988). 砂岩や礫岩の研究からも, 二畳紀から三畳紀にかけての火成活動が推定されている(村上・今岡, 1980; 楠, 1992). おそらく, 二畳紀の堆積盆の陸側には, 二畳紀付加体の形成に伴う火成弧が形成されていたものと推定される. この大規模な酸性火山活動は, 時折二畳紀の堆積盆に酸性凝灰岩をもたらし, またその活動に伴って半深成～深成岩類の貫入が起こったのだろう. 成羽層群にも凝灰岩が挟まれることから, 火成弧の活動は三畳紀後期にも継続していた可能性が高い. さらに, 下部ジュラ系来馬層群にもその活動は継続していたと推定される(熊崎・小嶋, 1996).

成羽層群の主要な後背地は, 東アジア大陸縁辺部に発達した成熟した火成弧であろう. この火成弧には, 酸性火成岩類のほか, すでに陸化していた二畳紀付加体の堆積岩類や, 大江山オフィオライトの超苦鉄質岩類も露出していた. しかし, 現在の西南日本内帯には, この火成弧の主役である酸性火山岩類はあまり知られていない. これらは, 横ずれ断層の活動などで遠く隔たって露出しているのか, それとも, 現在までに剝削されてしまったのかは依然不明である.

謝 辞

本研究を進めるにあたり, 岐阜大学の小嶋 智教授には終始御指導をしていただいた. 日本福祉大学の水谷伸治郎教授, 名古屋大学の足立 守教授, 竹内 誠助教授には貴重な御助言をいただき, 興語節生技官には薄片作成でお世話になった. 地質調査所の塚本 齊氏には EPMA 分析で大変お世話になった. 名古屋大学地球惑星科学教室の教官・学生の方々は日ごろから有意義な議論をしていただいた. 記して感謝の意を表します.

文 献

足立 守, 1991, 京都府舞鶴西方の三畳系志高層群中の Ca-rich ザクロ石. 総合研究 (A) 連絡誌「変動帯の砂岩—日本列島を例として—」, no. 2, 26-29.
赤木 健, 1925, 備中成羽附近の三畳紀層に就て(予報). 地質雑, 32,

96-105.
Arai, S., 1980, Dunite-harzburgerite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, 21, 141-165.
荒井章司, 1992, 碎屑性クロムスピネルおよび碎屑性蛇紋岩の重要性. 地質学論集, no. 38, 329-344.
Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, 56, 173-184.
荒井章司・久田健一郎, 1991, 関東山地, 山中白亜系石堂層中の碎屑性クロムスピネル. 岩鉱, 86, 540-553.
荒井章司・井上知子・大山隆弘, 1988, 三郡帯, 落合-北房超マフィック岩体の火成岩岩石学: 予察的報告. 地質雑, 94, 91-102.
Arai, S. and Yurimoto, H., 1994, Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econom. Geol.*, 89, 1279-1288.
藤本 睦・於保幸正・平山恭之, 1994, 岡山県大賀南西部における非変成古生層と上部三畳系成羽層群の間の衝上断層. 地質雑, 100, 709-712.
長谷 晃・門藤正幸・秀 敬, 1975, 岡山県西部, 井原市付近の弱変成古生層. 広島地質学研報, no. 20, 1-20.
長谷川智則・足立 守, 1996, 超丹波帯山崎層および舞鶴帯舞鶴層群砂岩の重鉱物組成について. 日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 94.
久田健一郎・荒井章司, 1996, 碎屑性クロムスピネルが物語る日本列島発達史. 総合研究 (A) 連絡誌「東アジア変動帯の砂岩組成とテクトニクス」, no. 1, 7-10.
Hisada, K., Arai, S., Negoro, A. and Maruyama, T., 1995, Cretaceous serpentinite protrusion along eastern border of Asian continent deduced from detrital chromian spinels. *Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University*, 161-176.
池田圭一・早坂康隆, 1994, 京都府北部舞鶴帯北夜久野岩類の Rb-Sr 年代. 岩鉱, 89, 454-464.
石賀裕明・菅田康彦・船越伸明・竹下浩征・徳岡隆夫, 1989, 岡山県西部地域におけるベルム系舞鶴層群の層序・構造, とくに酸性火山岩について. 島根地質学研報, no. 8, 61-71.
石賀裕明・菅田康彦・小野弘道・滝本高児・徳岡隆夫, 1990, 岡山県およびその周辺地域における先ジュラ紀地帯の検討. 島根地質学研報, no. 9, 91-96.
石渡 明, 1978, 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, no. 32, 301-310.
Ishiwatari, A., 1985, Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 155-167.
亀高正男, 1996, 上部三畳系成羽層群の砂岩組成, 一特に碎屑性ガーネット・クロムスピネルについて. 日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 84.
亀高正男, 1997, 上部三畳系成羽層群の礫岩から産出した放散虫化石とその地質学的意義. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 10, 127-131.
亀高正男・小嶋 智, 1995, 上部三畳系成羽層群の後背地解析. 日本地質学会第 102 年学術大会演旨, 79.
加納 博, 1961, 舞鶴地帯の 2, 3 の礫岩にみられる“ポーフィロイド”様片麻岩礫とその起源—日本の基盤問題に関する岩石学的寄与 (1) —. 地質雑, 67, 49-56.
加納 博・中沢圭二・志岐常正, 1961, 礫岩からみた舞鶴地帯の二畳紀後背地の展望—含花崗質岩礫岩の研究 (その 11) —. 地質雑, 67, 463-475.
小林貞一・堀越義一・昭和 11 年度東大地質学科中期生一同, 1937, 吉備高原の地史に就いて. 地質雑, 44, 797-821.
Koide, Y., 1986, Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru tectonic belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 329-348.
熊崎直樹・小嶋 智, 1996, 碎屑岩の組成からみた来馬層群(下部ジュラ系)の堆積史および構造発達史. 地質雑, 102, 285-302.
公文富士夫・君波和雄・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利

- 夫・西村年晴・岡田博有・大上和良・鈴木茂之・寺岡易司, 1992, 日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場. 地質学論集, no. 38, 385-401.
- 楠 利夫, 1992, 西南日本内帯の中・古生界砂岩—モード解析と広域比較—. 地球科学, no. 46, 309-324.
- 松本一郎・荒井章司・村岡弘康・山内英生, 1995, 三郡帯のダナイト—ハルツバージャイト—クロミタイト複合岩体の記載岩石学的特徴. 岩鉱, 90, 13-26.
- 三上貴彦・木谷日出男, 1978, 上部三畳系成羽層群のオーソコーツァイト礫について (予報). 地質雑, 84, 701-703.
- 光野千春・沖村雄二, 1987, 舞鶴帯. 日本の地質, 中国地方, 共立出版, 34-36.
- Miyashiro, A., 1953, Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 179-208.
- 都城秋穂, 1955, 火山岩の中のパイラルスパイト・ガーネット. 地質雑, 61, 463-470.
- 村上允英・今岡照喜, 1980, 中国西部における古生代後期〜中生代初期礫岩層中の火山岩礫に関する2, 3の問題. 九州大学学報 (地質), no. 13, 75-84.
- 村上允英・西村祐二郎, 1979, 長門構造帯. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, 153-181.
- 村上允英・植田良夫・三上貴彦, 1977, 長門構造帯産花崗岩類および美禰群産花崗岩質岩礫の K-Ar 年代値とその地質学的意義. 岩鉱, 72, 277-287.
- 中野光雄, 1952, 岡山県後月郡共和村地方の地質—特に中・古生界に関する二・三の新知見. 広島大地学研報, no. 2, 15-30.
- 七山 太・中川 充, 1995, イドンナップ帯, 幌別川コンプレックスの碎屑性クロムスピネル. 地質雑, 101, 549-552.
- 西村祐二郎・柴田 賢, 1987, “三郡変成帯”のテクトニック・フレームワーク. 総合研究 (A) 連絡紙「内帯高圧変成帯」, no. 4, 45-52.
- 大林達生, 1995, 碎屑性ザクロ石の化学組成からみた石川県白峰地域の手取層群の後背地. 地質雑, 101, 235-248.
- 大石三郎, 1931, 備中成羽地方上部三畳紀層に就いて. 地質雑, 38, 1-8.
- Oishi, S., 1932, The Rhaetic plants from the Nariwa district, prov. Bitchu (Okayama Prefecture), Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4*, 1, 257-380.
- 大藤 茂, 1985, 岡山県大賀地域の非変成古生層と上部三畳系成羽層群との間の不整合の発見. 地質雑, 91, 779-786.
- 小澤儀明, 1924, 中生代末の大推し被せ. 地質雑, 31, 318-319.
- Ozawa, Y., 1925, The post-Paleozoic and Late-Mesozoic earth-movements in the Inner Zone of Japan. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 1, 91-104.
- 佐野弘好・飯島康夫・服部弘通, 1987, 中国山地中央部秋吉帯古生界の層序. 地質雑, 93, 865-880.
- 柴田 賢・野沢 保, 1978, 飛騨変成帯の角閃石の K-Ar 年代. 岩鉱, 73, 137-141.
- 鈴木茂之, 1987, 舞鶴帯東部の堆積史と造構史. 広島大地学研報, no. 27, 1-54.
- 鈴木茂之・Asiedu, D. K., 1995, 岡山県成羽地域の中・古生界. 日本地質学会第 102 年学術大会見学旅行案内書, 89-95.
- 鈴木茂之・小坂丈予・光野千春・昭和 61 年度岡山大学地学科進級論文履修生一同, 1990, 岡山県川上郡周辺の古生界および三畳系にみられる褶曲の構造解析. 地質雑, 96, 371-377.
- 高木秀雄・原 崇, 1994, 飛騨地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス. 地質雑, 100, 931-950.
- Takeuchi, M., 1989, A linear model of sediment mixing based on chemical composition of clastic garnet and its application to the analysis of rock component in the source area. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95, 891-904.
- Takeuchi, M., 1994, Changes in garnet chemistry show a progressive denudation of the source areas for Permian-Jurassic sandstones, Southern Kitakami terrane, Japan. *Sediment. Geol.*, 93, 85-105.
- 竹内 誠, 1994, 南部北上帯下部ジュラ系志津川層群中の碎屑性ザクロ石・クロムスピネル・クロリトイドの起源. 地質雑, 100, 234-248.
- 寺岡易司, 1959, 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三畳系成羽層群について. 地質雑, 65, 494-504.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一, 1996, 20 万分の 1 地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- 徳岡隆夫・中 孝仁・西村貢一・D. D. L. Pillai・石賀裕明, 1988, 西南日本内帯のペルム紀酸性火砕岩類 (その 1). 島根大地質学研報, no. 7, 49-68.
- 徳山 明, 1960a, 大賀周辺の三畳系とその変形, 第 1 部, 岩相. 地質雑, 66, 742-752.
- 徳山 明, 1960b, 大賀周辺の三畳系とその変形, 第 2 部, 小構造の研究. 地質雑, 66, 800-811.
- 鳥飼成美, 1990, 舞鶴帯の二畳系舞鶴層群砂岩の重鉱物. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 279.
- 辻森 樹, 1995, 中国地方三郡—蓮華変成帯からエクロジャイトの発見. 岩鉱学会公演要旨集, 50.

(要 旨)

亀高正男, 1997, 上部三畳系成羽層群の後背地. 地質雑, 103, 880-896. (Kametaka, M., 1997, Provenance of the Upper Triassic Nariwa Group, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 103, 880-896.)

岡山県に分布する上部三畳系成羽層群の後背地解析を行った. 礫岩の礫や砂岩の岩石片には酸性火成岩類が卓越する. 砂岩中の蛇紋岩片は上位層準ほど減少する. 碎屑性ザクロ石やクロムスピネルの化学組成は, 下位層準から上位層準へと連続的に変化する. 碎屑性ザクロ石を供給した岩石はグラニュライト相などの高度変成岩から, 緑色片岩相などの低度変成岩や花崗岩に変化した. 碎屑性クロムスピネルを供給した岩石は, 超苦鉄質岩から Mg に富む火山岩類に変化した. 供給源となった岩体の候補として, 大江山オフィオライト・塊状グループの超苦鉄質岩があげられる. これら碎屑物の変化は, 地頭層が日名畑層の上位に堆積したことを示している. 成羽層群の後背地には, 二畳紀付加体の形成に伴って東アジアの大陸縁辺部に発達した火成弧の岩石が広く分布し, 秋吉帯の碎屑岩類や大江山オフィオライトなども露出していたと推定される.