

隠岐・島後の銚子・有木川流域に分布する 隠岐変成岩の岩相記載と変成履歴

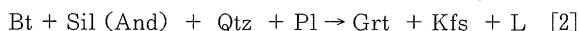
浜田耕一*・藤原奈都子**・角替敏昭***

Koichi HAMADA, Natsuko FUJIHARA, and Toshiaki TSUNOGAE
Petrography and P-T History of Oki Metamorphic Rocks
from Choshi and Araki Areas, Oki-Dogo Island

Abstract : Clockwise P-T path was constructed using petrographic and mineralogic data of high-T/low-P metamorphic rocks from Oki-Dogo Island, southwest Japan. The studied area is composed predominantly of Cretaceous pelitic gneiss with minor mafic and calcareous gneisses in upper amphibolite to lower granulite grade. There occur several types of leucocratic veins or pods associated with pelitic gneiss. Sillimanite-bearing leucosome (L2) is identified as thin and folded bands in Al-rich pelitic gneiss. In the L2 leucosome, sillimanite is present as needle-like aggregates associated with K-feldspar and quartz. We inferred the following dehydration melting reaction [1] for the assemblage.

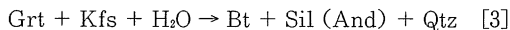


Garnet-bearing leucosome (L3), which is younger than L2 because of its less-deformed character, is composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, and garnet. Garnet typically includes quartz and biotite, suggesting a progress of the following melting reaction [2];



Reactions [1] and [2] are prograde reactions and both L2 and L3 are considered to be products of prograde metamorphism. Available experimental data suggest that prograde pressure was about >4 kbar. Lack of Opx in pelitic gneiss suggests that peak temperature was lower than that of the beginning of biotite dehydration melting to Opx + K-feldspar ($T < 820^\circ\text{C}$).

Garnet in pelitic gneiss was subsequently affected by retrograde breakdown reaction to biotite+sillimanite (andalusite) (reaction [3]).



Petrographic and geothermobarometric data indicate that the reaction [3] took place around the boundary between sillimanite and andalusite fields. Our data therefore suggest that pelitic gneiss from Oki-Dogo Island suffered crustal thickening toward mid-crustal level followed by rapid uplifting and subsequent cooling.

Keywords : Metamorphic rock, Petrography, P-T history, Geothermobarometry, Oki-Dogo

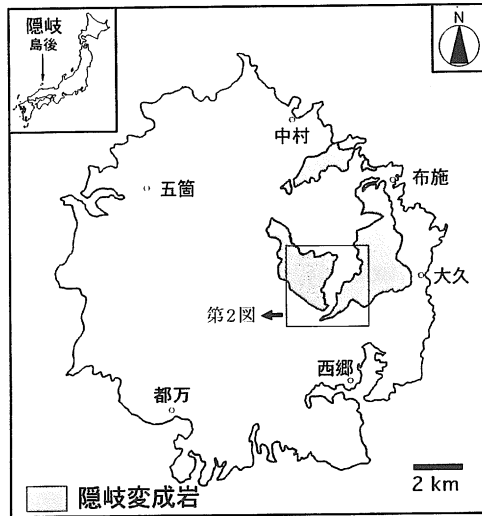


図1 隠岐変成岩の位置図 (Hoshino (1979)を簡略化したもの)。図中の四角は調査地域を示す。

1. はじめに

島根県の日本海沖に位置する隠岐・島後には高温低圧型の広域変成岩類が分布している (図1)。これらは隠岐変成岩 (または隠岐片麻岩) と呼ばれ、隠岐・島後の東部にある大満寺山 (標高607m) を中心とした直径約5 kmの地域に分布する。隠岐変成岩については太田 (1963), Hoshino (1979), 星野 (1981) などにより岩石学的に議論されてきた。また、星野 (1981) は地質温度・圧力計を用いて泥質片麻岩の変成条件を推定した。これらの研究により隠岐変成岩の岩相区分、各岩相の記載が明らかになり、局所的な変成温度・圧力条件やおおまかな変成度も推定された。しかし隠岐変成岩が経た変成温度・圧力履歴 (P-Tパス) の決定や、ミグマタイトの形成過程といった岩石成因論についての議論は未だ乏しい。

そこで、本研究では隠岐変成岩の変成温度・圧力履歴を明らかにすることを目的とする。特に隠岐郡西郷町中部の銚子・有木川流域は変成岩の露出が良好で、岩相間の相互関係が良く観察できる。この地域から変成岩類を採集し、これらについて構成鉱物を記載して隠岐変成岩の岩相区分を再検討し、岩石の産状、組織をもとに隠岐変成岩の温度・圧力履歴を考察した。なお高温低圧型の広域変成岩では、ピーク時の高温変成作用によって累進変成作用の履歴がほとんど消されてしまう。後述のように隠岐変成岩でも累進変成履歴を定量的に議論すること

表1 鉱物名等の略記号

Ab	曹長石 (albite)
Amp	角閃石 (amphibole)
And	紅柱石 (andalusite)
Ap	燐灰石 (apatite)
Bt	黒雲母 (biotite)
Cal	方解石 (calcite)
Chl	緑泥石 (chlorite)
Cpx	単斜輝石 (clinopyroxene)
Crd	蓑背石 (cordierite)
Grt	ざくろ石 (garnet)
Kfs	カリ長石 (K-feldspar)
L	溶融物
Ky	藍晶石 (kyanite)
Ms	白雲母 (muscovite)
Opq	不透明鉱物 (opaque mineral)
Opx	斜方輝石 (orthopyroxene)
Ptt ₀	岩石中のH ₂ Oの分圧
Pl	斜長石 (plagioclase)
Qtz	石英 (quartz)
Sil	珪線石 (sillimanite)
Spl	スピネル (spinel)
Spn	スフェーン (sphene)
St	十字石 (staurolite)
X _{Mg}	鉱物のMg/(Fe+Mg)比 (カチオン比)
Zrn	ジルコン (zircon)

は困難であるため、本研究では主に後退変成作用について議論する。

2. 地質概説

(1) 一般地質

調査地域である銚子・有木川流域には、ミグマタイト化作用を被った泥～砂質片麻岩が広く分布し、一部苦鉄質片麻岩 (角閃岩)、優白色岩 (ミグマタイトの優白色部および貫入花崗岩)、および花崗岩質ベグマタイトが露出する。これらは主要変形・変成後に非変成の流紋岩～玄武岩岩脈による貫入を受け、第三紀中新世以降の堆積岩や火山岩に覆われる。

太田 (1963) は隠岐変成岩を岩相的に、黒雲母片麻岩、花崗岩質ミグマタイト、含珪線石紅柱石黒雲母片麻岩、含石墨黒雲母片麻岩、石灰質片麻岩、角閃岩の6つに区分し、変成作用を2期に分けた。Hoshino (1979) も基本的には太田の岩相区分を踏襲しているが、上記の黒雲母片麻岩と花崗岩質ミグマタイトを一括してミグマタイト質片麻岩、含珪線石紅柱石黒雲母片麻岩と含石墨黒雲母片麻岩を一括して泥質片麻岩とした。以下、銚子・有木川流域にみられる変成岩と一部の花崗岩の地質概要を、本研究及び太田 (1963), Hoshino (1979), 小林ほか (1980), 田結庄ほか (1991) のデータに基づき記述する。

泥～砂質片麻岩は調査地域で最も多くみられる岩相で

ある。これらは ENE-WSW 方向の片麻状構造を持ち、構成鉱物は主に石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、ざくろ石、珪線石、チタン鉄鉱などからなり、まれに紅柱石、ピナイト化した董青石、石墨、スピネルを含む。二次生成物として白雲母、緑泥石なども含まれる。なお、西郷町大久からは星野 (1979) によりコランダム - スピネル - 珪線石の鉱物組み合わせが確認されている。十字石の存在は確認されていない。これら泥～砂質片麻岩は部分熔融を伴うミグマタイト化作用を受け、熔融部が部分的に濃集して固結した優白色岩と漸移する。

優白色岩は中～粗粒で完晶質半自形の花崗岩質組織をもち、主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石などからなる。これらは産状により 2 つのタイプに分類できる。1 つは泥～砂質片麻岩中に含まれる小規模なものである。これは周囲の泥～砂質片麻岩と漸移するため、その場での部分熔融による生成物と考えられる。もう 1 つのタイプは泥～砂質片麻岩と明瞭な境界を持ち、大規模な優白色岩である。銚子川中流のダム工事現場 (露頭 OK13) では、泥～砂質片麻岩と優白色岩の関係が良く観察できる。この露頭では泥～砂質片麻岩に比べて優白色岩の割合が 55% 以上とはるかに多く、その場での部分熔融による生成物とは考えにくい。したがって他の場所で形成された優白色岩 (熔融物) が濃集・移動し、現在の場所に貫入したと考えられる。

眼球状片麻岩は泥～砂質片麻岩と調和的に産し、マイクログリンの斑状変晶、石英、斜長石、黒雲母、白雲母からなる。石灰質片麻岩はごく小規模に産し、主に、石英、方解石、透輝石からなる。苦鉄質片麻岩は変成岩の片麻状構造に沿って層状岩体またはレンズ状小岩体を成して産するものが多い。主な構成鉱物は斜長石、角閃石、石英、単斜輝石であり、時に斜方輝石を含む。前述の優白色岩とは異なり、塊状で変成岩の構造を切って貫入する花崗岩もみられる (田結庄ほか, 1991)。

(2) 変成作用

隠岐変成岩の変成作用については、Hoshino (1979)、星野 (1981) によって議論されている。彼のデータによると、隠岐変成岩は高温低圧型の広域変成作用を受け、その大部分は上部角閃岩相の変成度を示し、一部はグラニューライト相を示すと考えられている。温度・圧力条件について、Hoshino (1979) は苦鉄質片麻岩中に共存する斜方輝石と単斜輝石を地質温度計 (Wood and Banno, 1973) で見積もり、830°C という結果を得たが、他の鉱物組み合わせと比較すると非常に高く、おそらく変成作用の上限を示していると考えられる。一般的に斜

方輝石-単斜輝石地質温度計自体がやや高温の変成温度を得るため (Bohlen and Essene, 1984)、この値は真のピーク変成温度とは言いがたい。一方、泥質片麻岩中に出現する珪線石 - ざくろ石 - 黒雲母 - 斜長石の組み合わせを用いた変成条件の見積もり (Thompson, 1976; Ghent, 1976) では、これより少し低く、580°C～630°C、圧力は 2.9～3.9 kbar である (星野, 1981)。この 2 つの異なる推定温度は、時期の異なる 2 つの変成作用があったことを示すと考えられてきた (星野, 1981; 小林ほか, 1980)。つまり初期の変成作用では温度条件は約 <800°C で角閃岩相からグラニューライト相への移行条件下にあり、苦鉄質片麻岩中に斜方輝石-単斜輝石の組み合わせが生じ、泥質片麻岩の一部にはコランダムやスピネルが生じた。この時期の後期には広範なミグマタイト化作用がおこったと推定される。後期の変成作用は初期の変成作用に比べて温度・圧力が低く、後退変成作用といえる。なお後退変成作用の過程で苦鉄質片麻岩に角閃石、黒雲母などが生じ、泥質片麻岩の一部に紅柱石が生じた。この時期の変成条件は約 600°C、3～4 kbar だった (星野, 1981)。広域変成作用以後の時代に、扮岩脈および白雲母花崗岩の活動があり、さらに、眼球状片麻岩形成の要因となった圧碎作用が起こっている。

(3) 年代

隠岐変成岩の変成年代は、泥質片麻岩中の黒雲母より 165, 173 Ma (K-Ar 法; Shibata and Nozawa, 1966), 187 Ma (Rb - Sr 法; 早瀬・石坂, 1967), 191～199 Ma (Ar-Ar 法; 高須・Dallmayer, 1995)、苦鉄質片麻岩について約 2 Ga, 166 Ma (Sn-Nd 法; 田中・星野, 1987) が得られている。また、高須・Dallmayer (1995) は泥質片麻岩の片麻状構造を切り、ざくろ石を含む粗粒花崗岩中の白雲母より 167 Ma という Ar-Ar 年代を求め、田結庄ほか (1991) は塊状に産する新期花崗岩中のカリ長石より 20 Ma という年代を求めた。これらは、共に花崗岩の貫入した年代を示すと考えられる。

また、Suzuki and Adachi (1994) は泥質片麻岩中のモナザイト、ジルコンの CHIME 年代より、モナザイトから約 1.7 Ga, 250 Ma, ジルコンから約 3.0 Ga, 2.0 Ga, 1.4～1.7 Ga, 450 Ma, 350 Ma という年代を求めた。彼らはモナザイトの成長線より、約 250 Ma に変成作用が起こったと述べており、それ以前の年代は碎屑性鉱物の年代と考えられる。よって隠岐・島後の変成岩類は中期先カンブリア時代の花崗岩や変成岩を主要な後背地として形成された古生代 (350 Ma 以降) の堆積岩が、約 250 Ma に変成したものと結論した。また

Tsunogae (1995) も同様に泥質片麻岩中のジルコンより、2.3 Ga, 2.0 Ga, 1.7 Ga という後背地の年代を求めた。

以上のデータから、隠岐変成岩は約3.0 Ga 以降に結晶化した花崗岩（一部変成岩？）が350 Ma 以降に風化侵食され、運搬・堆積した堆積岩が約199~165 Ma 頃（および250 Ma）に変成作用を受けて形成され、約167 Ma, 20 Ma に花崗岩の貫入を受けたといえる。

3. 岩相記載

(1) サンプル採集場所

調査地域は島根県隠岐郡西郷町南東部の銚子・有木川の中～上流である。銚子川については西郷町原田集落の北方、有木川については西郷町有木集落の北方を中心に行った。サンプルは銚子川では46地点から95個、有木川では35地点から55個を採集した（図2）。また、これとは別に銚子川中流のダム工事現場から98個のサンプルを採集した。これら岩石の薄片観察結果をもとに、岩相区分を行った。その結果を表2～4に示してある。また岩相分布図を図3～5にまとめた。

(2) 泥～砂質片麻岩

泥～砂質片麻岩はミグマタイト化を受けて中粒～粗粒の片麻状構造を呈しているものが多い。また、銚子川上流のOK5-1の地点にはマイロナイト化作用を受けている泥～砂質片麻岩（眼球状片麻岩に相当）もある。片麻状構造を成すのは優白色部と優黒色部であるが、ときに緑泥石を多く含むため優黒色部に相当する部分が緑色のこともある。これらは鉱物組み合わせから次の3つのタイプに分けることができる。また、どのタイプも微量にジルコン、モナザイト、燐灰石、方解石、チタン鉄鉱、石墨を含む。なお、カッコ内の鉱物は一部の岩石にのみ存在する。

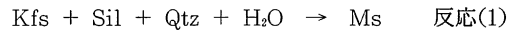
タイプP1: 石英 - 斜長石 - 緑泥石 - (黒雲母 - 白雲母)

タイプP2: 石英 - 斜長石 - 白雲母 - ざくろ石 - (黒雲母 - 緑泥石)

タイプP3: 石英 - 斜長石 - 黒雲母 - 緑泥石 - ざくろ石 - 珪線石 - (紅柱石 - 白雲母)

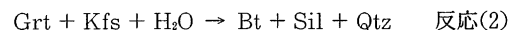
タイプP1はミグマタイト的な岩石で片麻状構造を呈し、優白色部が70%以上を占めることもある。一般にざくろ石を含まない。優白色部は中粒から粗粒の石英、斜長石からなり、優黒色部は細粒から中粒の黒雲母、緑泥石が中心である。新鮮な黒雲母は乏しく、ほとんどが二

次的な緑泥石化を受けている。白雲母の存在比はどの岩石でも低く約3%以下がほとんどである。代表的なサンプルであるOK8-7Aは、石英 - 斜長石 - 黒雲母 - 白雲母 - 緑泥石という鉱物組み合わせをもつ。この岩石は特徴的に中粒～粗粒の斜長石が多く、モード比で50~60%に達する。これらはアルバイト双晶を呈し、二次的なソーシュライト化作用を受けている。黒雲母はほとんどが緑泥石化しており、明瞭な片麻状構造を示す鉱物となっている。白雲母はポイキロプラスティックで粗粒（～1.5 mm）な鉱物であり、細粒の石英、斜長石などを包有物として含む。この特徴的に粗粒な白雲母とカリ長石の欠如から、白雲母は後退変成作用におけるカリ長石の分解によって反応(1)により生じたと考えられる。



タイプP2の鉱物組み合わせはタイプP1とほぼ同じであるが、ざくろ石を含むことが最大の特徴である。鉱物の存在比もタイプP1と類似しているが、白雲母は1%に満たず、ざくろ石は存在比が1%以下～10%、粒径が直径0.1mm～1mmとサンプルによって異なる。これらざくろ石は著しく他形であり、黒雲母や緑泥石と共存する。薄片中では緑泥石がざくろ石の割れ目を二次的に充填したり、黒雲母が包有物としてざくろ石中に存在することもある。代表的なサンプルであるOK7-16は、石英 - 斜長石 - 黒雲母 - ざくろ石の鉱物組み合わせをもつ。岩石中の黒雲母は弱い片麻状構造を呈するが、全体的にグラノプラスティックな岩石である。黒雲母は前述のタイプP1とは異なり、二次的な緑泥石化をほとんど受けていない。したがって隠岐変成岩に見られる緑泥石化は、局所的な熱水の活動（熱水変質作用）によるものと考えられる。無色鉱物は半自形～他形の石英と斜長石である。カリ長石は乏しい

タイプP3もまたタイプP1とほぼ同じ鉱物からなるが、特徴的にざくろ石 + 珪線石（一部ファイブロライト）の鉱物組み合わせを含む。したがってタイプP3はAlに富む泥質片麻岩である。代表的なサンプルであるOK6-6Aは、石英 - 斜長石 - 黒雲母 - 緑泥石 - ざくろ石 - 珪線石 - スピネルの鉱物組み合わせをもつ。優黒色部の珪線石は黒雲母と常に共生しており、明瞭な片麻状構造を呈する。無色鉱物は石英と斜長石であり、わずかにカリ長石を含む。また優白色部にみられるミルメカイトが石英、斜長石、黒雲母、珪線石（柱状または放射状）と共生している。ポイキロプラスティックなざくろ石は加水分解により黒雲母と珪線石に変わっており、後退変成作用によって反応(2)が進行したことを意味している（図6-1）。



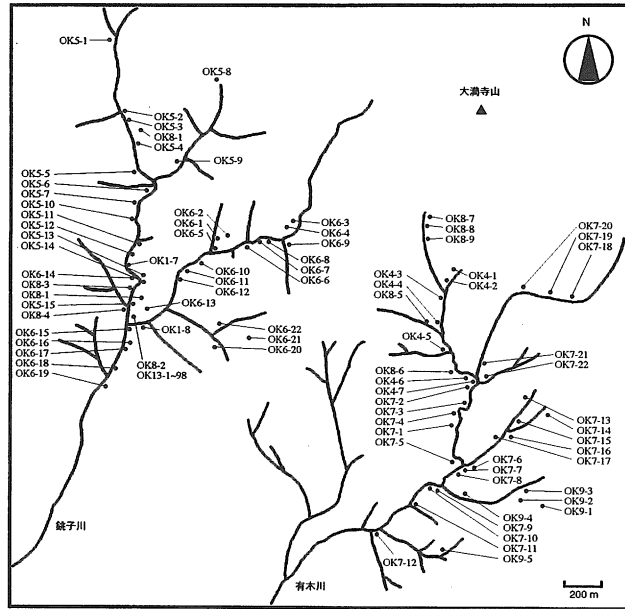


図2 サンプル採集地点

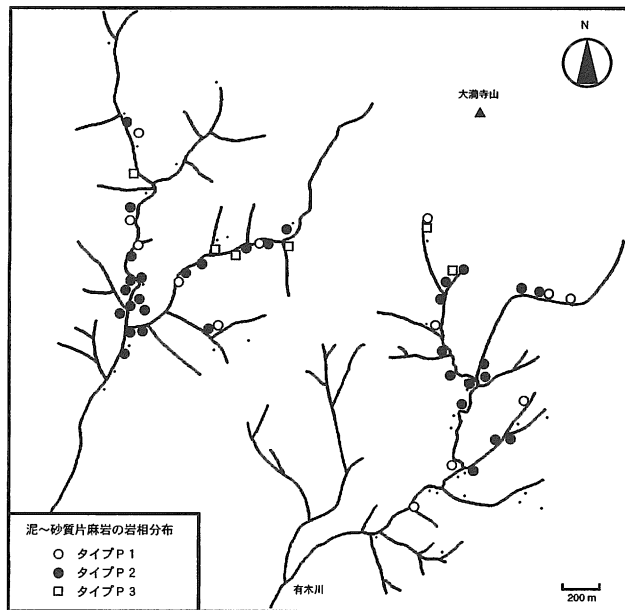


図3 泥～砂質片麻岩の岩相分布図

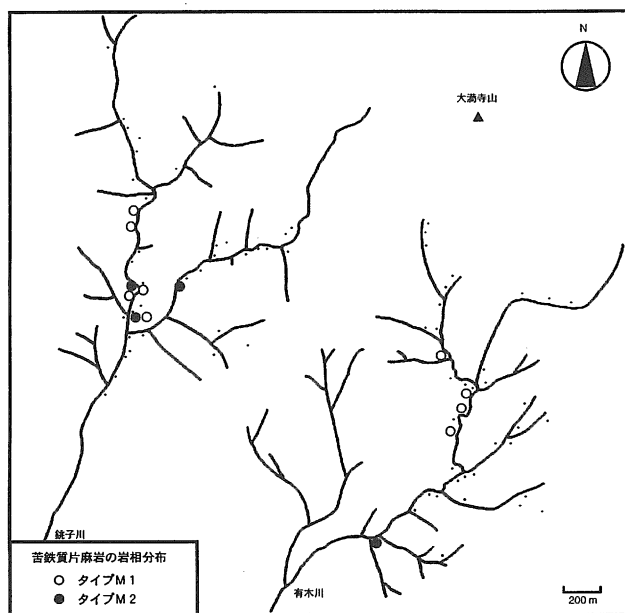


図4 苦鉄質片麻岩の岩相分布図

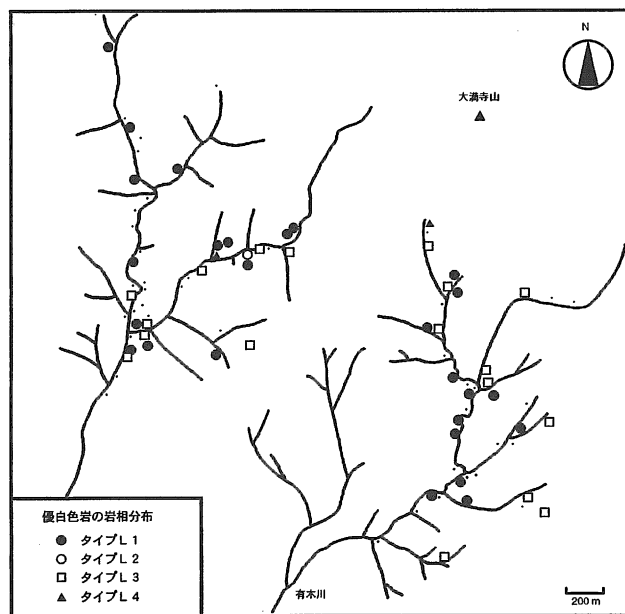


図5 優白色岩の岩相分布図

表2 泥～砂質片麻岩の鉱物組合せ。鉱物名の略記号については表1を参照

サンダル番号/鉱物名	Qtz	Pl	Kfs	Mc	Bt	Ms	Chl	Grt	Sil	And	その他の鉱物
OK4-1A	○	△			△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK4-1B	○	○	×		×	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK4-2D	○	○			△	×	○	×			Mon, Ap, Opa
OK4-3	○	△			△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK4-4A	△	△			△	△	○	△			Ap, Opa
OK4-5A	○	△			×	×	×	△			Mon, Zrn, Opa
OK4-5B	○	○			×	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK4-6	○	○	△		×	×	△	×			Mon, Cal, Opa
OK4-7	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Ap, Opa
OK5-2	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Opa
OK5-5A	○	△			△	△	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK5-10B	△	○	○		×	×	×	×			Mon, Opa
OK5-11A	○	×	×		△	×	△	×			Mon, Opa
OK5-12B	○	○	×		△	×	△	×			Mon, Opa
OK5-13	○	△	○		×	×	△	×			Mon, Zrn, Opa
OK5-15	○	△	×		△	×	×	×			Mon, Opa
OK6-3B	○	△	×		△	×	×	×			Mon, Opa
OK6-5C	○	△	×		△	×	×	×			Mon, Zrn, Ap
OK6-6A1	△	○	×		△	×	△	×			Mon, Opa
OK6-6A2	×	○	×		△	×	×	×			Mon, Opa
OK6-8A	○	○			×	×	△	×			Mon, Zrn, Opa
OK6-8B	○	○			×	×	△	×			Mon, Zrn
OK6-9A	△	○	×		×	×	×	△	×		Mon, Spl, Opa
OK6-10A	△	○	×		△	×	×	×			Mon, Opa
OK6-10C	△	△	×		×	×	×	×			Mon, Opa
OK6-11	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Ap, Opa
OK6-12B	△	○	×		×	×	×	×			Mon, Ap, Opa
OK6-13C	○	○	×		×	×	×	△			Mon, Opa
OK6-14A	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Opa
OK6-14B	△	○	×		×	×	○	×			Mon, Opa
OK6-14C	○	○	△		×	×	×	×			Mon, Opa
OK6-17A	○	○	×		△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK6-17B	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Opa
OK6-15	△	○	×		△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK6-22A	△	○			△	△	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK6-22B	△	○	×		△	△	×	×			Mon, Opa
OK7-3B	○	○	×		△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK7-5	○	○	×		△	×	×	×			Mon, Zrn, Opa
OK7-6	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Opa
OK7-11B	○	○	×		×	×	△	×			Mon, Zrn, Opa
OK7-13B	○	○	×		×	×	×	×			Mon, Opa
OK7-16	○	△			△		×	×			Mon, Ap, Opa
OK7-17	○	○	×		×	×	△	×			Opa
OK7-18	○	△	×		×	×	△	×			Ap, Opa
OK7-19A	○	○									Mon, Zrn, Opa
OK7-19B	△	○									Mon, Ap, Opa
OK7-20	○	△	×								Mon, Opa
OK7-21	△	○	○								Mon, Opa
OK7-22A	○	○	△	×							Cal, Opa
OK8-1C	○	△									Mon, Opa
OK8-2C	○	△									Mon, Cal, Opa
OK8-2F	○	△	×								Mon, Opa
OK8-2N	○	△									Mon, Opa
OK8-3C	△	○									Mon, Opa
OK8-4A	△	○									Mon, Opa
OK8-7A	△	○	×								Mon, Zrn, Opa
OK8-8	○	△	×						×		Mon, Opa
OK9-6	×	○	×								Mon, Zrn, Opa
OK1-8A	○	△									Mon, Opa
OK13-1	○	○									Opa
OK13-14	○	○									Opa
OK13-15	△	○									Opa
OK13-21	△	○	△	×							Zrn, Ap, Opa
OK13-25	△	○	△								Opa
OK13-26	×	○	△	×							Zrn, Opa
OK13-28	○	○									Ap, Opa
OK13-29	○	△									Opa
OK13-30	○	○									Zrn, Cal, Opa
OK13-31	△	○									Zrn, Opa
OK13-33	△	○									Ap, Opa
OK13-38	○	○									Ap, Opa
OK13-45	○	○									Zrn, Ap, Mon, Opa
OK13-46	○	○									Zrn, Opa
OK13-47	○	○									Opa
OK13-53	○	○									Cal, Opa
OK13-54	△	○	△	×							Zrn, Opa
OK13-55	○	○									Zrn, Opa
OK13-56	○	○									Opa
OK13-71	△	○									Opa
OK13-72	△	○									Opa
OK13-74	○	○									Zrn, Opa
OK13-77	○	○									Cal, Opa
OK13-81	○	○									Opa
OK13-86A	○	△									Cal, Opa
OK13-86B	○	○									Opa
OK13-87	○	○	×								Opa
OK13-96	△	○									Opa
OK13-98	○	△									Zrn, Opa

○：多い △：普通 ×：少ない

表3 苦鉄質片麻岩の鉱物組合せ

サンプル番号/鉱物名	Pl	Amp	Cpx	Opx	Qtz	Bt	Chl	その他の鉱物
OK4-5C	○	○			x	x	△	Mon, Ap, Opq
OK5-7	△	○			x	△	x	Ap, Opq
OK5-10A	○	○			x	x	x	Mon, Zrn, Ap, Opq
OK5-14A	○	○			x	x	△	Mon, Ap, Opq
OK5-14B	○	△			x	x	x	Mon, Ap, Opq
OK6-12A	○	○	x		x	x	△	Mon, Ap, Opq
OK6-12C	○	○			x	x	△	Mon, Ap, Cal, Opq
OK6-16A	○	x			x	△	△	Ap
OK7-2B	△	○			x	x	x	Ap, Cal, Opq
OK7-3A	○	○			x	x	x	Mon, Ap, Opq
OK7-4A	○	○			△	x	x	Ap, Opq
OK7-12	○	x	△		x			Spn, Mon, Ap, Opq
OK8-2A	○	△			x	△	△	Ap, Cal
OK8-2H	○	△	x	x	△	△		Ap, Opq
OK8-2K	○	○			△	x	x	Ap
OK8-3A	○	○			x	x	△	Ap, Opq
OK8-3B	△	○	x		x	x	x	Ap, Opq
OK13-3	○	○			△	x	x	Ms, Opq
OK13-9A	○				x	△	△	Opq
OK13-11	○				△	△	x	Cal, Ap, Opq
OK13-17	○	△			x	△		Cal, Opq
OK13-23	○	○			△	△		Opq
OK13-36	○				x	x	○	Cal, Ap, Mon, Opq
OK13-37	○				x	x	x	Ms, Opq
OK13-50	○	△			x	○		Ms, Opq
OK13-52	△	○			x	x		Cal, Opq
OK13-73	○	○			△	x		Cal, Opq
OK13-82A	○				x	x	△	Ms, Opq
OK13-82B	○				x	○		Opq
OK13-83	○				x	x	△	Cal, Opq
OK13-84	○				x	x		Cal, Opq
OK13-85	○	○			△	x		Opq
OK13-91	○				x	x	△	Cal, Opq
OK13-92	△	○			x	x	x	Cal, Opq
OK13-93	△	○			x	x	x	Cal, Opq
OK13-94	○				△	x		Cal, Opq
OK13-95	○				x	△		Opq
OK13-97A	○	○			x	△		Opq
OK13-97B	○	○			x	△		Opq

○: 多い △: 普通 ×: 少ない

なお、黒雲母中の結晶構造に沿ってファイブライต์がみられることから、反応(2)の進行により、黒雲母と珪線石(ファイブライต์)がほぼ同時に成長したことが説明できる。サンプルによっては、反応(2)が完了した部分のみみられ(図6-2)、一部に紅柱石と黒雲母の共生もみられる(図6-3)。

(3) 苦鉄質片麻岩

苦鉄質片麻岩は泥質片麻岩の片理に調和的なレンズ状小岩体または層状岩体として産する。粒径は細粒の岩石が多い。また、OK8-2では斜長石の斑晶のような火成構造を残す苦鉄質片麻岩が、泥～砂質片麻岩の片理を切って非調和的な貫入岩として産する。苦鉄質片麻岩はグラニューライト相に特徴的な鉱物である輝石の有無から次の2つのタイプに区分できる。

タイプM1: 斜長石 - 角閃石 - 石英 - 黒雲母 - 緑泥石

タイプM2: 斜長石 - 角閃石 - 単斜輝石 - 石英 - 黒雲母 - (斜方輝石 - 緑泥石)

タイプM1は主に片麻状構造と調和的な岩体として産する苦鉄質片麻岩である。特に銚子川中流では幅数十

の岩体として出現する。この岩石は粗粒で多量の角閃石を含み、その周囲が一部二次的な緑泥石によって囲まれている。典型的なタイプM1であるサンプルOK5-10Aは、斜長石 - 角閃石 - 石英 - 黒雲母 - 緑泥石 - 燐灰石の鉱物組み合わせをもつ。斜長石は他形結晶で著しい変質を受けており、存在比は40～50%である。角閃石は緑褐色～茶褐色の強い多色性を示す半自形結晶であり、存在比は40～50%である。角閃石は斜長石、緑泥石、燐灰石を包有している。また中心部が褐色で外縁部が緑色の累帯構造が見られる。緑泥石はほとんどが角閃石と接しており、後退変成作用における角閃石の加水分解による生成の可能性が指摘される。サンプルによっては角閃石が全て緑泥石に置換されているものもある。

タイプM2は主に泥～砂質片麻岩および優白色岩中にレンズ状小岩体として産するものである。この岩石は中粒で角閃石が少なく、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母を含む。代表的なサンプルであるOK6-12Aは、斜長石 - 角閃石 - 単斜輝石 - 石英 - 黒雲母 - 緑泥石 - モナザイト - 燐灰石 - チタン鉄鉱を含む。斜長石は無色の他形結晶で粒径0.2mm～1.5mm、存在比30～40%である。角閃石は褐色～緑色の多色性を示す他形結晶であり、存在比は30～40%である。一部の角閃石は中心部が褐色で外縁部が緑色の累帯構造が見られる。単斜輝石は細粒であり(粒径0.5mm～0.7mm)、存在比も1%以下と極めて少ない。ほとんどの単斜輝石は角閃石に囲まれている。

(4) 優白色岩

優白色岩はミグマタイトの優白色部(タイプL1～L3)と貫入岩としての花崗岩(タイプL4)に分けられる。それぞれの代表的な鉱物組み合わせは以下のとおりである。

タイプL1: 石英 - 斜長石 - (カリ長石)

タイプL2: 石英 - 斜長石 - カリ長石 - 珪線石

タイプL3: 石英 - 斜長石 - カリ長石 - ざくろ石

タイプL4: 石英 - 斜長石 - 白雲母(粗粒) - カリ長石(粗粒)

なお、田結庄ほか(1991)は前者を古期花崗岩、後者を新期花崗岩と定義している。

タイプL1～L3は周囲の泥～砂質片麻岩と調和的に産し、中粒で一部片麻状構造を持つ岩石である。これらは石英、斜長石、カリ長石等の無色鉱物が任意の割合で存在し、タイプL2では珪線石を、タイプL3ではざくろ石を特徴的に含む。緑泥石、黒雲母は細粒から中粒でその存在比は小さい。代表的なL3サンプルであるOK4-2Aは、石英 - 斜長石 - 黒雲母 - 白雲母 - 緑泥石 - ざくろ石

表 4 優白色岩の鉱物組合せ

サンプル番号/鉱物名	Qtz	Pl	Kfs	Mc	Bt	Ms	Chl	Grt	その他の鉱物
OK4-1C	○	○	○		X	△	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK4-2A	○	△	○		X	X	X	○	Zrn, Opa
OK4-2B	○	○	○	△	X	X	△	X	Mon, Zrn, Opa
OK4-2C	○	△	△	X	X	X	△	X	Mon, Opa
OK4-4B	○	○	X		X	X	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK5-1	○	○	○		X	X			Mon, Opa
OK5-3B	○	△	○		X	X			Mon, Ap, Opa
OK5-5B	○	○	○		X	X	X	X	Mon, Ap
OK5-9A	○	X			△	X	X		Mon, Zrn, Opa
OK5-9B	△	○	X		X	X			Mon, Opa
OK5-12A	○	△	○		X	X			Cal, Opa
OK6-1	○	△	△		X	X	△		Mon, Opa
OK6-2	○	△	△		X	△	X		Mon, Ap, Opa
OK6-3A	○	○	○		X	△	△		Mon, Zrn, Opa
OK6-4	○	△	X		X	○	X		Mon, Opa
OK6-5A	△	○	X		△	△	X		Opa
OK6-5B	○	△	○		X	△	X	X	Mon, Opa
OK6-6A2	X	○	X		△	X	X		Mon, Opa, Sil
OK6-6C	○	△		X	X	X	X		Mon, Zrn, Opa
OK6-7	○	△		X	△	X	△	X	Mon, Ap, Cal
OK6-9B	○	△	○		△	△	X	X	Mon, Ap
OK6-10B	○	○	X	△	X	△	X	△	Mon, Zrn, Opa
OK6-16B	○	X	△	△	X	X	△		Ap
OK6-17A	○	○	X	X	△	X	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK6-20	○	○	△	X	X	X	X		Mon, Opa
OK6-21	○	○	△	X	X	X	△	X	Mon, Zrn, Opa
OK7-1	○	△	△		X	X	X		Zrn, Opa
OK7-2A	○	△	○	X	X	X	X		Mon, Opa
OK7-4B	△	○	X		X	X	X		Mon, Opa
OK7-8	○	△	○	△	X	X	X		Mon, Ap
OK7-10	○	○	○		X	X	X		Mon, Ap
OK7-14	○	○	X	X	X	X	X	X	Mon, Opa
OK7-15	○	○	○		X	X	X		Mon, Opa
OK7-20	○	△	X		△	△	X	X	Mon, Ap, Opa
OK7-21	△	△	X	○	X	X	X	X	Opa
OK7-22A	○	○	○	△	X	X	X		Mon, Ap, Opa
OK7-22B	○	○			X	X	X		Opa
OK8-1A	△	○	X		X	X	X	X	Mon, Ap, Opa
OK8-2D	△	○	X	△	X	X	X	X	Mon, Cal, Opa
OK8-2E	△	○		△	X	X	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK8-2J	○	○			X	X	X	X	Mon, Opa
OK8-2L	○	○	△		X	X	X	X	Mon, Ap, Opa
OK8-2N	○	○	△	△	X	X	X	X	Mon, Ap, Opa
OK8-5	○	○		△	X	X	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK8-6	○	△	X		△	X	X	X	Mon, Zrn, Opa
OK8-7B	○	X							Opa
OK8-9	○	△	X		X				Mon, Opa
OK8-3D	△	△	△	△	X	X	X	X	Mon, Opa
OK9-1	○	○		X	X	X	△	X	Mon, Ap, Opa
OK9-3	△	○			X	X	X	X	Mon, Opa
OK9-4	△	○	X		X	X	X	X	Mon, Cal, Opa
OK9-5	○	△	X	△	X	X	△	X	Mon, Opa
OK1-8B	△	○							Mon, Opa
OK1-8C	○	△					X	X	Cal, Opa
OK13-2	△	○	△	△	X	X	○	X	Opa
OK13-4	○	X	○	X	X	X	○	X	Zrn, Ap, Opa
OK13-5	○	○	△				○	X	Opa
OK13-6	○	△	○	X		X	X	X	Opa
OK13-7	○	△	△	△	X	X	X	X	Opa
OK13-8	○	△	△		X	X	X	X	Opa
OK13-9B	○	△	○	X	X	X	X	X	Opa
OK13-10	○	△	X	X	X	X	X	X	Opa
OK13-12	○	△	○				X	X	Opa
OK13-16	○	○	△	△		X	X	X	Opa
OK13-18	○	○	△		X	X	△		Opa
OK13-19	△	○	X	X			△		Opa
OK13-20	△	X	○	X		X	△		Cal, Opa
OK13-22	△	○	○			X	X		Cal, Opa
OK13-24	○	△	○	X			X		Zrn, Opa
OK13-27	○	○			X	X	△	X	Opa
OK13-32	○	△	△	△		X	X		Opa
OK13-34	○	○	△	△	X	X	X		Opa
OK13-35	△	○	X			X	X		Mon, Opa
OK13-39	△	○	○	X		X	X	X	Ap, Cal, Opa
OK13-40	△	○	○			X	X		Cal, Opa
OK13-41	○	○	△			X	X		Zrn, Opa
OK13-42	△	○	X			X	X		Opa
OK13-43	△	△	○			X	X		Cal, Opa
OK13-44	△	△	○	X		X	X	X	Ap, Cal, Opa
OK13-48	○	○	○	X		X	X	X	Opa
OK13-49	○	△	○	X	X	X	X	X	Zrn, Opa
OK13-51	○	△	X	△		X	X	X	Zrn, Opa
OK13-70	○	△	△	△		X	X	X	Zrn, Opa
OK13-75	○	X	△	X	X	X	△	Opa	
OK13-76	△	○	△	X	X	X	△	X	Opa
OK13-79	○	○	△	X	X	X	△	X	Cal, Opa
OK13-80	X	○	○	△		X	X	X	Opa
OK13-82B	○	△			X	X	X	X	Opa
OK13-88	○	△					X	X	Zrn, Cal, Opa
OK13-89	○	○	△	X		X	X	X	Opa
OK13-90	△	○	△			X	X	X	Opa

○：多い △：普通 ×：少ない

を含む。石英、斜長石は粗粒かつ半自形であり、その存在比はそれぞれ30~40%、10~20%である。斜長石は一部変質している。一方、無色~淡桃色のざくろ石はポイキロプラスティックな結晶として産し、その存在比も30~40%と多い。このざくろ石は粒径も大きく、肉眼で存在が確認できる。黒雲母は茶褐色の半自形結晶としてわずかに産する。白雲母もまた稀（存在比1%未満）である。緑泥石は淡緑色の他形結晶で粒径0.1mm~1mm、存在比3%である。

一方、調査地域のタイプL4（新期花崗岩）は大きな岩体としては見られず、変成岩の構造を切って岩脈状に産する。また、全体としてほとんど白色であるが、緑泥石を多く含むために淡緑色を呈するものもある。L4はさらに白雲母の存在比が3%に満たない花崗岩と5~15%の白雲母を含む白雲母花崗岩に分けられる。代表的なサンプルであるOK6-5Aは、石英-斜長石-カリ長石-白雲母-緑泥石を含む。この岩石の大きな特徴は、粗粒（~2.5mm）で半自形の白雲母の存在である。この白雲母は泥~砂質片麻岩のものとは異なり、包有物をほとんど含まない。その他、石英、斜長石、カリ長石ともに粗粒で半自形の結晶であり、この岩石が花崗岩質マグマの固結によって生じた白雲母花崗岩であることを意味している。

4. 鉱物化学組成

鉱物の分析にはEPMAを用い、島根大学教育学部のエネルギー分散型HORIBA-EMAXを使用した。なお補正計算はZAF補正にて行った。代表的な分析値を表5に示した。分析したサンプルの中で、温度・圧力の計算に用いたサンプルOK6-6A、OK6-9Aの鉱物組み合わせおよび鉱物化学組成をAFM図に示した（図7）。以下に温度・圧力の推定に用いた鉱物についてのみ、その化学組成を説明する。

(1) ざくろ石

ざくろ石はアルマンディン成分に富むと同時に、かなりの量のMnを含み、共存するFe-Mg鉱物に比べて大きな $Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn)$ 比をもつ。また変成条件の変化による顕著な累帯構造を示し、露頭OK13のざくろ石は、中心部でMnが少なく、周縁部へ向かってMnが急増するような逆累帯構造を示している。つまり、累進変成作用時に形成されたざくろ石がピーク時の高温変成作用により組成的に均質化され、その後の後退変成作用により周辺部のみMnが増加したと考えられる。

ただしサンプルOK13-7のざくろ石だけは、中心部ではMnが多く、周縁部へ向かって急減し、その後また増加する累帯構造を示している。

(2) 黒雲母

黒雲母の化学組成は近接している鉱物種によって大きく左右される場合が多い。例えばサンプルOK6-9Aでは、ざくろ石の中に含まれる黒雲母の $Fe/(Fe+Mg)$ 比は0.62という高い値を示す。また、ざくろ石に接しているものは0.51~0.53で、ざくろ石に接していないマトリックスのものは0.49と低い。一方、別のサンプルOK1-7Bではざくろ石と接しているものは0.41で、ざくろ石と接していないマトリックスのものは0.43~0.44であり、ほぼ等しい $Fe/(Fe+Mg)$ 比をもつものもある。なお、黒雲母中のTi含有量は、チタン鉄鉱あるいはルチルの存在下において変成作用の温度の指標になる（温度が高いほどTi含有量が多い）と考えられている。調査地域の泥~砂質片麻岩を検討すると、Ti含有量は0.2（サンプルOK1-7B）~0.5（サンプルOK6-9A）と大きく変化するものの、サンプルごとの違いが大きく、系統的な変化はみられなかった。

(3) 長石

斜長石の化学組成は岩石によって大きく変化する。泥~砂質片麻岩であるサンプルOK13-7の斜長石の $Ca/(Ca+Na+K)$ 比は0.06~0.1とアルバイトに近いが、類似した泥~砂質片麻岩であるサンプルOK6-6A、OK6-9A、OK13-30では0.29~0.34である。なお、1粒の結晶内部での化学組成の変化はほとんどみられなかった。したがって斜長石の化学組成の違いは、岩石の全岩化学組成を反映しているものと推測される。カリ長石の化学組成はどの泥~砂質片麻岩、優白色岩においてもほぼ一定であり（ $K/(Ca+Na+K)=0.75\sim0.89$ ）、均質である。

5. 変成温度・圧力の決定

過去に公表された地質温度・圧力計を用い、隠岐変成岩に記録された温度・圧力条件の推定を行った。適切な温度・圧力を得るために、まず数種類の温度・圧力計を同一の岩石に適用し、得られた結果を相互に比較し、その中でも一番有効的な温度・圧力計の組み合わせを使用した。なお、使用したサンプルはOK6-6Aであり、各鉱物の分析番号は、ざくろ石：65、黒雲母：70、斜長石：77である（表5）。なお、温度は4 kbar、圧力は800°

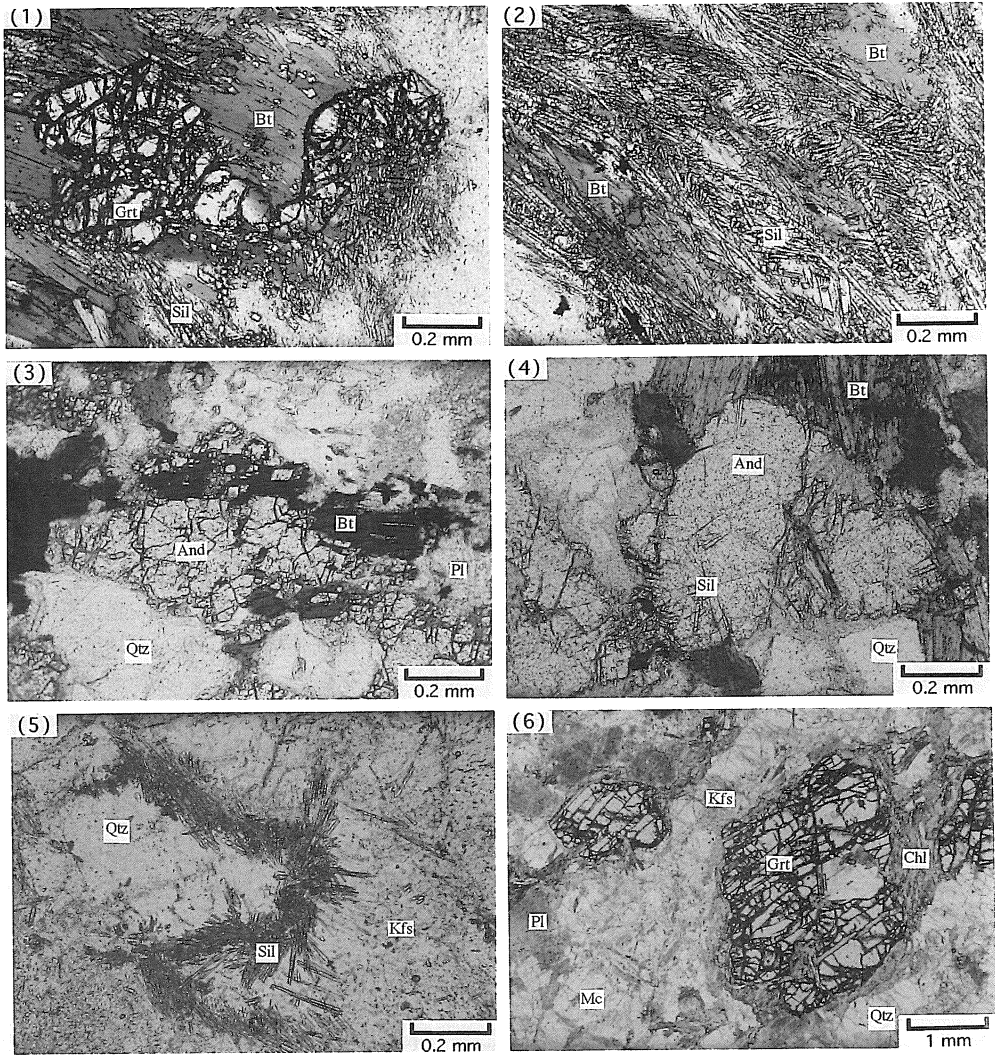


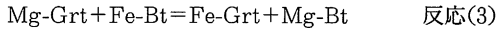
図6 代表的な岩相の鉱物組合せを示す顕微鏡写真

- (1) : 泥～砂質片麻岩タイプP3。ざくろ石の分解により、その周囲に黒雲母、珪線石を形成していることから、反応(10)の進行が考えられる。この反応は後退変成作用におけるH₂Oを含む流体の活動による。
- (2) : 泥～砂質片麻岩タイプP3。反応(10)の進行により、ざくろ石が消失した組織であり、黒雲母-珪線石-石英の集合体によって特徴づけられる。
- (3) : 泥～砂質片麻岩タイプP3。試料によっては黒雲母-紅柱石の共生がみられる。この薄片にはざくろ石は存在しないが、反応(10)が紅柱石の安定領域においても進行した可能性が指摘される。
- (4) : 泥質片麻岩タイプ3にみられる珪線石-紅柱石の関係。両者が接する場合、珪線石は必ず紅柱石に包有され、その逆はみられない。つまり後退変成作用における冷却（あるいは上昇による圧力低下）によって、黒雲母-珪線石を生じる反応から黒雲母-紅柱石を生じる反応へと移行したことを意味している。
- (5) : 泥質片麻岩にみられる優白色岩タイプL2。白雲母が分解して針状の珪線石、カリ長石、ミルメカイトを形成している。なお白雲母は隠岐変成岩に普遍的にみられるにもかかわらず、この薄片では全て分解されてしまったため、存在しない。可能性として反応(6)の進行が考えられる。
- (6) : 泥質片麻岩と共に片麻状組織を形成している、優白色岩タイプL3。この岩石は半自形のざくろ石を含み、カリ長石、石英との共生がみられる。ざくろ石は石英、黒雲母を包有する場合がある。ざくろ石以外の有色鉱物は若干の黒雲母と二次的な緑泥石のみである。珪線石は存在しない。以上の組織からこの岩石が反応(7)によって形成されたことが考えられる。

Cで計算した値を示してある。

(1) ざくろ石 - 黒雲母地質温度計

ざくろ石と黒雲母が同じ岩内に共存する場合、その間の Fe - Mg 交換反応は反応(3)で表される。



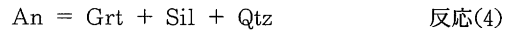
この交換反応の平衡定数に対する圧力の影響はたいへん小さいため、ざくろ石と黒雲母を利用した地質温度計が使用できる。理想溶液における反応(3)の分配係数 ($\ln KD$) と温度の逆数 ($1/T$) の間の直線関係を示した Thompson (1976), Holdaway and Lee (1977) の方法では、それぞれ 680, 650°C である。一方、合成した理想状態のざくろ石と黒雲母を実験的に測定した Ferry and Spear (1978) の方法では、650°C である。また天然のざくろ石と黒雲母を実験的に測定した Perchuk and Lavrent'eva (1983) の方法では、660°C である。天然のグラニュライト相の泥質片麻岩に適応した Indares and Martignole (1985) の方法では、590°C である。しかし Indares and Martignole (1985) の方法では、ざくろ石における Fe/Mg 比は 3 以下と制限されるが、この研究のざくろ石における Fe/Mg 比は 4.3 となり、不適である。ざくろ石の Ca と Mn の効果を考慮し、不純物を非理想溶液モデルで取り扱っている Pigage and Greenwood (1982) の方法では、730°C というかなり高い温度を得た。Holdaway (1971) のアルミノ珪酸塩の三重点の近くで変成作用を受けた泥質片麻岩を使用した Hodges and Spear (1982) の方

法では、710°C である。ざくろ石中の Ca と Mn、黒雲母中の Ti と Al の効果を考慮し、不純物を非理想溶液モデルで取り扱っている Ganguly and Saxena (1984) の方法では、630°C である。

以上の考察の結果、隠岐変成岩の温度決定には Ganguly and Saxena (1984) のざくろ石 - 黒雲母地質温度計を使用した。その理由は、この方法が不純物を非理想溶液モデルで取り扱っており、本調査地域で見られるような Mn に富むざくろ石にも適用できるためである。

(2) ざくろ石 - 斜長石 - 珪線石 - 石英地質圧力計

斜長石 + ざくろ石 + 珪線石 (アルミノ珪酸塩) + 石英という鉱物組み合わせは泥質片麻岩にしばしば見られる。この組み合わせが共生しているとき、各鉱物間で反応(4)が成り立つ。



反応(4)を基にした、ざくろ石 - 斜長石 - 珪線石 - 石英地質圧力計を提案した Ghent (1976) の方法では、4.5 kbar である。上の反応における Goldsmith (1980) の実験的データを基に圧力計を構成した Newton and Haselton (1981) の方法では、4.0 kbar である。アルミノ珪酸塩の三重点近くの変成条件における泥質片麻岩を使用した Newton and Haselton (1981) の圧力計を改善した Hodges and Spear (1982) の方法では、4.5 kbar である。圧力計にとって実験的な補正パラメーターを見つけるためにざくろ石と

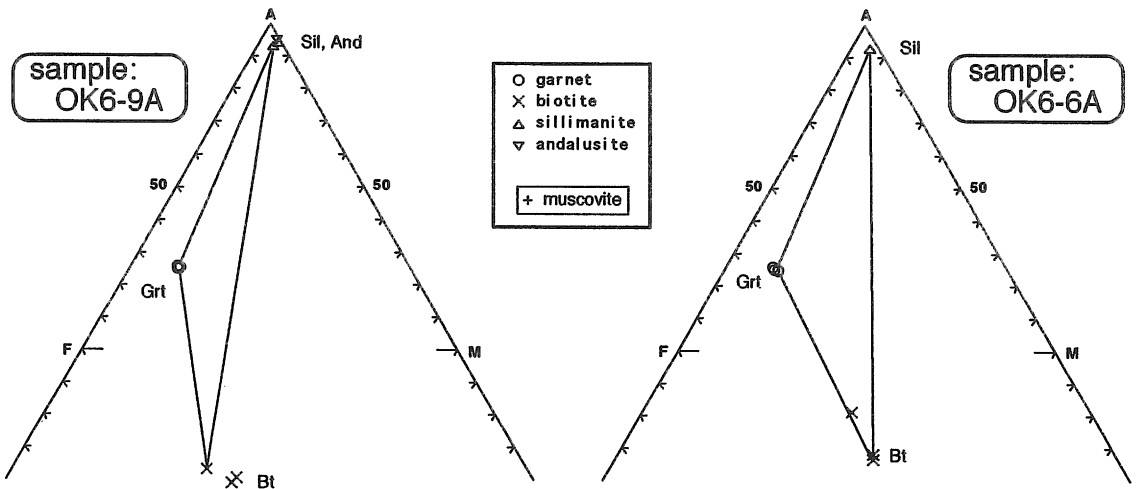


図7 泥～砂質片麻岩 (サンプル 6-9 A, 6-6 A) の鉱物組合せと化学組成を示すAFM図

表5 代表的な鉱物（特に温度・圧力の計算に使用した鉱物）の化学分析結果

Record No.	1	5	6	7	8	9	11	16	19	25	28
Sample No.	11-5B	11-5B	11-5B	11-5B	11-5B	11-5B	11-5B	12-3H	12-3H	12-3H	12-3H
Mineral	Bt	Kfs	crd+ms	Sil	Mc	Pl	Grt	Pl	Grt	Bt	Chl
Number of O	22	8	1	5	8	8	12	8	12	22	28
SiO2	38.96	75.38	62.97	48.31	76.12	67.99	48.99	23.51	51.61	41.82	45.71
Al2O3	26.70	21.76	19.79	72.33	21.81	26.51	27.41	23.51	29.27	22.14	23.22
TiO2	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	3.69	3.49
Cr2O3	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06	0.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	27.93	0.25	3.58	0.46	0.00	0.00	48.47	0.48	49.36	34.68	32.94
MnO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.74	0.00	1.84	0.09	0.21
NiO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.99	0.95	1.25	1.64	0.72	0.69	5.84	0.94	5.22	9.43	8.46
CaO	0.18	0.39	0.32	0.08	0.36	6.62	1.11	2.10	2.07	0.15	0.32
Na2O	1.56	5.09	0.20	1.17	2.73	8.95	0.99	7.55	1.31	1.65	2.03
K2O	1.95	10.32	7.36	1.12	17.47	0.34	0.00	4.85	0.02	9.13	12.15
Total	110.61	114.16	95.47	125.17	119.21	111.10	134.55	63.50	140.70	122.84	128.56
Si	5.007	2.974	0.368	1.054	2.956	2.722	2.950	1.811	2.962	5.137	6.804
Al	4.043	1.011	0.136	1.859	0.998	1.251	1.945	2.134	1.980	3.205	4.072
Ti	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	0.341	0.390
Cr	0.008	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.006	0.004
Fe(3+)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	3.001	0.008	0.018	0.008	0.000	0.000	2.440	0.031	2.369	3.562	4.099
Mn	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.089	0.000	0.089	0.009	0.026
Ni	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.487	0.056	0.011	0.053	0.042	0.041	0.524	0.108	0.446	1.726	1.876
Ca	0.025	0.016	0.002	0.002	0.015	0.284	0.072	0.173	0.127	0.020	0.051
Na	0.388	0.389	0.002	0.049	0.205	0.694	0.116	1.127	0.146	0.393	0.585
K	0.320	0.519	0.055	0.031	0.865	0.017	0.000	0.476	0.001	1.430	2.306
Total	15.304	4.974	0.592	3.057	5.081	5.009	8.135	5.893	8.121	15.828	20.214

斜長石における非理想溶液モデルを評価した Ganguly and Saxena (1984) の方法では、2.0 kbar である。Koziol and Newton (1988) は実験的に上の反応を再決定し、Newton and Haselton (1981) の地質圧力計を修正した。また、ざくろ石と黒雲母の活動モデルと Ca-ざくろ石の部分的なモル分率の計算方法は Newton and Haselton (1981) から採用した。この方法では 3.7 kbar である。

以上の考察の結果、隠岐変成岩の圧力決定には Koziol and Newton (1988) のざくろ石-斜長石-珪線石-石英地質圧力計を使用した。その理由は、この方法が不純物を非理想溶液モデルで取り扱っており、本調査地域で見られるような複雑な鉱物化学組成をもった岩石に適用できるためである。

(3) 温度・圧力の決定

前節で述べた地質温度・圧力計を用いて、隠岐変成岩の変成温度・圧力条件を決定した。決定の方法は温度計と圧力計によって得られた 2 つの異なる傾きをもった P-T 曲線が交差して重なる部分を、その岩石の温度・圧力条件とした。以下に代表的なサンプルの温度・圧力計算結果を示す。

OK6-6A: ざくろ石は中心部、黒雲母・斜長石はマトリックスの分析値を用いると、620~660°C、1.3~2.0 kbar であった。

OK6-9A: ざくろ石の中心部、黒雲母・斜長石はマトリックスの分析値を用いると、680~710°C、3.0~3.6 kbar であり、OK6-6A よりも高い温度・圧力条件を記録している。

OK1-7B: ざくろ石の中心部と、共存する黒雲母・斜長石の分析値を用いると、530~550°C、1.7~2.4 kbar であった。また、ざくろ石と黒雲母の接触部、斜長石はマトリックスの分析値を用いると、492~500°C、1.2~2.1 kbar である。

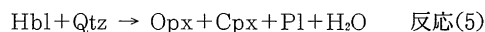
OK4-1A: このサンプルには珪線石が存在しないため圧力を導くことはできなかった。4 kbar における温度は 520~550°C であった。この温度は後退変成作用におけるざくろ石-黒雲母間の Fe-Mg 交換反応の停止温度を示していると考えられる。

6. 考察

(1) 変成岩の岩相分布

泥~砂質片麻岩は鉱物組み合わせから、P1 (ざくろ石と珪線石を含まない)、P2 (ざくろ石を含む)、P3 (ざくろ石と珪線石を含む) という 3 つのタイプに区分することができた。このような出現鉱物の違いの説明として、変成度の違いによる鉱物組み合わせの変化が考えられる。そこで各タイプの地理的分布を示した図3をみると、各タイプは混在しており泥~砂質片麻岩を分帯することはできない。つまり、調査地域内では泥~砂質片麻岩における明らかな変成度の差はなく、鉱物組み合わせの違いは原岩の全岩化学組成の違いを反映しているものと考えられる。

苦鉄質片麻岩は単斜輝石の有無から M1 (単斜輝石を含まない)、M2 (単斜輝石を含む) という 2 つのタイプに区別できる。M1、M2 の各タイプは共に角閃石の存在から上部角閃岩相以上の変成度を示す。タイプ M2 は単斜輝石 (ときに斜方輝石) の存在からグラニュライト相を示すことも考えられるが、タイプ M2 と調和的に産する泥質片麻岩に斜方輝石が見られないこと、さらに斜方輝石は、



という反応によって生成するが、この反応では斜方輝石は Fe^{2+} に富む環境において角閃岩相でも作られることから、グラニュライト相にあったとは一概にはいえない。これら事実から隠岐変成岩類の変成度は、角閃岩相上部~グラニュライト相下部であると思われる。

表 6 変成履歴の推定に用いた熱力学的・実験岩石学的データ一覧

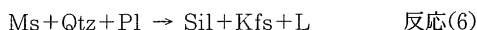
・花崗岩の熔融曲線 :	Johannes (1984)
・ $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Kfs} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{L}$:	Le Breton and Thompson (1988)
・ $\text{Bt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Opx} + \text{L}$:	Peterson and Newton (1989)
・ $\text{Ms} + \text{Ab} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{L}$:	Peto (1976)
・ Grt-Bt 地質温度計 :	Ganguly and Saxena (1984)
・ Grt-Pl-Sil-Qtz 地質圧力計 :	Koziol and Newton (1988)
・ $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Crd}$:	Harris and Holland (1984)
・ $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$:	Berman (1988)
・ アルミノ珪酸塩鉱物の三重点 :	Holdaway (1971)

苦鉄質片麻岩をタイプごとに地図上にプロットすると図4のようになった。有木川では北にタイプM1, 南にタイプM2が存在するようにみえるが、銚子川では両タイプが混在しており、全体としては各タイプの分布に一定の傾向は見られない。つまり、泥～砂質片麻岩と同様、調査地域内では苦鉄質片麻岩における明らかな変成度の差はないと思われる。

(2) 温度 - 圧力履歴

実験岩石学データおよび地質温度・圧力計などを用いた結果、調査地域の泥～砂質片麻岩と優白色岩の産状および組織から隠岐変成岩の温度・圧力履歴は図8, 9のようになると考えられる。温度・圧力履歴の作成に用いた熱力学的・実験岩石学的データの出所を表6に示した。なおアルミノ珪酸塩の反応は定量的であるが、その他の反応は定性的である。したがって天然の鉱物組み合わせに応用する場合は、不純物の効果や流体組成の影響により反応曲線が左右にずれる。以下に岩石に記録された鉱物組織と反応との関係について議論する。

累進変成作用：隠岐変成岩は各地で部分熔融により優白色岩を形成しているため、その変成温度は花崗岩の熔融曲線よりも高温である。特に優白色岩は母岩である泥～砂質片麻岩とともに変形を受けていることから、累進変成作用における温度上昇時にこれらの優白色岩が形成された可能性が高い。一方、Alに富む泥質片麻岩中にみられる優白色岩タイプL2は、珪線石+カリ長石+石英の鉱物組み合わせを持つ。この優白色岩もまた周囲の泥質片麻岩とともに著しく変形しているため、累進変成作用における反応(6)の進行により形成されたのであろう。

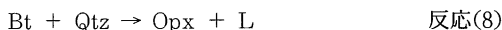


一方、ざくろ石を含む優白色岩タイプL3もまた累進変成作用によって形成された。例として反応(7)の進行によりざくろ石を含む優白色岩が形成されたと考えられる。

$\text{Bt} + \text{Sil} (\text{And}) + \text{Qtz} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{L}$ 反応(7)
この反応の進行により、優白色岩タイプL3のざくろ石には黒雲母が包有物として存在する。また珪線石の欠如については、反応の進行により全ての珪線石が使い尽くされてしまったと考えられる。以上のように、L1～L3という3種の優白色岩が存在することから、累進変成作用において優白色岩を形成するような反応が3つ以上起こったことが推定される。累進変成作用の圧力については、図8の反応曲線の位置より >4 kbarと推定できる。

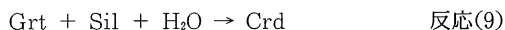
ピーク変成作用：隠岐の泥～砂質片麻岩には、他のグ

ラニユライト地域に特徴的な斜方輝石がみられない。つまり、反応(8)に示すような黒雲母の脱水熔融反応は起こっていない。



この反応は、黒雲母と石英の共生があれば熔融物が生じる反応(ドライな熔融反応)であるため、隠岐変成岩の高温限界であるといえる。つまり反応(7)が隠岐・島後における最高温での反応であると考えられる。そこで、ざくろ石 - 黒雲母地質温度計 (Ganguly and Saxena, 1984) を用いてこの反応が起こったときの温度をサンプルOK6-9Aより求めた。なお反応温度は優白色岩から求めることが好ましいが、黒雲母とざくろ石が共生している組み合わせがなかったため、泥質片麻岩であるサンプルOK6-9Aより求めた。分析した組み合わせは、ざくろ石中に存在する黒雲母と、その接触部分である。この黒雲母は、累進変成作用でできたと考えられるざくろ石に包有されているため、明らかにピーク変成作用を受けている。計算の結果、3 kbarで750～754°Cで反応(7)が起こったと考えられる。また、反応(8)の脱水熔融実験(例えば Peterson and Newton (1989)) から、反応(8)が起こる温度が約820°Cであるため、隠岐変成岩は750°Cから820°Cの間でピークの温度をむかえたと考えられる。

後退変成作用：泥～砂質片麻岩のサンプルOK6-9A中のざくろ石は、董青石に置換されているため、次のような反応が起こっている。



なお、董青石の存在は太田(1963)によっても報告されている。反応(9)は後退変成作用時の圧力減少により起こる反応であり、鉱物の化学分析値からこの反応が起こった圧力を求めることができる。しかし、董青石はピナイト化して細粒の白雲母に変化しているため、正確な分析値を得ることができなかった。そこで、ざくろ石、珪線石、董青石の存在するサンプルOK6-9Aのざくろ石の分析値より、董青石のMgモル分率を仮定し圧力を求めた。一般にざくろ石と董青石が平衡な場合、董青石はざくろ石よりMgを多く含むため、このサンプルのざくろ石のMgモル分率が0.17であることから、董青石のMgモル分率を0.6, 0.8, 0.9と仮定し、圧力を推定した。必要な熱力学的データはHarris and Holland (1984)のものを使用した。それによると、圧力の下限は、 $\text{XCrdMg} = 0.9$ のとき約1.5 kbarである。よって、後退変成作用時の圧力が1.5～3 kbarの時期に、反応(9)が起こったことが考えられる。ただし、董青石が水を含む場合、圧力は～2 kbar上昇する可能性がある。

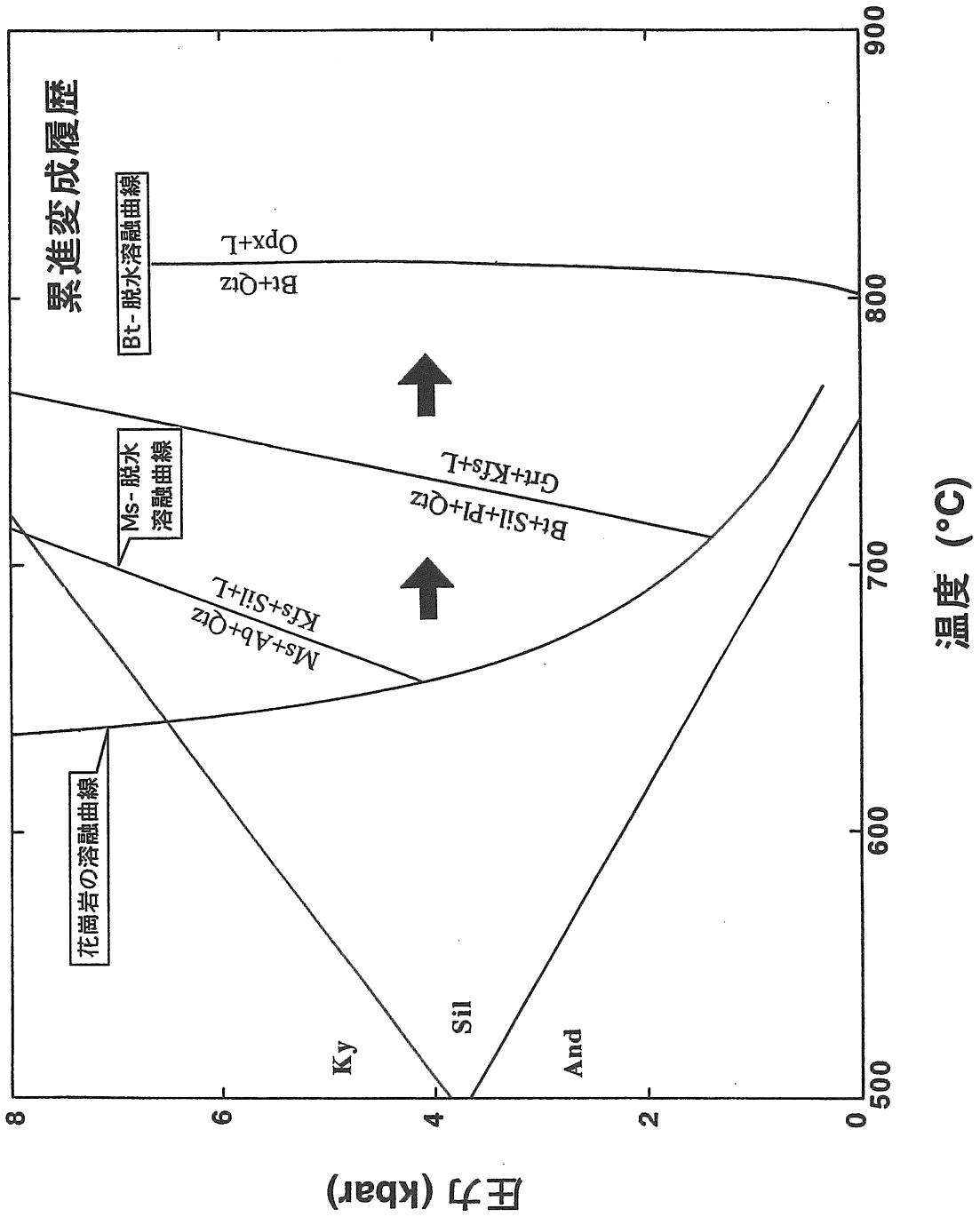


図8 累進変成作用のP-Tパス

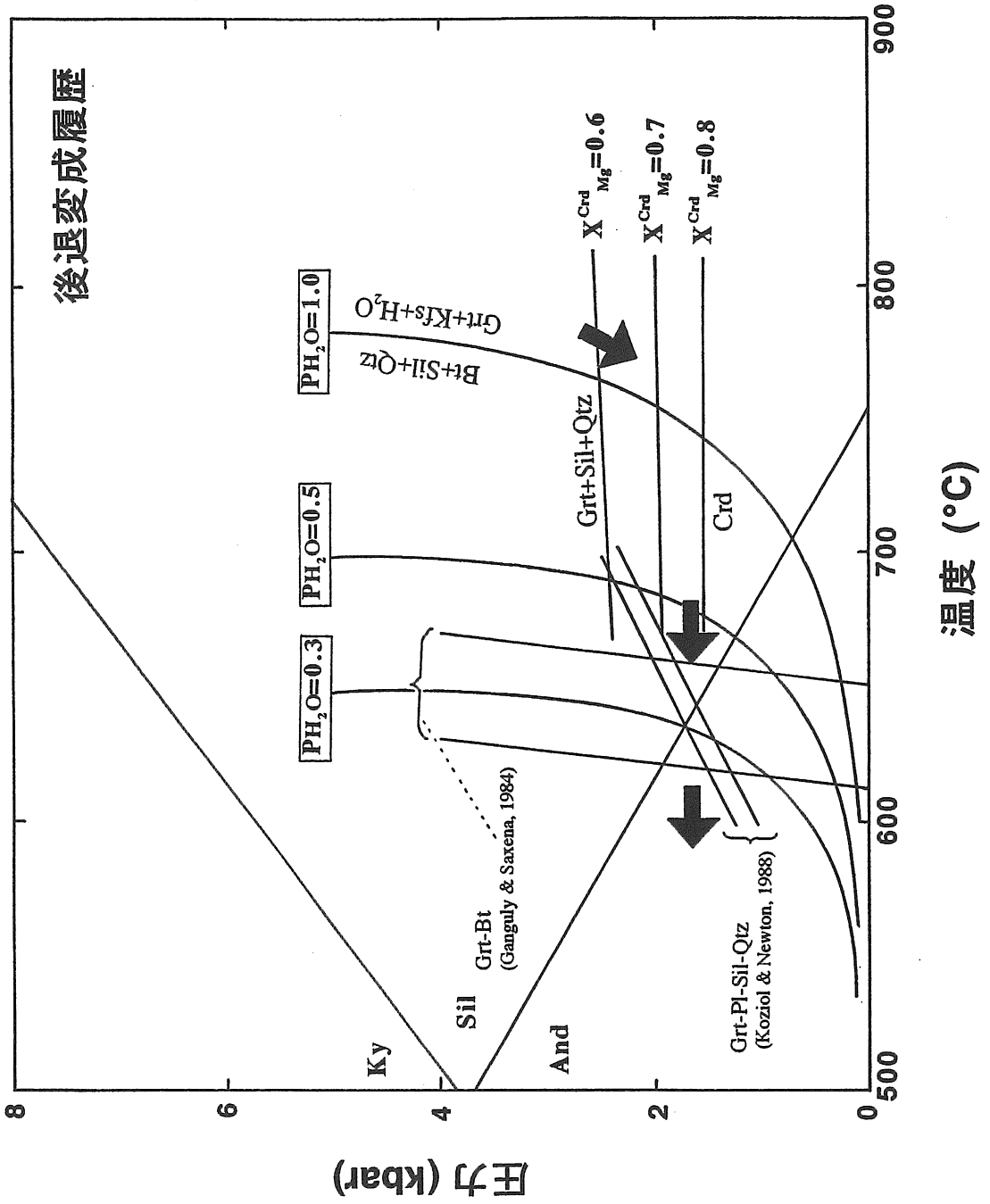


図9 後退変成作用のP-Tパス

泥～砂質片麻岩のサンプル OK6-6A は、ざくろ石が分解して黒雲母および珪線石（一部紅柱石）を形成している組織が見られ、後退変成作用によって反応(10)が起こったことが予想される。

$Grt + Kfs + H_2O \rightarrow Bt + Sil(And) + Qtz$ 反応(10) 結果として生じた鉱物は、ざくろ石 - 黒雲母 - 斜長石 - 珪線石 - 石英の鉱物組み合わせをもつため、上述のように温度・圧力を決定したところ、620～660°C、1.3～2.0 kbar であった。なお、比較のために反応(10)の熱力学的データ (Berman, 1988) を用いて反応曲線を独立に引くと、 $PH_2O \ll P_{total}$ 条件下で上記温度・圧力とほぼ一致し、紅柱石 - 珪線石の境界付近で反応(10)が起こったことを意味している。これは泥～砂質片麻岩タイプ3で珪線石 - 黒雲母、紅柱石 - 黒雲母の組み合わせが見られることとも調和的である。

ここで、紅柱石の形成に関しては、後退変成作用での反応(10)が珪線石＝紅柱石の一変曲線で形成されたか、または、反応(6)の後に何らかの熱的影響による接触変成作用により形成されたという2つの可能性が考えられる。ところで、隠岐変成岩類と同じ高温低圧型である阿武隈変成帯の御斎所 - 竹貫変成岩類の竹貫泥質片麻岩中に、珪線石とともに紅柱石が出現することが以前から知られている。岸(1987)や Hiroi and Kishi (1988) は紅柱石の分布および産状（1：紅柱石中に珪線石の包有物がしばしば見られる、2：珪線石はしばしばざくろ石中の包有物として出現するが紅柱石にはそのような産状は見られない、3：多量の白雲母が共存している）、紅柱石と共存するざくろ石の最外縁部の組成累帯構造の特徴などから、紅柱石は広域変成作用後に、付近の花崗岩類の接触変成作用によって形成されたと結論した。このような例もあるように、本研究でも紅柱石中に珪線石の包有物が見られるため、花崗岩類による接触変成作用による紅柱石の形成も考えられる。ただし新期花崗岩の貫入年代が20 Ma (田結庄ほか, 1991) であるに対し、変成岩類の年代は165, 173 Ma (K-Ar 法; Shibata and Nozawa, 1966), 187 Ma (Rb-Sr 法; 早瀬・石坂, 1967), 250 Ma (Suzuki and Adachi, 1994) であり、両者の年代差が非常に大きい。また、紅柱石の産出地点付近に新期花崗岩の岩体は見られない。以上の事実から、紅柱石の形成は新期花崗岩による熱の影響よりも、むしろミグマタイト化作用時の優白色岩による熱の影響の可能性が高いと考えられる。

隠岐・飛騨地域の變成岩はともに堆積岩を原岩とする高温低圧型變成岩を主とし、變成岩中には花崗岩が貫入岩として存在する。また、日本海側に位置するなど地理

的な類似点もあることから、起源を同じくするものと考えられてきた。特に隠岐と飛騨外帯には珪線石が存在し、飛騨内帯には珪線石も存在するが十字石も存在することより、隠岐と飛騨外帯での變成度は等しく、飛騨内帯ではそれより低い變成度であると考えられていた。しかし、本研究で鉱物組み合わせからだけでなく、化学分析を行った結果、隠岐の變成圧力は飛騨外帯、飛騨内帯よりもかなり低い値を示した。よって、隠岐と飛騨の變成史は必ずしも一致しない。

隠岐變成岩は2回の異なる条件下で變成作用を受けたと考えられてきた (星野, 1981)。しかし現在のところ、隠岐變成岩には複變成作用を証明できるような詳細な温度、圧力、年代データは得られていない。しかもこの2つの異なる温度・圧力条件は異なる岩相あるいは異なる鉱物組み合わせから求めたものである。したがって2回の變成作用と考えるよりも、隠岐變成岩は（おそらく時計回りの）1回の變成ループにおける異なる時間ステージの温度・圧力を記録しているとみなす方が説明が容易である。記録されている温度・圧力値の違いは、全岩化学組成の違いを意味していると考えられる。

6. 結論

(1) 本研究により、隠岐・島後の銚子・有木地域から泥～砂質片麻岩、苦鉄質片麻岩および優白色岩の岩相区分を行った。石灰質片麻岩は見られなかった。調査地域は泥～砂質片麻岩の産出量が多く、その多くはミグマタイト化作用を受けている。鉱物組み合わせによりP1：石英 - 斜長石 - 緑泥石 - (黒雲母・白雲母)、P2：石英 - 斜長石 - 白雲母 - ざくろ石 - (黒雲母・緑泥石)、P3：石英 - 斜長石 - 黒雲母 - 緑泥石 - ざくろ石 - 珪線石 - (紅柱石・白雲母) の3タイプに分けることができた。また苦鉄質片麻岩はM1：斜長石 - 緑褐色角閃石 - 石英 - 黒雲母 - 緑泥石、M2：斜長石 - 褐色角閃石 - 単斜輝石 - 斜方輝石 - 石英 - 黒雲母の2タイプに分けることができた。なお、前者は大きな岩体として泥～砂質片麻岩中に産し、後者はレンズ状小岩体として泥～砂質片麻岩または優白色岩中に産する。ものには輝石が含まれ、層状岩体として産するものには輝石が含まれない。優白色岩は泥～砂質片麻岩とともにミグマタイトを形成するもの (タイプL1～L3) と、貫入花崗岩として存在するものの2種類に区分できた。

(2) 各岩相にみられる鉱物組み合わせの地理的分布に一定の傾向は見られなかった。つまり鉱物組み合わせの違いは局所的な全岩化学組成の違いと考えられる。し

たがって調査地域内での明らかな変成度の差は確認できなかった。

(3) 銚子川および有木川の中流から上流の隠岐変成岩類は岩石が部分熔融し、高温でざくろ石・珪線石を形成し、低温で紅柱石を形成するような温度-圧力履歴を経たと考えられる。つまり隠岐変成岩は(おそらく時計回りの)1回の変成ループにおける異なる時間ステージの温度・圧力を記録している。

謝辞：本研究をまとめるにあたり、総合理工学部の高須晃教授をはじめとする変成岩ゼミの方々には、様々なご助言、ご指摘を賜った。教育学部理科研究室の尾崎正臣氏、鹿島崇氏には野外調査にてお世話になった。以上の方々に深く御礼申し上げます。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金(奨励研究(A): 08740415, 重点領域研究: 08228212)の補助金による。

参 考 文 献

- Berman, R.G. (1988) : Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *J. Petrol.*, **29**, 445-522.
- Bohlen, S.R. and Essene, E.J. (1980) : Evaluation of coexisting garnet-biotite, garnet-clinopyroxene and other Mg-Fe exchange thermometers in Adirondack granulites: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, **91**, 107-109.
- Ferry, J.M., and Spear, F.S. (1978) : Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984) : Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.*, **69**, 88-97.
- Ghent, E.D. (1976) : Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, **61**, 710-714.
- Goldsmith J.R. (1980) : Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. *Amer. Mineral.*, **65**, 272-284.
- Harris, N.B.W. and Holland, T.J.B. (1984) : The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the Central Limpopo Belt: evidence for rapid decompression in the Archaean? *Amer. Mineral.*, **69**, 1036-1049.
- 早瀬 一・石坂恭一 (1967) : Rb-Sr による地質年齢 (1), 西南日本. 岩鉱, **58**, 201-212.
- Hiroi, Y. and Kishi, S. (1988) : P-T evolution of Abukuma metamorphic rocks in Northeast Japan: metamorphic evidence for oceanic crust obduction. In J.S. Day, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley, Eds., *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 481-486.
- Hodges, K.V. and Spear, F.S. (1982) : Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- Holdaway H.J. (1971) : Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- 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.
- 星野光雄 (1979) : 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩. 加納博教授記念論文集, 日本列島の基盤, 85-88.
- Hoshino M. (1979) : Two-pyroxene amphibolites in Dogo Oki island, Shimane-Ken Japan. *Japan. Assoc. J. Mineral. Petrol. Economic Geol.*, **74**, 87-99.
- 星野光雄 (1981) : 隠岐島後の泥質片麻岩にみられるアルミノ珪酸塩鉱物の産状. 総合研究 A 下部古生代-上部原生界報告書, 9-12.
- Indares, A. and Martignole, J. (1985) : Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Mineral.*, **70**, 272-278.
- Johannes, W. (1984) : Beginning of melting in the granite system $\text{Qz}-\text{Or}-\text{Ab}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 264-273.
- 岸 智 (1987) : 阿武隈山地南部貝泊-花園地域の“グラニューライト相”変成岩の生成について, 講演要旨, 岩鉱, **82**, 156.

- 小林英夫・松本征夫・星野光雄 (1980) : 隠岐島後. 日本地質学会第87年総会年会, 見学旅行案内書, 1-39.
- Koziol, A.M. and Newton, R.C. (1988) : Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Amer. Mineral.*, **73**, 216-223.
- Le Breton, N. and Thompson, A.B. (1988) : Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Newton, R.C. and Haselton, M.T. (1981) : Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In R.C. Newton, A. Navrotsky, and B.J. Wood, Eds., *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer-Verlag, 131-147.
- 太田昌秀 (1963) : 隠岐変成岩類. 岩鉱, **49**, 189 - 205.
- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V. (1983) : Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In S.K. Saxena, Eds., *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer-Verlag, 199-239.
- Peterson, J.W. and Newton, R.C. (1989) : Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMASH: implications for crustal anatexis. *J. Geol.*, **97**, 465-485.
- Peto, P. (1976) : An experimental investigation of melting relations involving muscovite and paragonite in the silica saturated portion of the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ to 15 kbar total pressure. *Prog. Exp. Petrol., NERC London, 3rd report*, 41-45.
- Pigage L.C. and Greenwood H.J. (1982) : Internally consistent estimates of pressure and temperature : the staurolite problem. *Amer. J. Sci.*, **282**, 943-969.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967) : K-Ar ages of Hida metamorphic rocks. Amo-tsuDokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **17**, 259-277.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1994) : Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, **235**, 277-292.
- 田結庄良昭・柴田賢・内海茂 (1991) : 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質学雑誌, **97**, 53-60.
- 田中 剛・星野光雄 (1987) : 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代測定とその地質学的意義. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p369.
- 高須 晃・Dallmeyer, R.D. (1995) : 隠岐片麻岩の $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代. 日本地質学会講演要旨, 281.
- Thompson, A.B. (1976) : Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**, 425-454.
- Tsunogae, T. (1995) : Preliminary SIMS Zircon Age of Pelitic Gneiss from Oki Dogo Island, Southwest Japan. *Memoir Fac. Edu. Shimane Univ. (Natural Science)*, **29**, 61-68.
- Wood, B.J., and Banno, S. (1973) : Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.