阿武隈変成帯，横川の同一露頭に見られる高压および 低压で安定な鉱物組合せ —— 変成史の解析

High-pressure and low-pressure mineral assemblages at the same
outcrop near Yokokawa, Abukuma metamorphic terrane, Japan
—— Evidence for unique metamorphic evolution

廣 井 美 邦 (Yoshikuni Hiroi)*

At the same outcrop near Yokokawa, Abukuma metamorphic terrane, occur high-grade lateritic and calc-silicate rocks. The lateritic rocks constitute a discrete block enclosed within calcite marble, whereas the calc-silicate rock is a thin layer intercalated between calcite marble and pelitic-psammitic gneiss.

Textures and compositions of minerals in the lateritic rocks suggest high-temperature loading and subsequent unloading. The characteristic mineral assemblages before loading, at the peak of loading and after unloading are hercynite+sillimanite, corundum+almandine and hercynite+sillimanite, respectively. The hercynite+sillimanite assemblage before loading is well preserved as inclusions in corundum and almandine porphyroblasts, and is texturally distinct from the similar mineral assemblage formed after unloading.

On the other hand, the calc-silicate rock shows no evidence for such a P-T history, and has mineral assemblages stable at high temperatures and low pressures, such as anorthite+wollastonite. In addition, decomposition of CO_2 -scapolite to anorthite and calcite suggests recrystallization upon cooling, which may have taken place coevally with the emplacement of the nearby Cretaceous plutons. The occurrence of wollastonite with calcite and quartz only in the major part of the calc-silicate rock suggests that X_{CO_2} of the fluid phase in the major part was lower than that in the marginal part (next to pelitic-psammitic gneiss) over a distance of a few mm during metamorphism.

I. はじめに

福島県古殿町の横川は，Urano and Kanisawa (1965)によって阿武隈変成帯から初めて記載された含十字石ラテライト質変成岩の産地の一つである。彼らの記載にもあるように，含十字石ラテライト質変成岩にはアルマンディンとともにコランダムが出現することがある。アルマンディン+コランダムは組合せは，十字石が単独で分解するほどの高温で，高压の条件で安定である。一方，この含十字石ラテライト質変成岩の岩塊を包有した大理石層とそれに累重する泥質ないし砂質変成岩層との境界部に5 cmほどの厚さの石灰珪質変成岩層があるが，そこでは珪灰石+灰長石の組合せが見られる(廣井，1986)。珪灰石+灰長石の組合せ

は高温ではあるが，比較的低压の条件で安定である。このように同一の露頭に矛盾する鉱物組合せが見られる。Hiroi and Kishi (1989)は阿武隈変成岩の受けた温度・圧力条件の時間的な変化を解析する際に，これらの鉱物組合せも重要な情報源になるとして簡単に記載している。小論では，これらの岩石をより詳しく記載し，いくつかの重要な鉱物反応とその経過を明らかにする。なお，小論で用いる鉱物名の省略形はことわらない限り，Kretz (1983)の提案によるものである。

II. 阿武隈変成帯の地質学的・岩石学的概要

阿武隈山地の御齊所-竹貫地域には，多数の白亜紀深成複合岩体(紫田・内海，1984；柴田・田中，1987；宮嶋・藤巻，1989)に貫入されながらも，変成岩が比較

* 千葉大学理学部地学教室
〒260 千葉市弥生町 1-33

(平成2年2月7日受付
平成2年3月29日受理)

的まとまって分布している。この阿武隈変成岩は岩相構成・地質構造等の違いから、東側の御所所変成岩と西側の竹貫変成岩とに区分される。御所所変成岩は主として細粒で片理の発達した塩基性岩と珪質岩からなり、少量の泥質岩や超塩基性岩などをともなう。Uchiyama (1984)は鉛同位体の研究から、御所所塩基性変成岩が海洋性玄武岩に由来する可能性が高いとした。また野原 (1989)と野原・廣井 (1989)は、低温部の比較的塊状で均質な御所所塩基性変成岩が主要、微量、希土類いずれの元素に関しても深海性ソレアイトに極めてよく似ていることを明らかにした。さらに佐藤・廣井 (1989)は、同じ試料のサマリウム-ネオジウム系での同位体組成も深海性ソレアイトに近いことを明らかにした。ところで御所所珪質変成岩はしばしば鉄とマンガンに富む薄層をともなうが、Hiroi *et al.* (1987)はそのような珪質変成岩からジュラ紀の放散虫化石を報告した。これらのことから、御所所変成岩はジュラ紀の海洋地殻上部を構成していた物質の変成したものと考えられる。一方、竹貫変成岩は中-粗粒の泥質ないし砂質の片麻岩を主とし、少量の大理石、ラテライト質岩、塩基性岩などをともなう。原岩の形成時代は不明であるが、主として大陸地殻に由来する物質の変成したものと考えられる。したがって阿武隈変成岩は、原岩形成場の異なる別個の地質体が合体し、ジュラ紀末ないし白亜紀初期に一緒に変成したものといえよう。

阿武隈変成岩は少なくとも2度の変形作用を受けている(梅村, 1979; Faure *et al.*, 1986; Hiroi and Kishi, 1989)。早期の変形作用は御所所変成岩の竹貫変成岩上への衝上にとともなうものである。それは主に御所所変成岩の、ほぼ南北方向の軸をもった折り畳み褶曲や顕著な線構造として認められるが、御所所変成岩近傍の竹貫変成岩にも複雑な褶曲構造として認められる。後期の変形作用は、鮫川岩体や端岩体*とよばれる白亜紀深成複合岩体の突き上げによるものである。竹貫変成岩はこれらの深成複合岩体を核とする半ドーム状構造を示す。

Miyashiro (1958, 1961)は塩基性変成岩に見られる連続的な鉱物変化から、御所所-竹貫地域をA, B, Cの三つの鉱物帯に分帯した。A帯(緑色片岩相)とB帯(角閃岩相低温部)は御所所変成岩の分布域である。C帯(角閃岩相高温部)は主として竹貫変成岩の分布域

であり、泥質片麻岩には珪線石+カリ長石の組合せが普通に見られる。

III. 露頭位置、野外の産状および岩石記載

Fig. 1に問題の横川の露頭の位置を示す。図から明らかなように、この露頭は竹貫変成岩の分布域で、Miyashiro (1958, 1961)のC帯の中にあるが、御所所変成岩と竹貫変成岩との境界にごく近い。またUrano *et al.* (1974), Urano (1977)や廣井・岸 (1989), Hiroi and Kishi (1989)によって記載された、残晶状の十字石や藍晶石を含む泥質片麻岩の産出地点(大作)にも近い。

露頭では白色・粗粒の大理石層に、5 cmほどの厚さの石灰珪質変成岩層をはさんで、泥質ないし砂質の変成岩層が整合的に累重している様子が見られる。また大理石層の中には、ラテライト質変成岩がレンズ状の岩塊として包有されているのが観察される。

ラテライト質変成岩についてはUrano and Kanisawa (1965)が記載しているもので、ここではその補足にとどめる。横川では、現在、ラテライト質変成岩の岩塊は一つしか見られない。しかしそれは不均質なので、四ヶ所からサンプルを採集した。これらのサンプルの構成鉱物とそのおよその量比をTable 1に示した。一般に、ラテライト質変成岩には連晶した珪線石とスピネルが多量に出現し(Fig. 2a)、それらと斜長石、イルメナイトなどによって構成されたマトリックスの中に1 cmを越す大きさのザクロ石斑状変晶が散在している。しかし比較的多量のコランダムあるいはザクロ石とともにスピネル、黒雲母、斜長石、イルメナイト(および局所的に珪線石)によって構成されているものもある(サンプルHZ217A, B)。

十字石は多くの場合、ザクロ石斑状変晶中の包有物として少量出現するにすぎないが(Fig. 2b)、まれにマトリックスを構成する斜長石中の包有物か珪線石とスピネルの集合体内部の残晶状結晶としても産出する。ザクロ石に包有された十字石も珪線石やスピネルに部分的に置換された組織を示すことが多いが、一般にその程度は小さく、ときには自形で置換された形跡のほとんどないものもある。ザクロ石は組織から大きく二つのタイプに分けられる。一方は少量の十字石やイルメナイトを含むことはあるが、あまり包有物の多くないものである。他方は包有物(特に珪線石(フィブ

* Maruyama (1978)と丸山 (1979)は鮫川岩体に対して669 Maとか439 Maといった古いRb-Sr全岩年代値を報告している。しかし最近の柴田・田中 (1987), Hiroi *et al.* (1987), 宮嶋・藤巻 (1989)の研究から、これらの年代値には疑問があるので、ここでは白亜紀のものとする。

Fig. 1. Map showing localities of metamorphosed lateritic rocks near Takanuki; parts of 1:25,000 maps of "Takanuki" and "Iwaki-shinjuku" published from Geographical Survey Institute of Japan. Localities of relict staurolite and/or kyanite-bearing pelitic gneisses and the inferred boundary between the Gosaisyo and Takanuki Series are also shown after Hiroi and Kishi (1989) and unpublished data of Goto. The sample with asterisk is a metamorphosed calc-silicate rock.

ライト))に富むもので、あたかもフィブrolait (とイルメナイトとスピネル)の集合体をオーバープリントして成長したような組織を示す (Figs. 2c, e, f)。これら二つのタイプのザクロ石は別個の斑状変晶となっていることが多いが、一つの斑状変晶の中で移化することもある。ところで Uruno and Kanisawa (1965) は、十字石とザクロ石の包有物として少量の石英が出現することがあると報告している。しかし著者の EPMA 分析を含めた観察では、石英は見いだされなかった。後に示す化学組成上の特徴からも、少なくとも十字石が石英と共存することはないと考えられる。また Uruno and Kanisawa (1965) は、ザクロ石とコランダムが共存する例を報告してはいるが、それらの関係については特に言及していない。彼らが記載しているように、コランダムは多くの場合、周辺から珪線石やスピネルに置換されかかった残晶状である (Fig.

2d)。しかし多数の薄片を顕鏡すると、ザクロ石と直接に接しているものも見られる (Figs. 2e, f)。また前述したように、一部の岩石では主要構成物として出現している。コランダムにもザクロ石と同様に、イルメナイトとともにフィブrolaitあるいはスピネル、時には両方が多数包有されていることがある (Figs. 2c, e, f)。注目に値するのは Fig. 2f に示したように、直接に接したザクロ石とコランダムに包有されている珪線石の配列が両者の粒界をまたいで連続する場合があることである。このような組織は、コランダム+ザクロ石の組合せが珪線石 (とスピネルとイルメナイト) の集合体をオーバープリントして成長したことを示唆している。斜長石、黒雲母、イルメナイト、リン灰石、ジルコンはサンプルによってモードは異なるが、普通に出現する。この他に、産状から明らかに二次的と考えられる緑泥石、白雲母などが少量出現することがある。

以上のような各鉱物の産状から、一般的なラテライト質変成岩では、現在、

(L-1) 珪線石+ザクロ石+スピネル+黒雲母
+斜長石+イルメナイト±十字石

の組合せが安定であり、コランダムは残晶と考えられる。ところが前述したように、十字石を欠き、コランダムがスピネルとともに主要構成物として出現する部

分(HZ217A)がある。そこでは現在、

(L-2) コランダム+スピネル+珪線石+黒雲母
+斜長石+イルメナイト

が安定と考えられる。この鉱物組合せが見られる部分では、ザクロ石が斜長石の包有物として少量出現し、残晶であることを示している。このザクロ石にコランダムやスピネルが包有されていることもある。さらに別

Table 1. Constituent minerals of metamorphosed lateritic rocks from Yokokawa

Mineral	Crn	Sp	Ilm	Sil	St	Grt	Bt	Pl	Ap	Zrn	Chl*	Ms*	Cal*
85080901A	+	++	+	++		++	+	+	-	+	+	+	
85080901B	+	++	+	++	+	++	+	++	+	+	+	+	+
HZ217A	++	++	+	+		(+)	++	+	+	+	+	+	+
HZ217B	(+)	++	+			++	++	++	+	+	+	+	+

++ > 5 modal %; + < 5 modal %;
 (+) occurs as inclusions in plagioclase or garnet (see text).
 * secondary minerals

の部分 (HZ217B) では、

(L-3) ザクロ石+スピネル+黒雲母+斜長石
 +イルメナイト

の組合せが見られる。ザクロ石の中にはコランダムが包有物として少量出現するが、残晶であろう。

石灰珪質変成岩は淡緑灰色・塊状であるが、層理面に平行な縞状構造が普通に見られる。泥質ないし砂質変成岩に接した1mm程度の厚さの部分（以下、泥質ないし砂質変成岩との接触部とよぶ）とそれに続く1ないし2mmの厚さの部分（以下、石灰珪質変成岩縁部とよぶ）は、それ以外の部分（以下、石灰珪質変成岩主要部とよぶ）とは鉱物の組合せや化学組成が異なる。

泥質ないし砂質変成岩との接触部は主として単斜輝石、斜長石、カリ長石、石英によって構成されており、少量の角閃石、緑簾石、クサビ石をとまう (Fig. 3a)。単斜輝石は角閃石によって部分的に置換された産状を示すことがある。しかし角閃石には、単斜輝石から独立した自形粒もある。斜長石は屈折率の高い部分と低い部分とが混在した不均質粒であることが多く、しかも屈折率の高い部分はしばしば緑簾石に部分的に置換

されている。泥質ないし砂質変成岩との接触部での平衡な鉱物組合せは

(C-1) 単斜輝石+普通角閃石+斜長石
 +カリ長石+石英+クサビ石

であり、緑簾石と一部の角閃石は二次的なものと考えられる。

石灰珪質変成岩縁部は主として等粒状の単斜輝石、柱石、方解石とより粗粒のカリ長石、石英によって構成されており、少量のクサビ石をとまう (Fig. 3b)。斜長石も珪灰石も出現しない。石灰珪質変成岩縁部での平衡な鉱物組合せは

(C-2) 単斜輝石+柱石+カリ長石+石英
 +方解石+クサビ石

である。

石灰珪質変成岩主要部は主として単斜輝石、珪灰石、斜長石、カリ長石、石英によって構成されており、少量の方解石、柱石、ザクロ石、クサビ石、緑簾石、不透明鉱物を伴う。単斜輝石は数mm大の半自形から他形粒である。珪灰石は多片双晶をした柱状結晶として普通に出現する。特筆に値するのは、大部分の斜長石粒が多量の細粒方解石をミルメカイト状に含んでいることである (Figs. 3c, d, e)。しかし、包有物をほとんど含まないものもある (Fig. 3f)。斜長石に包有された細粒のものは別に、もっと粗粒の方解石も少量ではあるが出現し、石英と直接に接することがある。柱石はまれで、斜長石などの中に少量出現するにすぎない (Fig. 3e)。この柱石や斜長石を包むように、フィルム状のザクロ石が産出することがある (Figs. 3c, d, e)。

Fig. 2. Photomicrographs of metamorphosed lateritic rocks from Yokokawa.

- Intergrowths of sillimanite and spinel in the matrix of *Sp. 85080901A*. Plane-polarized light.
- Staurolite inclusions in garnet, showing partial replacement by sillimanite and spinel (black) in *Sp. 85080901A*. Plane-polarized light.
- Garnet and corundum porphyroblasts with abundant inclusions of sillimanite (fibrous mineral) in *Sp. 85080901B*. Note that sillimanite occurs mainly as inclusions in these minerals in this part of the specimen. Plane-polarized light.
- Corundum relics extensively replaced by sillimanite and spinel in *Sp. 85080901A*. In this case, corundum is not in direct contact with garnet. Small amount of biotite is also present, being intergrown with sillimanite. Plane-polarized light.
- Interlocking corundum and garnet porphyroblasts in *Sp. 85080901B*. Note that corundum contains ilmenite and spinel inclusions (black minerals) while garnet is rich in ilmenite and sillimanite (fibrolite) inclusions. Plane-polarized light.
- Corundum and garnet in direct contact with each other in *Sp. 85080901B*. Note that both corundum and garnet contain abundant sillimanite (fibrous mineral) inclusions and that the inclusion trails continue from corundum to garnet, crossing the grain boundary. Plane-polarized light.

またごくまれに、斜長石を部分的に置換した緑簾石が出現することがある。カリ長石と石英は数 mm までの大きさの結晶として比較的少量に出現する。石灰珪質変成岩主要部の平衡な鉱物組合せは

(C-3) 単斜輝石+珪灰石+斜長石+柱石
+カリ長石+石英+方解石+クサビ石

であり、ザクロ石や緑簾石は二次鉱物と考えられる。

IV. 鉱物の化学組成

横川産のラテライト質変成岩と石灰珪質変成岩を構成する鉱物の EPMA 分析値を Tables 2-6 に示す。EPMA 分析には千葉大学理学部のエネルギー分散型の機器（日立電子顕微鏡 S550+ケヴェックス X 線分析システム）と国立極地研究所の波長分散型の機器（JEOL-733）とを用いた。

Table 2. Representative EPMA analyses of corundum and ilmenite

Mineral	corundum				ilmenite			
Sp. No.	85080 901A	85080 901B	HZ217 A	HZ217 B	85080 901A	85080 901B	HZ217 A	HZ217 B
TiO ₂	tr	tr	tr	tr	52.29	52.53	51.49	52.55
Al ₂ O ₃	98.31	99.48	98.39	100.50	tr	0.04	tr	-
Cr ₂ O ₃	0.26	-	0.12	0.05	0.09	-	0.05	tr
Fe ₂ O ₃ *	0.61	0.68	0.91	0.29				
FeO**					47.30	48.27	47.25	47.07
MnO	-	tr	-	-	0.08	0.11	0.82	0.27
MgO	-	-	-	-	0.07	0.07	tr	0.37
total	99.18	100.24	99.42	100.84	99.83	101.02	99.61	100.26
O	3	3	3	3	6	6	6	6
Ti	tr	tr	tr	tr	1.991	1.981	1.972	1.987
Al	1.989	1.991	1.987	1.996	tr	0.002	tr	-
Cr	0.004	-	0.002	0.001	0.004	-	0.002	tr
Fe*	0.008	0.009	0.012	0.004				
Fe**					2.003	2.024	2.012	1.980
Mn	-	tr	-	-	0.004	0.005	0.035	0.011
Mg	-	-	-	-	0.005	0.005	tr	0.027
total	2.001	2.000	2.001	2.001	4.015	4.017	4.012	4.005

* total Fe as Fe₂O₃

** total Fe as FeO

コランダムおよびイルメナイト：これらの鉱物はラテライト質変成岩に出現する。これらの鉱物の Fe₂O₃ 含有量は低く、比較的低い酸素分圧下で結晶化したことを示唆している。

スピネルおよび十字石：これらの鉱物はラテライト質変成岩に出現するが、それらの組成はサンプルによって、また同一サンプル内でも粒によって変動する。この傾向は特にザクロ石中の十字石とそれを部分的に置換した産状のスピネルに顕著である。スピネルは7ないし22%のスピネル成分と少量のクロマイト、ガーナイト、磁鉄鉱成分を固溶したヘルシナイトである。磁鉄鉱成分の含有量が低いことは、低い酸素分圧下で形成されたことを示唆している。十字石は比較的まれに

出現するにすぎず、多くの場合スピネル、珪線石、ザクロ石に置換されかけた残晶状であるが、Zn 含有量は低い。他の変成帯の角閃岩相低温部で、石英と共存するものに比べて、Si と二価の金属に乏しく Al に富んでいて、シリカに不飽和な岩石中のものとしての特徴をもっているといえよう。共存するスピネル、十字石、ザクロ石間の Mg と Fe の分配値は十字石とその分解生成物とがアゼオトロップの関係にあること（廣井, 1987）を、またスピネルと珪線石による置換の程度と組成の関係は十字石の高温安定限界に対する Ti や Al などの従来あまり重要視されなかった元素が大きな効果をもっていることを示唆しているが、これらの点については他のデータを加えて別の機会に論証する。

Fig. 3. Photomicrographs of metamorphosed calc-silicate rock from Yokokawa (Sp. 84081508).

- Clinopyroxene and associated minerals in the boundary part between the calc-silicate rock and pelitic-psammitic gneiss. Hornblende is also present elsewhere. Plane-polarized light.
- Equigranular calcite, clinopyroxene and scapolite with coarser-grained quartz in the marginal part of calc-silicate rock. K-feldspar and sphene are also present. Plane-polarized light.
- Plagioclase containing abundant calcite inclusions in the major part of calc-silicate rock. Note that plagioclase is rimmed by garnet film. Plane-polarized light.
- Ditto. Crossed nicols.
- Scapolite and calcite inclusion-rich plagioclase associated with clinopyroxene, quartz and wollastonite in the major part of calc-silicate rock. Both plagioclase and scapolite are surrounded by garnet rim. Plane-polarized light.
- Two types of plagioclase; one is rich in calcite inclusions and the other free of inclusions. Garnet rim is not present in this case. Plane-polarized light.

Table 3. Representative EPMA analyses of spinel and staurolite

Sp. No.	in matrix						inclusions in garnet					
	89080 901A		89080 901B	HZ217 A	HZ217 B	85080 901A		85080 901B	HZ217 A	HZ217 B		
	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	St(1)-Spl(1)	St(2)	St	Spl	Spl	
Mineral	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	St(1)-Spl(1)	St(2)	St	Spl	Spl	
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	26.29	-	26.26	26.07	-	-
TiO ₂	0.09	tr	-	0.04	tr	-	0.49	-	0.75	0.83	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	52.16	56.85	57.63	57.16	57.62	58.53	57.18	58.16	56.39	54.86	56.90	58.87
Cr ₂ O ₃	5.43	1.30	0.28	0.61	0.48	0.12	0.18	0.70	0.27	0.16	1.34	0.08
FeO*	38.97	38.69	38.62	38.85	38.75	36.60	13.57	37.30	13.79	14.12	34.49	35.13
MnO	tr	tr	0.05	0.09	0.13	0.19	-	-	-	0.11	0.13	tr
MgO	1.97	1.95	2.04	1.97	2.72	3.85	0.88	1.63	1.22	1.55	3.87	5.30
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.53	-	-	-	-
ZnO	1.30	1.27	1.34	0.86	0.22	0.20	0.23	1.49	tr	0.37	0.26	0.74
total	99.92	100.06	99.96	99.58	99.70	99.49	98.83	99.82	98.69	98.07	100.04	100.17
O	4	4	4	4	4	4	46	4	46	46	4	4
Si	-	-	-	-	-	-	7.223	-	7.232	7.262	-	-
Ti	0.002	tr	-	0.001	tr	-	0.102	-	0.155	0.174	0.001	0.001
Al	1.803	1.928	1.950	1.943	1.939	1.958	18.512	1.972	18.306	18.016	1.905	1.939
Cr	0.126	0.030	0.007	0.014	0.011	0.003	0.039	0.016	0.060	0.035	0.031	0.002
Fe*	-	-	-	-	-	-	3.117	-	3.176	3.289	-	-
Fe(3+)**	0.066	0.040	0.044	0.041	0.050	0.041	-	0.012	-	-	0.064	0.057
Fe(2+)**	0.890	0.889	0.883	0.896	0.876	0.828	-	0.886	-	-	0.827	0.764
Mn	tr	tr	0.002	0.002	0.003	0.005	-	-	-	0.025	0.003	tr
Mg	0.086	0.084	0.087	0.085	0.116	0.163	0.359	0.070	0.502	0.645	0.164	0.221
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0.012	-	-	-	-
Zn	0.029	0.027	0.029	0.018	0.004	0.004	0.047	0.032	tr	0.076	0.006	0.016
total	3.002	2.998	3.002	3.000	2.999	3.002	29.399	3.000	29.431	29.522	3.001	3.000
hc	80.1	85.8	86.1	86.1	85.0	81.1	-	87.4	-	-	78.8	74.0
sp	8.6	8.4	8.7	8.4	11.6	16.3	-	7.0	-	-	16.4	22.1
chr	5.6	1.3	0.3	0.6	0.5	0.1	-	0.7	-	-	1.2	0.8
gah***	2.8	2.7	2.9	1.8	0.5	0.4	-	3.2	-	-	0.6	1.5
Ni****	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	-	-
mag	2.9	1.8	2.0	1.9	2.2	1.7	-	0.5	-	-	2.6	2.2
Mg/Mg+Fe*	0.083	0.083	0.086	0.083	0.111	0.158	0.103	0.072	0.137	0.164	0.156	0.212

* total Fe as FeO

** calculated assuming perfect stoichiometry

*** Zn-spinel

**** Ni-spinel

ザクロ石：ラテライト質変成岩中のザクロ石は8ないし19%のパイロブ成分と少量のスペッサルティン、グロッシュラー成分を固溶したアルマンディンである。1 cm以上の大きさの斑状変晶として出現しているが、組成的にはほぼ均質である。しかし詳しく見ると、特に包有物に乏しいタイプの斑状変晶では、リムに比べて中心部の方がスペッサルティン成分に富み、またリムに向かってMg/(Mg+Fe)比が系統的に減少する傾向が認められ、結晶成長時に形成された組成累帯構造を保存していると考えられる。この点は、付近の泥質片麻岩中のザクロ石斑状変晶が結晶成長時の組成累帯構造をよく保存していること(Hiroi and Kishi, 1989)と調和的である。リムの組成は接している鉱物により多少変動する。一方、石灰珪質変成岩主

要部の斜長石や柱石を包むフィルム状のザクロ石は、少量のアンドラダイトとアルマンディン成分を固溶したグロッシュラーである。

輝石および珪灰石：これらの鉱物は石灰珪質変成岩に出現する。輝石はNaもAlもほとんど含まないサーライトである。ただし、石灰珪質変成岩主要部に出現するものと石灰珪質変成岩縁部や泥質ないし砂質変成岩との接触部に出現するものとはMg/(Mg+Fe)比が異なり、前者の方が高い。珪灰石は理想式に近い組成をもち、FeもMnもほとんど含んでいない。

長石および柱石：ラテライト質変成岩には多かれ少なかれ斜長石が出現するが、その組成はオリゴクレスないしアンデシンである。一部の岩石(HZ217B)には斑状変晶状の斜長石も見られ、それにはリムに向

Table 4. Representative EPMA analyses of garnet

Rock type	lateritic rock									calc-silicate			
	85080901A			85080901B			HZ217A			HZ217B		84081508	
Sp. No.	core	mantle	rim	core	rim	rim	core	mantle	rim	core	rim	Pl	Scp
Next Min.	St, Spl	St, Spl	Si1	Pl	Pl	ilm	Crn, Spl	Pl	Pl	Bt	Bt		
SiO ₂	37.24	36.71	36.64	37.92	37.60	37.47	36.85	36.77	36.87	37.48	37.13	39.27	39.19
TiO ₂	-	tr	0.06	0.05	-	tr	0.06	-	-	-	0.05	0.04	tr
Al ₂ O ₃	20.73	20.92	20.34	20.96	20.96	20.93	21.07	20.84	20.53	21.22	21.00	21.22	21.25
Cr ₂ O ₃	-	0.04	0.08	-	-	0.06	tr	0.08	0.08	0.07	0.12	tr	-
FeO*	38.34	37.20	38.53	35.42	36.35	36.63	35.47	36.35	36.57	33.66	34.57	2.83	3.19
MnO	0.66	0.52	0.23	0.86	1.00	0.62	2.39	0.79	1.37	0.59	0.64	0.21	0.17
MgO	2.60	2.53	2.04	3.27	2.90	2.64	3.42	3.33	3.27	4.82	4.31	tr	0.06
CaO	1.40	1.31	1.58	2.37	1.75	2.55	0.84	1.06	0.83	2.02	2.49	35.20	35.43
total	100.97	99.23	99.50	100.85	100.56	100.90	100.10	99.22	99.52	99.86	100.31	98.77	99.29
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.995	2.993	3.000	3.017	3.013	2.999	2.972	2.988	2.996	2.985	2.966	3.001	2.983
Ti	-	tr	0.003	-	0.003	-	tr	0.004	-	-	0.003	0.002	tr
Al	1.964	2.010	1.963	1.966	1.980	1.974	2.003	1.996	1.966	1.992	1.978	1.911	1.906
Cr	-	0.002	0.005	-	-	0.004	tr	0.005	0.005	0.005	0.007	tr	-
Fe*	2.579	2.536	2.638	2.357	2.436	2.452	2.393	2.470	2.485	2.242	2.310	0.088	0.126
Fe(3+)**												0.092	0.077
Fe(2+)**												0.014	0.011
Mn	0.045	0.036	0.016	0.058	0.068	0.042	0.163	0.054	0.094	0.040	0.043	tr	0.007
Mg	0.312	0.307	0.249	0.388	0.346	0.315	0.411	0.403	0.396	0.573	0.513	tr	0.007
Ca	0.121	0.114	0.138	0.202	0.150	0.219	0.072	0.092	0.073	0.173	0.213	2.883	2.889
total	8.016	7.998	8.012	7.991	7.993	8.005	8.018	8.008	8.015	8.010	8.033	7.991	7.999
alm	84.4	84.7	86.7	78.4	81.2	81.0	78.7	81.8	81.5	74.0	75.0	3.1	2.6
pyp	10.2	10.3	8.2	12.9	11.5	10.4	13.5	13.3	13.0	18.9	16.7	tr	0.2
sps	1.5	1.2	0.5	1.9	2.3	1.4	5.4	1.8	3.1	1.3	1.4	0.5	0.4
grs	4.0	3.8	4.5	6.7	5.0	7.2	2.4	3.0	2.4	5.7	6.9	91.7	90.8
adr												4.6	6.0
Mg/Mg+Fe*	0.108	0.108	0.086	0.141	0.124	0.114	0.147	0.140	0.137	0.203	0.182		

* total Fe as FeO

** calculated assuming perfect stoichiometry

かって灰長石成分が増加するような累帯構造が認められる。一方、石灰珪質変成岩主要部に出現する斜長石は、4ないし6%のアルバイト成分を固溶した灰長石である。詳しく調べると、方解石の包有物に富むものはそうでないものに比べて、アルバイト成分に富む傾向が認められる。泥質ないし砂質岩との接触部に出現する斜長石の、高屈折率の部分は58ないし73%の灰長石成分を含んでいるが、低屈折率の部分は33%程度の灰長石成分を含むにすぎない。石灰珪質変成岩に出現するカリ長石は2ないし5%のアルバイト成分を含む。石灰珪質変成岩の主要部と縁部に産出する柱石は異なる鉱物組合せにもかかわらず、その組成はほとんど変わらない(Fig. 4)。これらの柱石にはClもSもほとんど含まれておらず、CO₃柱石であることを示している。柱石の固溶体関係はEvans *et al.* (1969)によって論じられているが、横川産の柱石は斜長石と同様のNaSi₂=CaAl置換で表される部分にある(Fig. 4)。

その他の鉱物：ラテライト質変成岩には多かれ少なかれ黒雲母が出現する。その組成は粒によって大きく

変動する。一般に、斜長石に包有されたものが高圧でも高いTi含有量とともにも低いMg/(Mg+Fe)比を示す。石灰珪質変成岩には微量の硫化鉄鉱物(黄鉄鉱?)を除くと不透明鉱物は出現せず、代わりにクサビ石が産出する。クサビ石には3wt%程度のAl₂O₃が含まれている。

V. 考 察

一般的なラテライト質変成岩にはコランダムがなかったり、あっても珪線石やヘルシナイトに置換された残晶になっており、現在、(L-1)の珪線石+アルマンディン+ヘルシナイト+黒雲母+斜長石+イルメナイト+十字石の組合せが安定と考えられる。しかしある部分(HZ217A)では十字石はまったく出現せず、コランダムがヘルシナイトとともに主要鉱物として出現する。この場合には、(L-2)のコランダム+ヘルシナイト+珪線石+黒雲母+斜長石+イルメナイトの組合せが安定と考えられる。HZ217Bに見られる(L-3)の鉱物組合せは(L-1)の組合せの部分組合せである。

Table 5. Representative EPMA analyses of feldspar and scapolite

Rock type	lateritic rock					calc-silicate rock						
Sp. No.	85080 901A	85080 901B	HZ217 A	HZ217B		84081508						
				core	rim	major part	marginal part			major part	margin part	
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs ^{1/2}	Scp	Scp	
SiO ₂	60.04	60.07	61.39	58.73	57.46	43.35	48.97	59.14	63.97	43.44	43.52	
Al ₂ O ₃	24.88	25.20	23.02	26.07	26.60	35.42	31.58	25.08	17.82	27.53	27.40	
FeO*	0.17	-	tr	tr	0.12	0.07	tr	0.12	tr	0.06	0.07	
CaO	6.45	7.53	4.96	7.42	8.22	19.03	14.74	6.92	-	18.15	18.38	
Na ₂ O	8.30	5.57	9.04	7.65	7.16	0.52	2.86	7.41	0.56	2.55	2.76	
K ₂ O	0.04	0.09	0.03	0.07	0.04	0.04	0.04	0.28	14.71	0.38	0.07	
total	99.88	100.46	98.44	99.94	99.60	98.43	98.19	98.95	97.11	92.11	92.20	
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	(Si+Al=12)		
Si	2.679	2.668	2.765	2.624	2.584	2.037	2.272	2.665	3.021	6.870	6.890	
Al	1.308	1.319	1.222	1.373	1.410	1.961	1.727	1.332	0.992	5.130	5.110	
Fe	0.006	-	tr	tr	0.005	0.003	tr	0.005	tr	0.007	0.008	
Ca	0.308	0.359	0.240	0.355	0.396	0.958	0.733	0.334	-	3.074	3.118	
Na	0.718	0.652	0.790	0.663	0.624	0.047	0.257	0.648	0.051	0.784	0.848	
K	0.003	0.005	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.016	0.886	0.077	0.015	
total	5.022	5.003	5.019	5.019	5.021	5.005	4.992	5.000	4.952	15.942	15.989	
EqAn										71.0	70.3	

* total Fe as FeO

Fig. 4. Compositions of scapolite in the metamorphosed calc-silicate rock from Yokokawa.

Table 6. Representative EPMA analyses of biotite, clinopyroxene, wollastonite, sphene and calcite

Rock type	lateritic rock						calc-silicate rock				
Sp. No.	85080901A		85080901B		HZ217A HZ217B		84081508				
Mineral	Bt						clinopyroxene		Wo	Spn	Cal
Next Min.	Spl	Pl	Spl	Pl	Spl	Pl	major part	margin part	major part	major part	major part
SiO ₂	32.19	33.99	33.54	35.09	32.16	35.85	51.33	50.42	50.64	29.56	-
TiO ₂	1.97	3.29	1.55	3.34	1.32	1.60	-	0.04	-	35.45	-
Al ₂ O ₃	20.80	18.66	21.39	18.49	21.46	17.59	0.45	0.51	tr	3.06	-
Cr ₂ O ₃	0.08	0.58	-	0.59	0.04	0.28	0.06	0.08	tr	0.09	-
FeO*	22.89	24.95	23.64	22.97	19.38	17.96	13.57	15.83	0.20	0.27	0.37
MnO	-	tr	-	0.06	tr	0.13	0.54	0.41	0.15	tr	0.20
MgO	5.91	5.25	5.79	7.10	10.25	12.45	9.39	8.22	tr	tr	0.07
CaO	-	-	-	-	-	-	24.02	23.19	47.89	27.17	54.89
Na ₂ O	0.21	0.05	0.11	0.17	0.34	0.15	0.08	0.15	-	-	-
K ₂ O	9.17	8.91	9.05	8.81	7.96	9.42	-	-	-	-	-
total	93.22	95.68	95.07	96.62	92.91	95.43	99.44	98.85	98.88	95.60	55.53
O	22	22	22	22	22	22	6	6	6	10	6
Si	5.122	5.301	5.215	5.353	5.011	5.425	1.985	1.981	1.986	2.006	-
Ti	0.236	0.386	0.181	0.383	0.154	0.182	-	0.001	-	1.809	-
Al	3.902	3.430	3.919	3.324	3.941	3.138	0.020	0.024	tr	0.244	-
Cr	0.010	0.072	-	0.071	0.005	0.034	0.002	0.003	tr	0.005	-
Fe*	3.046	3.255	3.073	2.931	2.525	2.273	0.439	0.520	0.006	0.015	0.031
Mn	-	tr	-	0.008	tr	0.016	0.018	0.014	0.005	tr	0.017
Mg	1.401	1.221	1.341	1.615	2.380	2.808	0.542	0.482	tr	tr	0.010
Ca	-	-	-	-	-	-	0.995	0.976	2.012	1.975	5.941
Na	0.063	0.015	0.034	0.051	0.101	0.044	0.006	0.012	-	-	-
K	1.861	1.773	1.794	1.714	1.581	1.818	-	-	-	-	-
total	15.651	15.453	15.557	15.450	15.698	15.738	4.007	4.013	4.009	4.079	5.999
Mg/Mg+Fe*	0.315	0.273	0.304	0.355	0.485	0.553	0.552	0.481	-	-	0.240

* total Fe as FeO

ところで、(L-1) から (L-3) の鉱物組合せをもつ部分はそれぞれコランダム、アルマンディン、コランダムを残晶として含んでいる。まず、この事実のもつ意味について考察する。ラテライト質変成岩は鉱物の化学組成やモードからも明らかのように、鉄とアルミナに著しく富んでおり (Urano and Kanisawa, 1965), FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O の 4 成分系によく近似される。Fig. 5 にこの系での組成-共生図と鉱物間の反応の一部を示した。(L-1) から (L-3) の鉱物組合せの違いは明らかに総化学組成の違いを反映しており、同時に、現在、珪線石+ヘルシナイトの組合せが安定であることを示している。この組合せは次の自由度 1 の反応式によって示されるように、コランダムとアルマンディンとの反応生成物に相当し、コランダム+アルマンディンの組合せよりも高温・低圧側で安定である (Bohlen *et al.*, 1986a, b; Fig. 5)。

この反応は固相-固相反応であり、流体相の圧力や組成変化に支配されないで、変成作用の温度・圧力条件を明らかにする上で重要である。(L-1)・(L-2) いずれの鉱物組合せも反応 (1) の右辺に相当しており、十字石が単独で分解するほどの高温で、比較的低い圧力条件下で安定なものである。横川のラテライト質変成岩中のアルマンディンやヘルシナイトには、少量ではあるが Fe 成分以外の成分も含まれているので、それらの成分の反応 (1) への効果を見積らなければならないが、次の式で与えられる $K_{P,T}$ の値が 1 の時は Fe 成分の反応曲線の位置とは変わらない。ただし、 a は各成分の活動度である。

$$K_{P,T} = \frac{(a_{\text{Alm}})(a_{\text{Crn}})^5}{(a_{\text{Hc}})^3(a_{\text{Sil}})^3}$$

Tables 3 と 4 から明らかのように、85080901A 中の共存するヘルシナイトとザクロ石の Fe 成分含有量は分

Fig. 5. Selected univariant reactions in the system $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Reactions relevant to the calc-silicate rock are also shown. ① Salje (1986), 2A Bohlen *et al.* (1986b), 2B and ③ Bohlen *et al.* (1986a), ④ Holdaway and Lee (1977), ⑤ Goldsmith and Newton (1977), ⑥ Ellis (1978), ⑦ Holdaway and Lee (1977), ⑧ Huckenholz *et al.* (1981), ⑨ Dutrow and Holdaway (1989). 2B is a calculated equilibrium boundary by Bohlen *et al.* (1986a) using the data of Robinson *et al.* (1982), whereas 2A is based on experiments (Bohlen *et al.*, 1986b). Vapor-absent reactions are shown by thick lines. The upper stability limit of staurolite in the absence of quartz is for reference only and may be strongly affected by additional components such as Al, Mg and Ti as well as by $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$.

析誤差の範囲で一致している。このため、スピネルとザクロ石に対して理想溶液を仮定する限り $K_{P,T}$ はほぼ1になり、この岩石における反応も Fig. 5 に示した Fe 端成分のものとはほぼ同じ条件でおこったことになる。したがって、最後に (L-1) の鉱物組合せが安定になったということは、最後に高温・低圧の条件下で再結晶したということである。一方、前述したように、現

在 (L-1) から (L-3) の鉱物組合せが安定と考えられる部分にはそれぞれコランダム、アルマンディン、コランダムが残晶として出現しており、ある時期にコランダム+アルマンディンの組合せが安定であったことを示している。すなわちラテライト質変成岩は一度、十字石が単独で分解しはじめる程の高温で高圧の条件下で再結晶し、その後低圧条件になって、珪線石+ヘル

シナイトの組合せへと再結晶したものと考えられる。この高温条件下での減圧は、付近の泥質片麻岩の研究からも明らかにされている(廣井・岸, 1989; Hiroi and Kishi, 1989)。部分によって残晶鉱物が異なるのは、それぞれの部分の総化学組成の違いでよく説明できる。例えば、現在(L-1)の鉱物組合せの安定な部分の総化学組成は組成-共生図の中で Sil-Alm-Hc と Sil-Alm-Crn の二つの小三角形の中にあるが、現在(L-2)の鉱物組合せが安定な部分の総化学組成は Sil-Hc-Crn と Alm-Hc-Crn の二つの小三角形の中にあるということである。それでは、まれではあっても Figs. 2e, f に示したように、コランダムとザクロ石が反応しないで直接に接している場合があるのはなぜであろうか。1つの可能性は、85080901B では $X_{\text{Mg}}^{\text{Sil}} < X_{\text{Mg}}^{\text{Hc}}$ なので、減圧後もコランダムを含む鉱物組合せが安定ということである。あるいは、反応を促進させるような流体が局所的に不足していたのかもしれない。南極の輝石グラニュライト相地域から、コランダムが石英と直接に接している例も報告されている(Motoyoshi and Matsueda, 1987)。

現在(L-1)の鉱物組合せが安定な部分では残晶状の十字石が出現することがあるが、その十字石の部分分解によって直接に珪線石+ヘルシナイト+ザクロ石の組合せが形成された様子が見られる(例えば, Fig. 2b)。このことは、珪線石+アルマンディン+コランダムが安定な高圧条件の時にも十字石が存在していたことを意味し、さらに減圧時に多少の温度増加があったことを示唆している。一部の十字石は Mg ばかりでなく Ti や Al などの固溶体効果による安定化と、局所的な水の分圧の違い(廣井・岸, 1989)によって最後まで残存しえたのであろう。

ところで岩石記載のところで詳しく述べたように、現在の安定な鉱物組合せが(L-1)であろうと(L-2)であろうと(L-3)であろうと、コランダムやアルマンディン斑状変晶の中に、包有された十字石から直接に形成されたものとは考えられない珪線石やヘルシナイトが包有されているのが観察される(Figs. 2e, f)。この事実は、高圧条件で安定なコランダム+アルマンディンの組合せが既存の珪線石+ヘルシナイトの組合せ(これも、もともとは十字石の分解によって形成されたのであろうが)から形成されたことを示唆している。すなわち、変成条件が珪線石+ヘルシナイトの組合せの安定な低圧の条件からコランダム+アルマンディンの組合せの安定な高圧条件へと移り変わるような高温条件下での加圧があったことを示唆しているの

である。この点も付近の泥質片麻岩中のザクロ石斑状変晶の組成累帯構造の研究の結果(Hiroi and Kishi, 1989)と調和的である。

結局、ラテライト質変成岩中の鉱物の組織と組成は、十字石が単独で分解しはじめるほどの高温条件下で、圧力が低→高→低と変化したことを示唆しており、特に加圧前の変成条件についての重要な情報を有しているが、この点については別の機会に詳しく述べる。

一方、石灰珪質変成岩主要部に見られる安定な鉱物組合せは(C-3)の単斜輝石+珪灰石+灰長石+柱石+カリ長石+石英+方解石+クサビ石である。この内の珪灰石+灰長石という部分組合せは、 $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ の3成分系で自由度1の次の固相-固相反応式で示されるように、グロッシュラーと石英との高温・低圧側反応生成物に相当する(Fig. 5)。

横川産の灰長石には4ないし6%のアルバイト成分が含まれているので、その反応(2)に対する効果を考慮しなければならない。しかし Windom and Boettcher (1976) や Huckenholz *et al.* (1981) の実験によると、上述した程度の付加成分の効果はわずか(10度以下)であり、無視できる。一方、この岩石には少量ではあるがグロッシュラーも出現している。しかしそれは灰長石や柱石を周辺から置換したフィルム状の産状を示しているので、明らかに二次的に形成されたものである。したがって石灰珪質変成岩には、付近のラテライト質変成岩中のコランダム+アルマンディンの組合せで示されるような高圧条件は記録されていないことになる。なぜ記録されていないのかは反応のカイネティックスの問題である。

ところで石灰珪質変成岩主要部に出現する灰長石の大半はミルメカイト状に方解石を包有している。この灰長石の組織は次のほとんど圧力に影響されない固相-固相反応でよく説明される。

柱石と斜長石、方解石、石英との間の平衡関係は Goldsmith and Newton (1977) や Ellis (1978) によって実験的に研究されている (Fig. 5)。また Oterdoom and Gunter (1983) と Oterdoom and Wenk (1983) は天然の共存する CO_2 柱石と斜長石の共生関係を解析して、温度計を提案している。横川産の石灰珩質変成岩における反応 (3) の右辺への進行は明らかに温度降下に対応するが、Oterdoom and Gunter (1983) と Oterdoom and Wenk (1983) の温度計によると、最終的な平衡温度は約 600°C である。したがって最高温度はこれ以上であり、おそらく 700°C を越していたであろう。

斜長石を部分的に置換する緑簾石の形成は、次の加水反応が進んだ結果と考えられる。

石灰珩質変成岩では温度下降時に、おそらく外部から水の供給を受け、反応 (2) や (3) のような固相-固相反応も反応 (4) のような加水反応も進行しえたであろう。このような水の供給による後退変成作用は付近の深成岩体の貫入・固結時におこった可能性が高い。なぜなら、この時、付近の泥質片麻岩においてザクロ石とカリ長石から紅柱石と黒雲母をつくるような加水反応がおこったことが明らかにされているからである (岸, 1988; 廣井ら, 1989)。

次に、石灰珩質変成岩の主要部と縁部での鉱物の組合せや化学組成の違いの原因を考察する。もっとも重要な違いは珩灰石の有無である。主要部では珩灰石+石英+方解石の組合せが見られるのに対して、縁部では石英+方解石の組合せであり、かつて珩灰石が存在していたことを示唆するものは何もない。変成作用の温度・圧力条件が異なるとは考えられないので、これは流体相の組成の違いを反映している可能性が高い。すなわち縁部よりも主要部の方が二酸化炭素の分圧が低く、同時に次の反応によって緩衝されていたものと考えられる。

しかしなぜ縁部の方で二酸化炭素の分圧が相対的に高かったのかは不明である。一方、灰長石の有無や単斜輝石の組成の違いは原岩の総化学組成の違いを反映しているものと考えられる。

VI. 結 論

阿武隈変成帯の竹貫変成岩の分布域内に位置する横川の一露頭には、高温・高圧で安定な鉱物組合せ (ラテライト質変成岩中のコランダム+アルマンディン) と高温・低圧で安定な鉱物組合せ (ラテライト質変成岩の珩線石+ヘルシナイトと石灰珩質変成岩中の珩灰石+灰長石) の両方が見られる。これらの岩石を詳細に記載し、鉱物の共生関係の時間的な変化を解析した結果、付近の泥質片麻岩とほぼ同様に、竹貫変成岩が高温条件下で加圧され、後に減圧されたことを示唆していることが明らかになった。また石灰珩質変成岩中の鉱物組合せの違いは、変成作用時の流体相の組成が数 mm のオーダーで局所的に異なっていたことを示唆している。

謝 辞 本研究を行うにあたり、北海道開発局の岸 智氏には貴重なサンプル (HZ217A, B) をいただき、千葉大学の後藤淳一氏には御所変成岩と竹貫変成岩との境界について教えていただいた。またメーン州立大の E.S. Grew 博士には文献を教えていただいた。これらの方々に心から感謝する。なお、本研究では文部省の科学研究費補助金 (No. 01460061) を使ったことを銘記する。

引用文献

- Bohlen, S.R., Dollase, W.A. and Wall, V.J. (1986a), Calibration and application of spinel equilibria in the system $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *J. Petrol.*, **27**, 1143-1156.
- Bohlen, S.R., Dietz, J.M., Zec, C.P. and Governale, R.C. (1986b), Thermobarometer for corundum-bearing pelites. *Progr. 1986 Ann. Meet. Expos. Geol. Soc. Amer.*, **18**, 545.
- Dutrow, B.L. and Holdaway, M.J. (1989), Experimental determination of the upper thermal stability of Fe-staurolite+quartz at medium pressures. *J. Petrol.*, **30**, 229-248.
- Ellis, D.E. (1978), Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1271-1281.
- Evans, B.W., Shaw, D.M. and Haughton, D.R. (1969), Scapolite stoichiometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **24**, 293-305.
- Faure, M., Lalevée, F., Gusokujima, Y., Iiyama, J.-T. and Cadet, J.-P. (1986), The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif

- and its place in the structural framework of Japan. *Earth Planet. Sci. Let.*, **77**, 381-398.
- Goldsmith, J.R. and Newton, R.C. (1977), Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ - CaCO_3 - CaSO_4 . *Amer. Mineral.*, **62**, 1063-1081.
- 廣井美邦 (1986), 阿武隈山地, 横川産石灰珪質岩の鉱物共生, 昭和 61 年度三鉱学会講演要旨集, 137.
- 廣井美邦 (1987), Fe-Mg-Zn 十字石固溶体について, 岩鉱, **82**, 160-161.
- 廣井美邦, 岸 智 (1989), 阿武隈変成帯, 竹貫泥質片麻岩中の十字石と藍晶石, 岩鉱, **84**, 141-151.
- Hiroi, Y. and Kishi, S. (1989), P-T evolution of Abukuma metamorphic rocks in north-east Japan: metamorphic evidence for oceanic crust obduction. In *Evolution of Metamorphic Belts*, Geological Society Special Publication No. 43 (Daly, J.S., Cliff, R.A. and Yardly, B.W.D. Eds.), 481-485.
- 廣井美邦, 野原 壮, 岸 智 (1989), 阿武隈変成帯, 竹貫泥質片麻岩中の紅柱石の成因とその変成帯上昇過程への意味, 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 599.
- Hiroi, Y., Yokose, M., Oba, T., Kishi, S., Nohara, T. and Yao, A. (1987), Discovery of Jurassic radiolaria from acmite-rhodonite-bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 445-448.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M. (1977), Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- Huckenholz, H.G., Lindhuber, W. and Fehr, K.T. (1981), Stability relationships of grossular+quartz+wollastonite+anorthite 1. The effect of andradite and albite. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **142**, 223-247.
- 岸 智 (1988), 阿武隈変成帯, 竹貫変成岩の変成史, 千葉大学理学研究科修士論文 (MS).
- Kretz, R. (1983), Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Maruyama, T. (1978), Geochronological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *J. Min. Coll. Akita Univ.*, Ser. A, **3**, 53-102.
- 丸山考彦 (1979), 南部阿武隈高原の花崗岩類の Rb-Sr 同位体年代論, 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 523-558.
- 宮嶋 敏, 藤巻宏和 (1989), 南部阿武隈, 宮本岩体の Rb-Sr 年代, 平成元年度三鉱学会講演要旨集, 71.
- Miyashiro, A. (1958), Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. 2, **11**, 219-272.
- Miyashiro, A. (1961), Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Motoyoshi, Y. and Matsueda, H. (1987), Corundum+quartz association in Archean granulite-facies rock from Enderby Land, East Antarctica: Preliminary interpretation. *Proc. NIPR Sump. Antarct. Geosci.*, **1**, 107-112.
- 野原 壮 (1989), 阿武隈山地, 棚倉・塙地域の変成岩類の地質と変成作用, 千葉大学理学研究科修士論文 (MS).
- 野原 壮, 廣井美邦 (1989), 阿武隈変成帯にみられる塩基性岩の原岩について——全岩主・微量元素及び REE による考察——, 岩鉱, **84**, 118.
- Oterdoom, W.H. and Gunter, W.D. (1983), Activity models for plagioclase and CO_2 -scapolites—an analysis of field and laboratory data. *Amer. J. Sci.*, **283**-a, 255-282.
- Oterdoom, W.H. and Wenk, H.-R. (1983), Ordering and composition of scapolite: field observations and structural interpretations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 330-341.
- Robinson, G.R., Jr., Haas, J.L., Jr., Schafer, C.M. and Haselton, T.H., Jr. (1982), Thermodynamic and thermophysical properties of selected phases in the $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ and $\text{Fe-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ chemical systems with special emphasis on the properties of basalts and their mineral contents. *U.S. Geol. Surv. Open File Rept.*, 79-83.
- Salje, E. (1986), Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs. *Amer. Mineral.*, **71**, 1366-1371.
- 佐藤和彦, 廣井美邦 (1989), Sr, Nd 同位体からみた阿武隈変成帯御所変成岩中の塩基性岩と珪長質岩脈, 平成元年度三鉱学会講演要旨集, 70.
- 柴田 賢, 田中 剛 (1987), Nd・Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代, 岩鉱, **82**, 433-440.
- 柴田 賢, 内海 茂 (1984), 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代, 岩鉱, **78**, 405-410.
- Uchiyama, K. (1984), Tonalite complexes in the Abukuma axial metamorphic belt, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, **21**, 251-291.
- 梅村隼夫 (1979), 御所・竹貫地域の造構運動, 特に御所・竹貫変成岩の構造的縫合について, 日本

- 列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 491-511.
- Uruno, K. (1977), Staurolite and kyanite from river sands in the Abukuma plateau, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **83**, 385-393.
- Uruno, K. and Kanisawa, S. (1965), Staurolite-bearing rocks in the Abukuma metamorphic belt, Japan. *Chikyuu kagaku*, **81**, 1-12.
- Uruno, K., Kano, H. and Maruyama, T. (1974), An additional find of relic kyanite from the Gosai-sho-Takanuki metamorphic rocks of the Abukuma plateau. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 81-88.
- Windom, K.E. and Boettcher, A.L., (1976), The effect of reduced activity of anorthite on the reaction $\text{grossular} + \text{quartz} = \text{anorthite} + \text{wollastonite}$: a model for plagioclase in the earth's lower crust and upper mantle. *Amer. Mineral.*, **61**, 889-896.