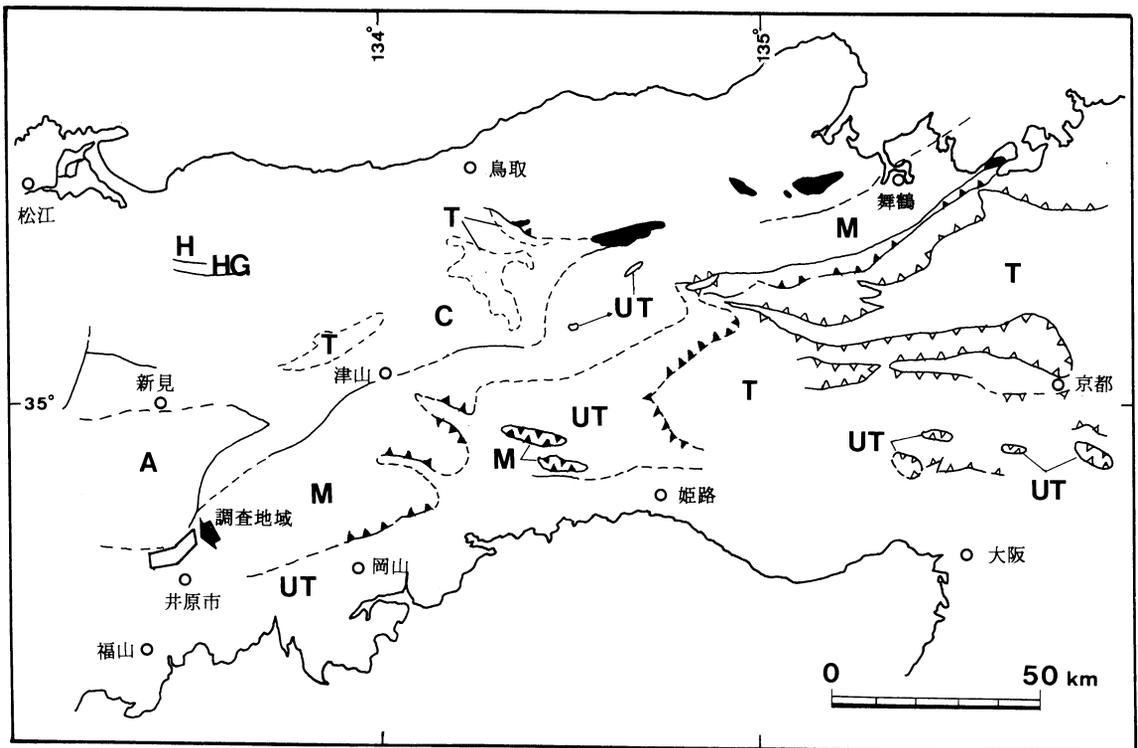


岡山県井原市北部に分布する舞鶴帯ペルム紀火山岩類の化学組成

菅田康彦・松本一郎・石賀裕明・武蔵野実

Geochemistry of Permian volcanic rocks of Maizuru Terrane in northern part of Ibara City, Okayama Prefecture

Yasuhiko Sugata, Ichiro Matsumoto, Hiroaki Ishiga and Makoto Musashino



第1図 位置図および西南日本内帯の地帯構造区分を示す図 (石賀ほか, 1990より作成)

H; 飛騨帯, HG; 飛騨外縁帯, A; 秋吉帯, C; 智頭帯, M; 舞鶴帯, UT; 超丹波帯, T; 丹波帯, 黒の部分は超塩基性岩体, 黒三角はペルム紀末~トリアス紀の衝上断層, 白三角はジュラ紀末の衝上断層

はじめに

西南日本内帯の先ジュラ紀地帯 (市川, 1984) のうちペルム紀中~新世に形成された付加体である秋吉帯・舞鶴帯・超丹波帯 (第1図) には, 酸性火砕岩類 (主として酸性凝灰岩) を瀕繁に挟在することが知られている (徳岡ほか, 1988).

秋吉帯・舞鶴帯に含まれる塩基性火成岩類について

は研究が進み, 秋吉帯における石灰岩基底部の玄武岩は, 石炭紀前期に形成された海洋島に由来する玄武岩であることが明らかにされている (Kanmera and Nishi, 1983 など). また, 舞鶴帯に含まれる火成岩類は, 石炭紀後期からペルム紀前期にかけて形成されたオフィオライトを起源とする複合岩体 (夜久野オフィオライト) であることが明らかにされた (石渡, 1978). また近年では, 岩石の変質に対して移動が少ない微量

元素や同位体を用いた本源マグマの推定に関する研究も、いくつかなされている (Koide *et al.*, 1987, 田崎ほか, 1989など)。

一方、酸性火成岩類の化学組成についての研究は、夜久野オフィオライトに含まれている花崗岩類について行われているものの (例えば早坂, 1987), 他の地域に分布するものについてはその資料に乏しい。これらの酸性火成岩類の化学組成を検討し、その本源マグマの性格を明らかにすることは、酸性火砕岩類を供給した島弧の性格、規模そして各地帯との地質関係を明らかにする上で重要である。

岡山県井原市北部地域には、長谷ほか (1975) により佐原層・川町層とされたペルム系が分布しており、両層には特徴的に多量の酸性火砕岩類 (流紋岩質溶岩を含む) が存在する。筆者の1人菅田は、表題地域を含む岡山県高梁市南部から広島県福山市北部にかけての地域において、1988~1990年度の島根大学理学部地質学教室の卒業研究*の資料をもとに調査・検討を行い、これを新たに姫谷・佐原・山野・三山・麦の草・黒萩の6つのユニットに再区分し、地帯構造区分と造構環境について論じた (菅田, 1991MS, 1992)。

本論では、佐原ユニットに含まれる酸性火山岩類 (流紋岩類) およびこれらに隣接する塩基性火山岩 (玄武岩, ドレライト) について行ったXRFによる分析および放射化分析法による定量の結果を報告する。各ユニットの詳細な記載と産出化石については、別紙に論述する予定である。なおXRFによる分析は松本が、放射化分析法による定量は、京都大学原子炉研究所共同利用により石賀・武蔵野がそれぞれ行った。

地質概説

岡山県井原市北部地域には、主に泥質岩、塩基性火成岩類からなり酸性火砕岩類を含むペルム系が分布する。これらは美星町三山北部で上部トリアス系成羽層群に不整合におおわれる。南縁部は白亜紀花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化したり、あるいは流紋岩質火砕岩におおわれる。長谷ほか (1975) は、岩相と変成度に基づき、この古生界を下位の佐原層と上位の川町層に区分し、佐原層の上部にあたる部分よりペルム紀後期の紡錘虫化石を報告した。Koide (1986) およ

び Koide *et al.* (1987) は、佐原層に含まれる塩基性火成岩類が *dismembered ophiolite* であるとした。そしてこれを井原オフィオライトと名付け、その化学組成から、これを縁海に由来するものとし、 281 ± 8 Maの年代を示した。石賀ほか (1990) は、岡山県高梁市南部から広島県福山市北部にかけての地域に分布するペルム系について、岩相と産出する化石の年代に基づいた検討を行い、このペルム系が7つのユニットにより構成され、これらがパイルナップ構造を形成しているという見解を示した。

本調査地域の古生界は、岩相および産出する化石の年代から姫谷・佐原・山野・三山・麦の草・黒萩の6つのユニットに区分され、佐原ユニットはさらにABCの3つのサブユニットに区分される。各ユニットはほぼ東西の走向で北に傾斜する低角の断層により境される。これらの構造に斜交する形で新期の高角断層が発達する (第2図)。

地質各説

以下、各ユニットの岩相、産出化石および年代について簡単に記載する (第3図)。

姫谷ユニット

主に粘板岩・塩基性火山岩・火砕岩類からなるユニットで、少量のチャートおよび珪質岩泥質岩極細互層を含む。全体にホルンフェルス化している。粘板岩から、所属不明の球形の放射虫化石を産出するが、年代決定に有効な化石は産出していない。岩相から超丹波帯上月ユニットに対比され、ペルム紀中世後期から新世前期のものであると考えられる。

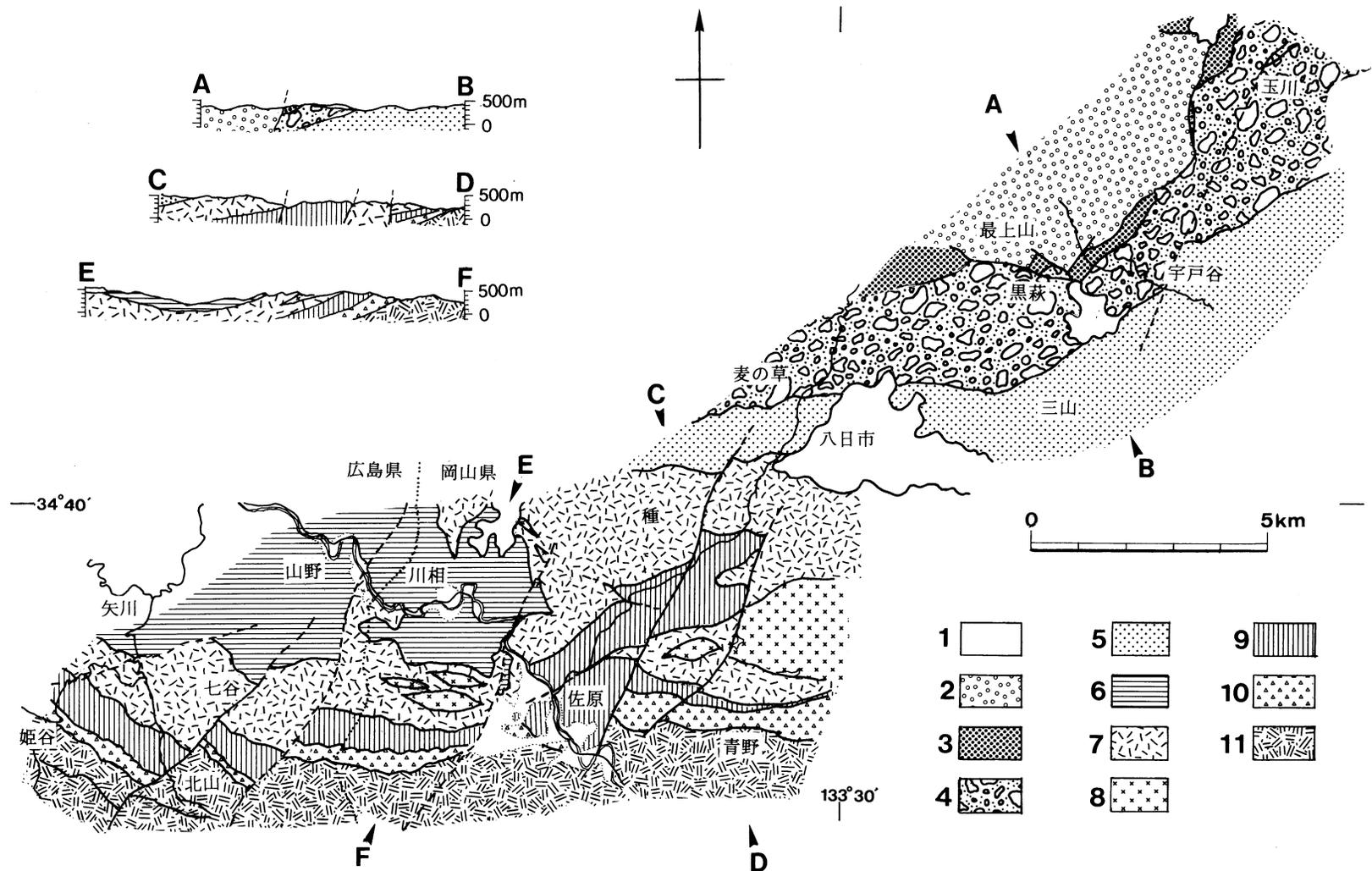
佐原ユニット

下位よりABCの3つのサブユニットに区分される。

サブユニットA: 流紋岩質溶岩および同質火砕岩類・石英ハン岩・泥質岩・砂岩・ドレライト・ハンレイ岩・Ophiolitic breccia (徳岡ほか, 1988) などのブロックが剪断された泥質岩中に混在するメランジで、各ブロックはしばしばカタクラサイト化あるいはマイロナイト化している。細粒の酸性凝灰岩から、*Nazarovella* sp.や *Pseudotrondas* sp.などの放射虫化石を産出する。

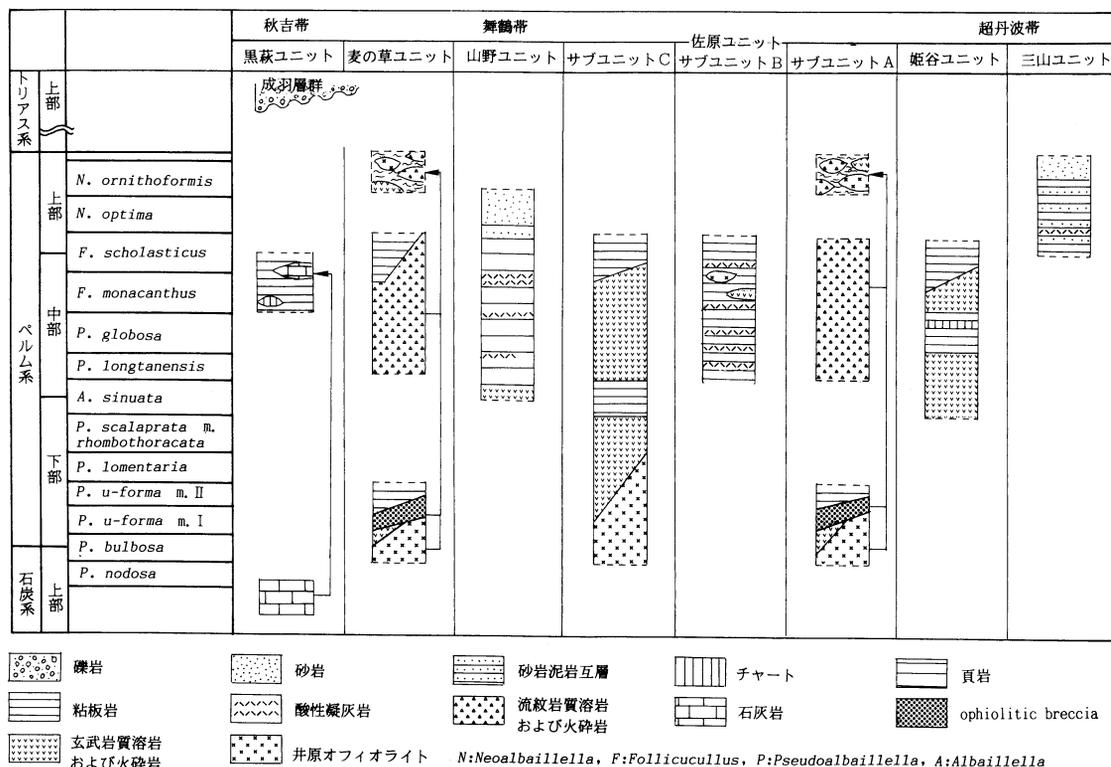
サブユニットB: 主に粘板岩からなり、少量の礫質粘板岩・酸性凝灰岩・砂岩・礫岩を含む。まれに、玄武岩およびマイロナイト化した花崗岩のブロックあるいはレンズ状岩体を挟在する場合もある。粘板岩か

* 高松雅俊 (1988)・船越伸明 (1989)・小野弘道 (1990)・滝本高児 (1990)



第2図 調査地域の地質概略図 (石賀ほか, 1990を一部改訂)

1: 第四系, 2: 成羽層群, 3: 黒萩ユニット, 4: 麦の草ユニット, 5: 三山ユニット, 6: 山野ユニット, 7~10: 佐原ユニット (7: サブユニットC, 8: 深成岩類, 9: サブユニットB, 10: サブユニットA), 11: 姫谷ユニット.



m. : morphotype

第3図 調査地域の柱状図(放散虫化石帯は Ishiga, 1990 より抜粋)

らペルム紀中世前期および中世後期から新世前期の放散虫化石 (*Pseudoalbaillella fusiformis*, *Ps. yanaharensis*, *Follicucullus* sp.) を産出する。

サブユニットC: 主に玄武岩質溶岩および同質火砕岩類からなるユニットで, 少量の粘板岩・赤色チャート・石灰岩・ドレライト・ハンレイ岩・超塩基性岩を含む。Koide (1986) の井原オフィオライトもこの中に含まれる。粘板岩からペルム紀古世後期から中世最前期の放散虫化石 (*Albaillella sinuata*, *A. asymmetrica*) および, ペルム紀中世後期から新世前期の放散虫化石 (*F. scholasticus* morphotype II) を産出する。Koide *et al.* (1987) は, これら塩基性火成岩類の Rb-Sr アイソクロン年代として 281 ± 8 Ma の値を, Sm-Nd アイソクロン年代として 300 ± 71 Ma という値を示している。

岩相および年代からこの佐原ユニットは超丹波帯と舞鶴帯の中間的的性格を持つ地帯であると考えられる。
山野ユニット

ほとんど片状化を受けていない泥質岩からなり, 砂岩・礫岩・酸性凝灰岩を含む。長谷ほか (1975) はペ

ルム紀中世後期の紡錘虫化石を, また, 石賀ほか (1988) はペルム紀中世前期から新世前期の放散虫化石 (*Ps. longtanensis*, *F. monacanthus*, *F. scholasticus*) を報告している。岩相および産出する化石の年代から, 山野ユニットは舞鶴層群に対比される。

三山ユニット

片状化した泥岩優勢の泥岩砂岩互層・砂岩からなり, 少量の酸性凝灰岩を挟在する。砂岩の組成は超丹波帯大飯層のものに類似する。また堤 (1991) は, この三山ユニットにあたる場所からペルム紀中世後期から新世前期の放散虫化石 (*F. scholasticus*) を報告している。岩相と放散虫化石の年代から, 三山ユニットは, 超丹波帯に対比されると考えられる。

麦の草ユニット

片状化した泥質岩と酸性凝灰岩の中にマイロナイト化した花崗岩・閃緑岩・ハンレイ岩, カタクラサイト化した玄武岩・ドレライト, ophiolitic breccia・石英ハン岩・石灰岩などのブロックまたはレンズ状岩体が混在するメランジからなる。見かけ上位では泥質岩が優勢になる。石賀ほか (1989) は, 泥質岩よりペルム

紀中世後期から新世前期の放射虫化石 (*F. sp.*) を報告している。

黒萩ユニット

剪断を受けた泥質岩の中に、石灰岩のブロックが挟在するユニットで、寺岡 (1959) は石灰岩から石炭紀の紡錘虫化石 (*Millerella*) およびサンゴ (*Hilloshimaphyllum*) を報告しているが、石質ほか (1989) は、泥質岩よりペルム紀中世後期の放射虫化石 (*F. monacanthus*) を報告し、石灰岩が外来岩体であることを明らかにした。黒萩ユニットは岩相と産出化石の年代から、秋吉帯の宇治層 (佐野ほか, 1987) に対比される。

佐原ユニットの火山岩類の全岩化学組成

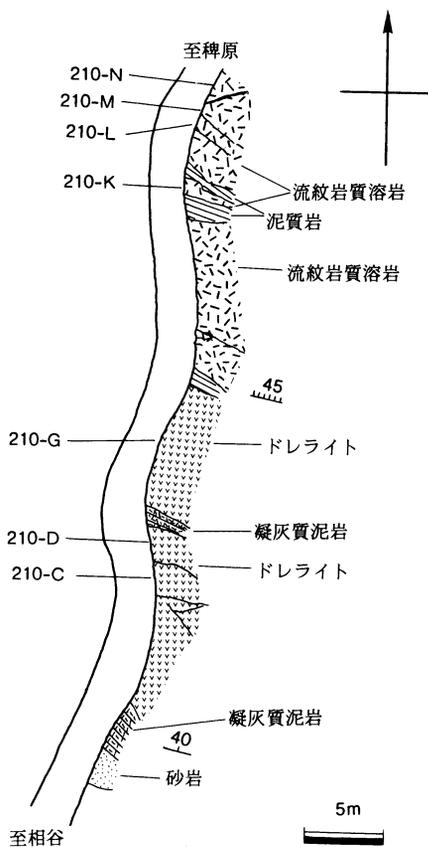
佐原ユニットサブユニット A に特徴的に存在する流紋岩溶岩ならびに中性～塩基性火山岩のうち、井原市稗原町南方の道路沿いのルート (第 4 図) において採集した 8 試料 (うち 4 試料が流紋岩質) の主成分元素と微量元素について、XRF による全岩化学分析を予行的に行った。

測定装置は、島根大学の日本電子社蛍光 X 線装置 (JSX-60S7) を使用した。設置条件およびその他の詳細は、主成分 10 元素については小林ほか (1981) に、微量元素 (Zr, Y, Sr, Rb, Zn, Nb) は市川ほか (1987) にそれぞれ従った。ただし未知試料と融剤 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: メルク社) の混合比は 1 対 5 にしてある。また、これらのうちの 6 試料における希土類元素と Th・Hf・Sc については、同時に放射化分析法による定量を行った。

試料の採集は、できるだけ変質の影響の少ない部分を選び行った。また鏡下観察において変形の認められない試料について分析を行った。以下に分析に使用した岩石について簡単に記載する。

流紋岩: 肉眼では淡緑色を呈し、非常に緻密で硬質である。鏡下では隠微晶質もしくは細粒の石英・長石の石基と半自形ないしは自形の石英・斜長石の斑晶からなるものが多く見られる。まれにカリ長石の斑晶が認められる場合もある。斜長石の斑晶はアルバート式双晶を示すことが多いが、ミルメカイト構造を持つ斑晶も見られる。一部ではスフェルリティック構造を持つものや弱い流理構造を示す場合もある。二次的鉱物として緑泥石・方解石・石英などが見られる。

ドレライト: 露頭では緑～暗緑色を呈する。鏡下では 0.2mm～0.8mm の長柱状もしくは針状の斜長石によるオ



第 4 図 稗原南方におけるルートマップおよび試料採集地点

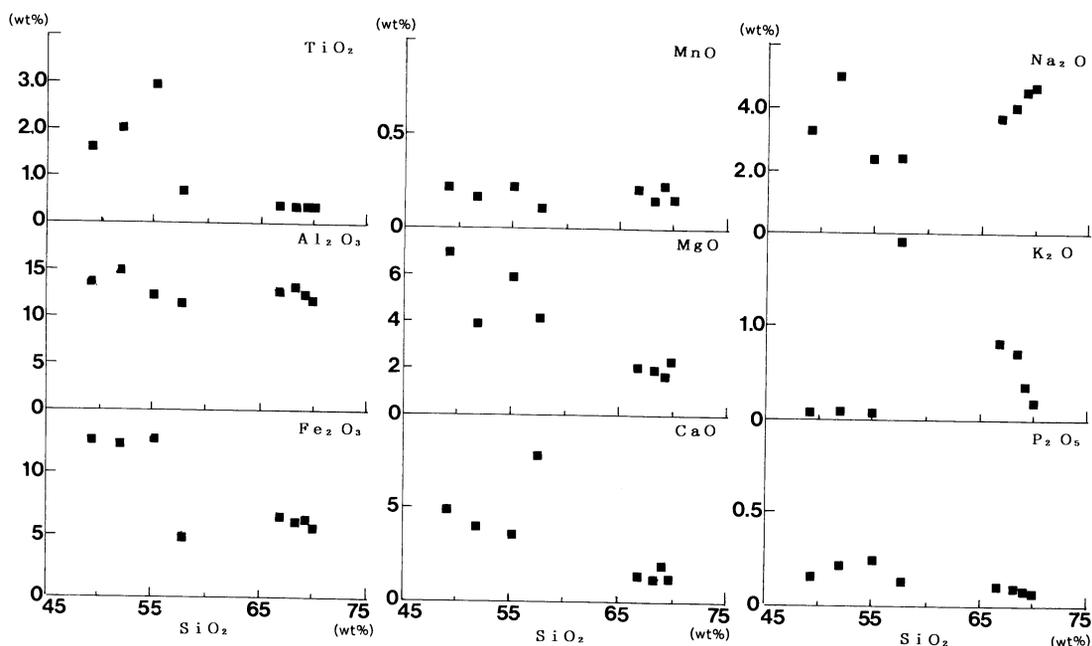
フィティック構造が顕著に見られる。基質はしばしば緑泥石によって置換されているが、初生的な苦鉄質鉱物としてしばしば輝石が残っている。0.1mm 以下の不透明鉱物が基質中に散在する場合もある。

サブユニット A において、塩基性火成岩・酸性火成岩の両者は、常に断層で接しており、両者が熱による影響を与えている痕跡は観察されない。試料を採取したルートにおいても同様である。また、酸性凝灰岩および凝灰角礫岩中には、塩基性火成岩類の岩片あるいは角礫がしばしば含まれる。

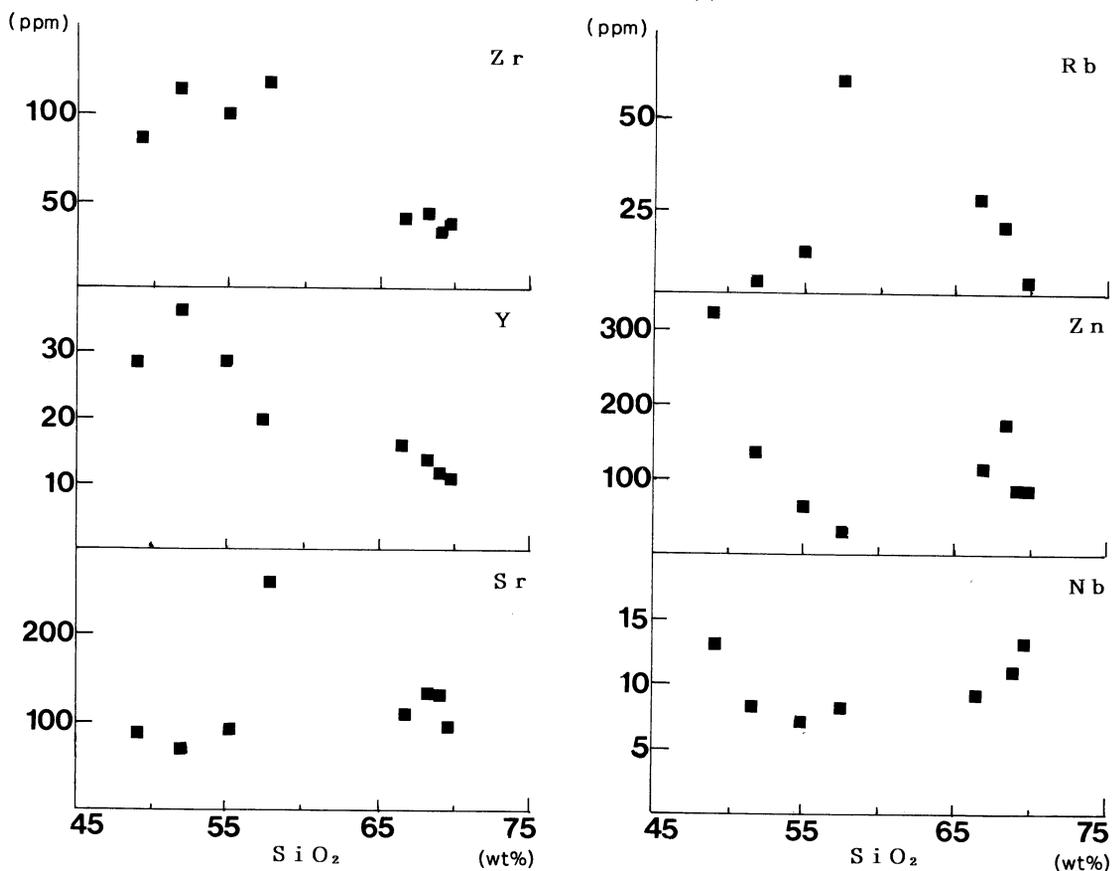
分析値を第 1 表に示す。また主要元素のハーカー図を第 5 図に、微量元素のハーカー図を第 6 図に示す。K, Ni, Rb などの元素は、変質による存在度の増減が顕著で十分な検討は不可能であると考えられる。しかし Ti・Zr・Y・Nb などの元素は、変質に対する移動が少ないため (Pearce and Norry, 1979), 議論は可能であると考えられる。

第1表 酸性岩・塩基成岩の化学組成

	210-D	210-G	210-N	210-C	210-L	210-K	1112-2	210-M
SiO ₂	49.11	55.03	66.75	51.82	68.31	69.19	57.58	69.85
TiO ₂	1.66	2.99	0.38	2.09	0.36	0.37	0.70	0.36
Al ₂ O ₃	13.62	12.36	12.56	15.00	13.11	12.33	11.38	11.78
Fe ₂ O ₃	12.72	12.72	6.61	12.30	6.10	6.24	4.80	5.60
MnO	0.23	0.23	0.21	0.17	0.15	0.23	0.11	0.16
MgO	7.00	5.94	2.09	3.90	1.92	1.68	4.16	2.28
CaO	4.99	3.67	1.56	3.96	1.35	1.98	7.71	1.21
Na ₂ O	3.28	2.35	3.72	5.02	4.05	4.62	2.43	4.68
K ₂ O	0.08	0.06	0.83	0.09	0.74	0.36	1.91	0.18
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.11	0.21	0.09	0.08	0.13	0.07
ig. loss	5.6	3.8	2.96	4.07	1.94	1.83	7.66	1.89
total	98.45	99.40	97.78	98.63	98.12	98.91	98.57	98.06
Nb(ppm)	13	7	9	8	—	11	8	13
Zr	86	101	40	114	43	33	117	36
Y	29	29	16	37	14	12	20	11
Sr	87	93	111	70	135	134	263	88
Rb	—	12	27	3	39	11	61	3
Zn	328	65	117	137	175	88	31	88
Ni	11	6	—	6	—	—	191	—
Cr	17	24						
	210-D	210-G	210-N	210-C	210-L	210-K	1112-2	210-M
Sc	30.5	28.7		32.7	14.7	13.9		12.9
Co	40.9	37.2		35	18.2	24.9		17.0
Hf	3.0	3.2		4.3	1.6	1.4		1.4
Ta	.3	.7		0.7	1.4	2.6		1.7
Th	—	.7		1.3	.8	1.0		0.9
La	5.3	5.6		6.7	3.2	4.4		2.9
Ce	15.1	18.6		26.1	12.1	10.3		9.1
Sm	3.5	4.9		4.5	1.6	1.7		1.4
Eu	1.1	1.3		1.5	.5	.7		0.4
Tb	.63	.9		.84	.42	.34		0.30
Yb	3.8	4.6		5.0	2.12	1.94		1.87
Lu	.49	.75		.74	.42	.35		0.32
Cs	2.4	.8		2.7	4.8	2.5		2.7
Sb	.7	—		.7	.4	1.4		0.5
W	45	180		110	360	650		380
	x	sx(σ)	Ando		JB-1a	JB1a		
	(n-5)		1989	Sc	23.5	23.7		
SiO ₂ (wt%)	52.21	0.04	52.61	Cr	385	385		
TiO ₂	1.31	0.02	1.31	Co	36.1	36.3		
Al ₂ O ₃	14.64	0.20	14.14	Ni		40		
Fe ₂ O ₃	9.00	0.01	9.18	Hf	4.2	4.1		
MnO	0.15	0.00	0.15	Ta	1.5	1.5		
MgO	8.05	0.09	7.82	Th	9.4	9.7		
CaO	9.26	0.03	9.31	U	1.8	1.7		
Na ₂ O	2.62	0.18	2.76	La	38.2	37.1		
K ₂ O	1.42	0.01	1.43	Ce	72.1	72.3		
P ₂ O ₅	0.26	0.01	0.26	Sm	5.2	5.2		
				Tb	0.69	0.60		
Nb(ppm)	25.1	5.6	27	Yb	1.96	1.89		
Zr	146	5.4	144	Lu	0.38	0.23		
Y	23.0	2.2	25	Sr	308	444		
Sr	442	4.0	443	Cs	1.1	1.2		
Rb	41.5	4.1	41	Ba	516	548		
Zn	79.8	2.3	82					
Ni	136	3.9	140					



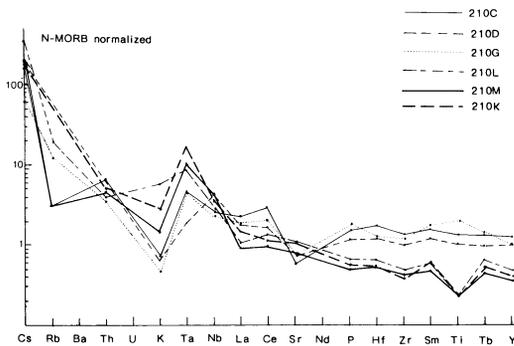
第5図 主要元素のハーカー図



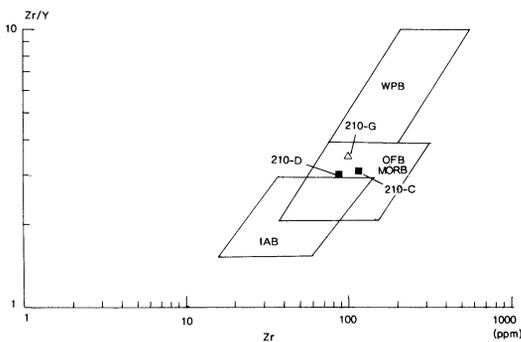
第6図 微量元素のハーカー図

火山岩 6 試料の微量元素について N-MORB で規格化したスパイダーダイアグラムを第 7 図に示す。Rb・Th・K は変質の影響が大きく、ここでは議論の対象としない。このダイアグラムによると塩基性岩・中性岩と酸性岩はやや類似するパターンを持つ。しかし Nb・Sr で両者のパターンは逆転し、酸性岩は Ti の欠落が大きい。塩基性火山岩は N-MORB に類似したパターンを示すが、Ta, Nb に富み、Sr に乏しい。また両者ともに、Cs に非常に富んでいる。

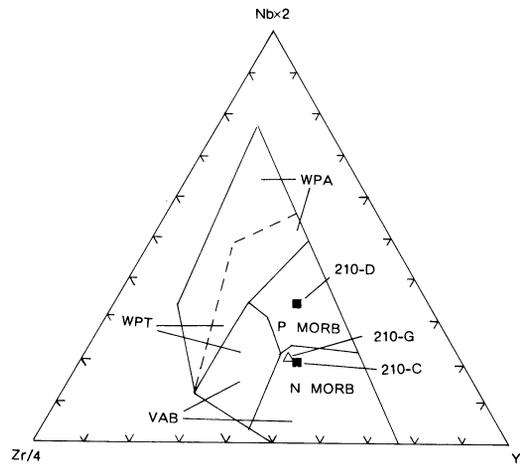
塩基性火山岩についての Zr-Zr/Y ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce and Norry, 1979) を第 8 図に示す (210-G は SiO₂ 量だけを見ると中性岩であるが、鏡下観察した場合両者に相違は見られず、微量元素のスパイダーダイアグラムでも他の塩基性火山岩と同様の傾向を示す。このため参考に塩基性火山岩と同様プロットしてみた)。このダイアグラムでは 3 試料とも MORB の領域にプロットされる。



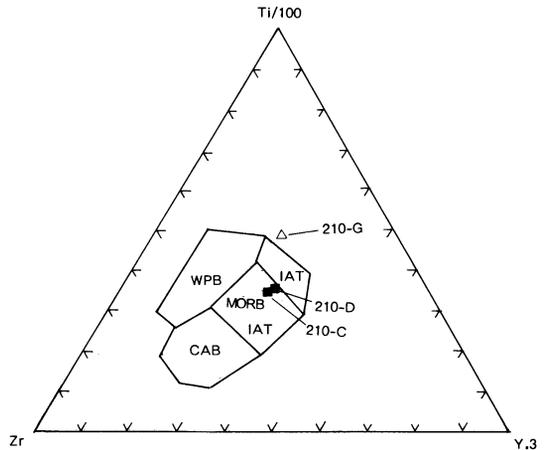
第 7 図 N-MORB で規格化した微量元素のスパイダーダイアグラム



第 8 図 Zr-Zr/Y ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce and Norry, 1979)

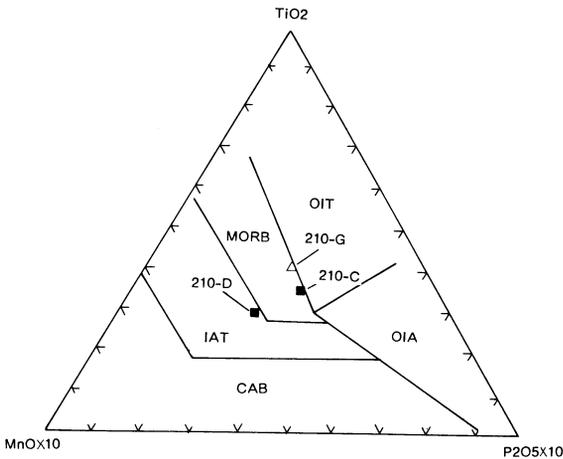


第 9 図 2Nb-Zr/4-Y 三角ダイアグラム (Meschede, 1986)

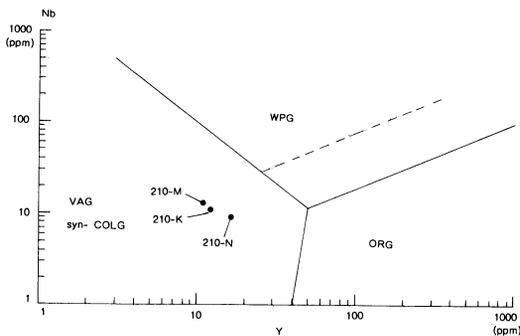


第 10 図 Ti/100-Zr-Y・3 ダイアグラム (Pearce and Cann, 1973)

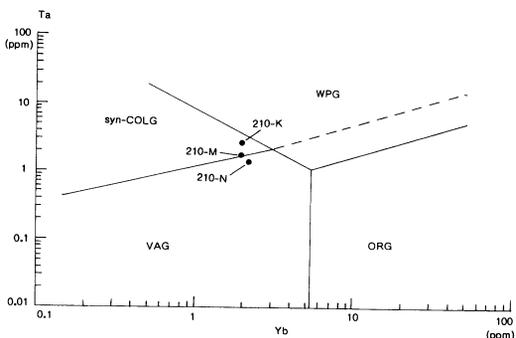
第 9 図の 2Nb-Zr/4-Y 三角ダイアグラム (Meschede, 1986) では、2 試料は N-MORB の領域に、そして 1 試料は P-MORB の領域にプロットされる。第 10 図の Ti/100-Zr-Y・3 三角ダイアグラム (Pearce and Cann, 1973) では 2 試料は MORB の領域にプロットされる。第 11 図の TiO₂-Mn×10-P₂O₅×10 三角ダイアグラム (Mullen, 1983) では 2 試料は MORB の領域に、そして 1 試料は島弧性ソレライトの領域に、それも MORB の領域に非常に近い場所にそれぞれプロットされる。Koide (1986) は、井原オフィオライトの由来として縁海における MORB 類似のマグマを想定している。佐原ユニットの塩基性岩もこれに関与した場所で形成された可能性がある。



第11図 TiO₂-Mn×10-P₂O₅×10 三角ダイアグラム (Mullen, 1983)



第12図 Y-Nb ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce *et al.*, 1984)



第13図 Yb-Ta ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce *et al.*, 1984)

流紋岩質溶岩 3 試料についての Y-Nb ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce *et al.*, 1984) を第12図に示す. また Yb-Ta ディスクリミネーションダイアグラム (Pearce *et al.*, 1984) を第13図に示す. 本

来これらは花崗岩についてのディスクリミネーションダイアグラムであるが, 仮に, 流紋岩がオフィオライト形成時の最終的な生成物であるとすれば, これらは ocean ridge granite (ORG) の領域にプロットされると予想される. しかし, これら2つのディスクリミネーションダイアグラムにおいて, 流紋岩は ORG の領域にプロットされず, VAG (volcanic arc granite: 火山弧花崗岩) ~syn-COLG (syn-collision granite: 衝突帯花崗岩) の領域にプロットされる. これは佐原ユニットの流紋岩が少なくとも ocean ridge granite に由来するものではなく, オフィオライト構成岩とは区別する必要があることを示唆している.

考 察

一般に, 舞鶴帯に含まれる塩基性火成岩類 (一部に酸性火成岩類を含む) は, オフィオライトに起因することが明らかにされており, 一部では外来岩体として上位の地層に挟まれることが知られている. しかし最近, 舞鶴地域においてオフィオライトの構成岩類の一部により古いものが含まれていることが明らかになり (佐野, 1992), また, 一部の花崗岩類については, 舞鶴帯とは異なる地帯のものである可能性が示唆されている (早坂, 1992). これらの事実は, 他地域においても検討すべき課題となると考えられる. 井原地域において, このオフィオライトは玄武岩・ドレライト・ハンレイ岩および超塩基性岩よりなる dismembered ophiolite を形成している. 小出ほか (1988) は, 舞鶴帯に含まれるオフィオライト形成の火成場が東部・中部・西部でそれぞれ異なっていることを示した. そして, 井原地域のもの, サブダクション成分に汚染された縁海マントルに由来するものであり, この活動を縁海の形成にかかわったものであるとした (Koide *et al.*, 1987).

佐原ユニットサブユニット A に含まれる塩基性火成岩類は, 比較的移動の少ない元素 (Ti・Zr・Y・Nb) を用いたディスクリミネーションダイアグラムにおいて, その起源を MORB に求めることが可能である. これに対して酸性火成岩は Ta, Nb, Y, Yb を用いたディスクリミネーションダイアグラムから, 大洋域に産するものではなく, 島弧 (活動的火山弧) あるいは大陸 (衝突帯) に起源を持つものであると考えることが可能である. しかし, このユニット中には大陸の衝突を示すような変成岩類は見いだされない. したがってこれらの酸性火成岩類は, 島弧あるいは火山

弧に由来するものとして考えることができる。

また、酸性凝灰岩および同質凝灰角礫岩には、岩片あるいは角礫として塩基性火成岩がしばしば含まれている。したがってこの酸性火成活動は、塩基性の火成活動が終わった後に起こったものであると考えられる。塩基性火成岩が、井原オフィオライトに由来するものであれば、これらの火成年代は石炭紀最後期からペルム紀最前期であると考えられる。細粒の酸性凝灰岩のブロックにはまれに *Nazarovella* や *Pseudotremantus* などのペルム系によく見られる放散虫化石が含まれている。したがってこれらの酸性火成岩類はペルム紀の火成活動の産物であるといえよう。また、サブユニットBに含まれる酸性凝灰岩には、しばしば粗粒なものが含まれ、これは酸性凝灰岩の供給源が比較的近接した場所に存在したことを示している。すなわち、サブユニットAにその供給源を求めることが可能である。細粒な酸性凝灰岩からは、ペルム紀中世前期の放散虫化石 *Pseudoalbaillella longtanensis* およびペルム紀中世後期から新世前期の放散虫化石 *Follicucullus* が産出する。これらのことから、サブユニットAの酸性火成岩類の起源となった島弧は、ペルム紀中世から新世にかけて活動していたと考えられる。

以上のことから、佐原ユニットは石炭紀最末期から活動をはじめた井原オフィオライトとこれを基盤にして発達した島弧、そしてこの島弧より碎屑物の供給を受けた背弧盆からなる地帯であると解釈される。

引用文献

- Ando, A., Mita, N. and Terashima, S., 1987, 1986 : values for fifteen GSI rock reference samples, "Igneous rock series". *Geostandard Newsletter.*, 11, 159-166.
- 長谷 晃・門藤正幸・秀 敬, 1975: 岡山県井原市付近の弱変成古生層. 広島大学研報, 20, 1-20.
- ・西村祐二郎, 1979: 中国地方の緑色岩類. 地質雑, 85, 401-412.
- 早坂康隆, 1987: 西南日本内帯西部地域における中生代造構作用の研究. 広島大学研報, 27, 119-204.
- Hayasaka, Y., Maizuru Terrane. in Ichikawa, K. et al. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of I. G. C. P. Project 224, Osaka. 1990, 81-95.
- 早坂康隆, 1992: 京都府近江町地域夜久野北帯の Rb-Sr 年代とその意味. 日本地質学会第99年学術大会公演要旨, 227.
- 市川博之・酒井利啓・渡辺暉夫・飯泉 滋, 1987: ガラス円板を使った珪酸塩岩石中の微量元素の蛍光X線分析装置 (Rh 管球) による定量分析. 島根大学地質学研報, 6, 161-169.
- 市川浩一郎, 1984: 中国東部・日本列島の基盤構造の発展. 藤田和夫編著, アジアの変動帯, 223-238, 海文堂, 東京.
- Ishiga, H., Paleozoic radiolaria. in Ichikawa, K. et al. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of I. G. C. P. Project 224, Osaka. 1990, 285-295.
- 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ペルム系舞鶴層群の層序・構造, 特に酸性火山岩について. 島根大学地質学研報, 8, 61-71.
- ・———・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. 島根大学地質学研報, 9, 91-96.
- ・高松雅俊・滝川 卓・徳岡隆夫, 1988: 岡山県井原北西および金川地域の舞鶴層群の放散虫生層序. 島根大学地質学研報, 7, 39-48.
- 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, 32, 301-310.
- Kanmera, K. and Nishi, H., 1983: Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, TERRAPUB, Tokyo, 195-206.
- 小林英夫・渡辺暉夫・飯泉 滋, 1981: 珪酸塩岩石主成分元素の蛍光X線による全自動分析. 島根大理紀要, 15, 115-124.
- Koide, Y., 1986: Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 329-348.
- , Tazaki, K and Kagami, H., 1987: Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 82, 1-15.
- 小出良幸・佐野 栄・田崎耕市, 1988: 舞鶴帯オフィオライトの同位体岩石学. 日本地質学会第95年学術大会演旨, 225.

- Meschede, M., 1986 : A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y-diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Mullen, E. D., 1983 : MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 53-62.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973 : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined sing trace element analsis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979 : Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- , Harris, N. B. W. and Tingdel, A . G., 1984 : Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petr.* 25, 956-985.
- 佐野弘好・飯島康夫・服部弘道, 1987 : 中国山地中部秋吉帯古生層の層序. *地質雑*, 93, 865-880.
- 佐野 栄, 1992 : “夜久野オフィオライト”を構成する変ハンレイ岩の Nb 同位体組成. *日本地質学会第99年学術大会公演要旨*, 334.
- 菅田康彦, 1991 : 岡山県井原市北部地域における先ジュラ系の地帯構造区分とテクトニクス. 島根大学理学部地質学修士論文. (手記)
- , 1992 : 岡山県井原市北部地域における先ジュラ紀地帯の再検討. *日本地質学会第99年学術大会公演要旨*, 13.
- 田崎耕市・佐野 栄・加々美寛雄・西村祐二郎, 1989 : Nb と Sr の同位体組成からみた帝釈緑色岩の起源. *地質学論集*, 33, 69-80.
- 寺岡易司, 1985 : 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三疊系成羽層群について. *地質雑*, 65, 494-506.
- 徳岡隆夫・中 孝仁・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. *島根大学地質学研報*, 7, 49-68.
- 堤 昭人, 1991 : 岡山県南西部井原市周辺に分布する上部古生界の層序および地質構造の再検討. *地質雑*, 97, 197-216.