高遠-塩尻地方の領家変成岩の岩石学的研究

PETROLOGIC STUDY OF THE RYOKE METAMORPHIC ROCKS
IN THE TAKATO SHIOJIRI AREA, CENTRAL JAPAN

小 野 晃 (Akira Ono)*

The area surveyed was divided into six zones, Zone I to Zone VI, based on mineral assemblages of pelitic rocks. Zone boundaries were determined by the first appearance of biotite, andesine, cordierite or andalusite, sillimanite and almandine, respectively. Chemical compositions of minerals have been analyzed by means of electron probe microanalyzer.

TiO₂ and Al₂O₃ contents of biotite increase with increasing grade. Al₂O₃ content of chlorite is lower in Zone II than in Zone III. Detrital white mica rich in celadonite component is common in Zones I and II. It is absent above Zone III. Muscovite from most of Zone III and Zone IV are similar in chemical composition. Muscovite in Zone V is slightly poorer in FeO and MgO contents as compared with lower-grade muscovite. Albite coexists with andesine (An₃₀₋₃₄) or oligoclase in Zone III. K₂O content in plagioclase increases with increasing metamorphic temperature. Ab % of K-feldspar remarkably increases from Zone IV to Zone VI. MnO content in ilmenite increases from Zone II to Zone VI.

Partition coefficients of Fe and Mg between biotite, chlorite, and muscovite do not change with grade. Partition coefficient of Ab component between K-feldspar and plagioclase change with grade. According to Stomer's two-feldspar geothermometer, it is 500°C and 550~600°C at the sillimanite isograd and slightly above the almandine isograd, respectively, if pressure is about 4000 bars.

Most of biotite are produced from the reaction of white mica, chlorite and muscovite near the andesine isograd. However, formation of biotite occurs above biotite isograd and below medium temperature part of Zone III. Cordierite was formed by the reaction with biotite, sillimanite and quartz in Zones V and VI. The reaction of muscovite plus quartz mainly took place slightly above the sillimanite isograd. K-feldspar and sillimanite coexist in almost all pelites in Zone V. Association of almandine and K-feldspar occurs only in Zone VI.

Zoned plagioclases are common in Zones V and VI. The rims are poor in K₂O content as compared with cores of plagioclases. Zoned plagioclases were produced during retrogressive metamorphism. Many muscovite in Zones V and VI have tiny inclusions of sillimanite and graphite, suggesting that these muscovite were formed during retrogressive metamorphism.

The petrological results were compared with available experimental investigations in order to estimate geothermal gradient of the Ryoike metamorphism. The geothermal gradient estimated is about 6.5 bar/deg under the condition of $P_{H_2O} = 1/4 P_{Total}$.

1. はじめに

領家帯には花崗岩質貫入岩体が広く分布するため、広域変成岩の分布が広くみられる地域は、高遠-塩尻、段戸山-幡豆、笠置そして柳井の4つの地域である。他の場所では、変成岩がバソリスのルーフペンダントの如き産状を示す。このため、これらの岩石が広域変成岩か接

触変成岩か、あるいは両者の影響がみられる岩石か不明のことが多い。この論文では、花崗岩の分布面積の小さい高遠-塩尻地方の変成岩についての、岩石学的研究結果を述べる。花崗岩による熱変成作用を受けていない、と推定される岩石についての、調査結果である。

緑色片岩相の領家変成岩の研究は稀であるが、これは再結晶性がこの温度領域では極めて悪いためである。碎

屑性の鉱物が一般的にみられる。角閃岩相の低温部分でも、変成鉱物の粒径は小さく、電子線マイクロアナライザーでの分析が困難である。このような状況であるから、低温の変成鉱物を分析し、これらの岩石の特徴をつかむのが、この論文の一つの目的である。

泥質および砂質変成岩を主体とする変成岩帯では、固溶体鉱物である黒雲母、緑泥石、きん青石、白雲母およびマルマンディンの出現と消滅を基準に、アイソグラッドが求められる。領家帯については、きん青石アイソグラッドが重要とみられている (Hayama, 1964)。また緑泥石が多くの岩石にみられなくなる地点が、角閃岩相と緑色片岩相の境界付近にある (小野, 1969a)。しかし、これらのアイソグラッドは全岩の化学組成に強く依存すると思われるので、特別な重要性を与えられない。全岩組成に余り依存しない変成反応を探す必要がある。

最後に、領家帯に限らず多くの変成帯では、累進的変成作用の解明を主目標としてきた。ところが、ざくろ石のゾーニングの研究によると、後退変成作用中に結晶の半分近くが晶出していることがある (Ono, 1976; 1977)。温度の下降中に起った再結晶作用は無視し難い。この時期に生成した鉱物とそれ以外とを区別しないと、変成岩の平衡論的取り扱いが出来なくなるはずである。

以上の3つの問題点を主に明らかにする目的で、鉱物の化学分析を行ない、その結果をここに報告し、今後の研究のための一資料としたい。

2. 変成分帯

変成岩帯の熱構造はアイソグラッドを求めることによって明らかとなる。アイソグラッドはある岩石について、鉱物組合せの変化が起る地点である。領家変成帯では、黒雲母、緑泥石、アンデシン、紅柱石、きん青石、カリ長石、けい線石、dumortierite、そしてアルマンディ

zone	II	III	IV	V	VI
chlorite	-----	----			
muscovite	-----			----	
biotite	-----				----
almandine					----
andalusite				----	
sillimanite					----
cordierite					----
plagioclase	0 - 2	35-20		19-30	
(An %)					
K-feldspar					----
dumortierite					----
quartz					----

第1図 変成鉱物の存在範囲

第2図 変成分帯 標本採集位置は数字で示されている。これらは第1表と同じものである。

ンの存在範囲が限られており、これらの鉱物で9つのアイソグラッドが原理的には求められる。

調査地域は低温から高温に向って、Zone I から Zone VI まで6つに区分した。Zone I は黒雲母が泥質変成岩に存在せず、いわゆる非変成岩である。Zone II は黒雲母があり、アンデシンがみられない区域である。Zone III はアンデシンの出現にはじまり、カリ長石やきん青石の出現より低温の領域である。Zone IV はけい線石の出現しない領域で、Zone III より高温の地域。Zone V は紅柱石のけい線石への相変態開始温度（けい線石アイソグラッド）より高温で、アルマイディンとカリ長石の共存する Zone VI より低温の区域。Zone IV は巾が1km 以下であり、Zone VI も広くない。この2つのゾーンを除外すると、小野 (1969a) の分帯と上述の分帯はほぼ一致する。

泥質変成岩中の代表的な鉱物の存在範囲を第1図に示した。この図の点線は鉱物の量の少ないことを意味している。分帯図は第2図に示した。

各ゾーンにおける主な鉱物組合せは次の様である。ここでは、±の記号は存在または存在しない両方の場合があることを意味している。りん灰石と電気石はすべてのゾーンにある。

Zone I

緑泥石 + 白雲母 + 斜長石 (An_{1-25}) + 石英 + イルメナイト + 石墨 + りん灰石 ± 方解石 ± マイクロクリン ± 黄鉄鉱 ± 変質黒雲母。

これらの多くは碎屑性の結晶で、緑泥石、アルバイ、イルメナイトが主要な再結晶鉱物と思われる。

Zone II

緑泥石 + 黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 (An_{1-25}) + 石英 + イルメナイト + 石墨 ± 方解石 ± マイクロクリン ± ルチル。

緑泥石 + 白雲母 + 斜長石 + 石英 + イルメナイト + 石墨 ± 方解石。

後者の鉱物組合せは低温部分にのみ存在する。方解石は稀である。粗粒な white mica, 斜長石, 石墨, 石英そしてマイクロクリンは碎屑性の結晶であり、一般的にみられる。硫化鉱物の存在は稀である。

Zone III

黒雲母 + 白雲母 + アルバイト + 斜長石 (An_{20-84}) + 石英 + イルメナイト + 石墨 ± ルチル。

黒雲母 + 緑泥石 + 白雲母 + アルバイト + 斜長石 + 石英 + イルメナイト + 石墨 ± 磁硫鉄鉱 ± 黄銅鉱 ± 方解石 ± niccolite。

黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 (An_{17-20}) + 石英 + 石墨 ± イルメナイト ± ルチル。

黒雲母 + 白雲母 + アルバイト + 石英 + ルチル + イルメナイト + 石墨。

硫化鉱物を含むものは少ない。

Zone IV

黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 + 石英 + 石墨 ± ルチル ± イルメナイト。

黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 + カリ長石 + 石英 + 石墨 + 黄銅鉱 ± イルメナイト ± ルチル。

黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 + カリ長石 + きん青石 + 石英 + 石墨 ± イルメナイト。

黒雲母 + 白雲母 + 紅柱石 + カリ長石 + 斜長石 + 石英 + 石墨 ± 黄銅鉱 ± イルメナイト。

調べた岩石としては、ルチルの多い岩石がこのゾーンにときどきみられた。

Zone V

黒雲母 ± 白雲母 + 斜長石 + カリ長石 + けい線石 ± きん青石 + 石英 + 石墨 ± イルメナイト ± 黄銅鉱 ± 磁硫鉄鉱。

黒雲母 + 白雲母 + 斜長石 + ざくろ石 + きん青石 + 石英 + 石墨 + 黄銅鉱。

紅柱石は残存鉱物として、低温部にみられる。

Zone VI

黒雲母 + ざくろ石 + きん青石 + けい線石 + カリ長石 + 斜長石 + 石英 ± 白雲母 ± イルメナイト ± 黄銅鉱 ± 磁硫鉄鉱 + 石墨。

黒雲母 + ざくろ石 + きん青石 + カリ長石 + 斜長石 + 石英 + 石墨 + イルメナイト + 黄銅鉱 + 磁硫鉄鉱。

黒雲母 + きん青石 ± 白雲母 + けい線石 + カリ長石 ± ざくろ石 + 斜長石 + 石英 + 石墨 ± イルメナイト + 黄銅鉱 + 磁硫鉄鉱。

3. 調査地域の南方のけい線石アイソグラッドについて

Oki (1961) および Katada (1965) によって、木曾山地 (塩尻 - 木曾駒ヶ岳地域) の変成分帯がなされている。彼等によると、木曾駒ヶ岳東南地域には紅柱石やけい線石を含む岩石が見い出されている。 Al_2SiO_5 鉱物は白雲母、カリ長石、石英と共存している。この事実は高遠地方と全く同じである。一方、高遠南方の駒ヶ根地方では、Hayama (1964) が分帯をしている。彼によると、黒雲母、きん青石、first sillimanite, second sillimanite の各ゾーンが識別されている。first sillimanite isograd は紅柱石のけい線石への相変態で特徴づけられ、second sillimanite isograd は白雲母と石英の反応を意味している。しかしながら、著者の観察によると、高遠と木曾駒ヶ岳地方と同じく紅柱石は白雲母、石英、カリ長石と

共存しており、白雲母と石英の反応は first sillimanite isograd より低温ですでに起っている。

けい線石アイソグラッドは高遠、駒ヶ根、木曾駒ヶ岳の各地域で連続しておらず、断層が推定されている(小野, 1969b)。しかし、かつては連続しており、30 km 以上におよぶ単一の熱構造を構成していたと思われる。けい線石アイソグラッド付近には白雲母、石英、カリ長石が Al_2SiO_5 鉱物と共存しており、物理条件も全体を通して非常に似ていたと推定される。

4. 全岩組成

岩石の化学組成が、鉱物組合せや鉱物の化学組成を決定する一つの重要な因子であることは、よく知られている。緑れん石、十字石、クロリトイド、パイロフィライト、パラゴナイトは当地域にはみられないが、これは全岩組成が不適当のためと推定される。また硫化鉱物が低温の変成岩に少ないのは、全岩組成によるとと思われる。

Zone I から Zone IV の多くの泥質変成岩には、緑れん石、方解石、ざくろ石、パラゴナイト、カリ長石がない。このために斜長石の $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ はおおよそ全岩のそれに等しい。斜長石の $\text{An}\%$ は、泥質変成岩の化学組成の地域的変化の1つの目安となり得る。 $\text{An}\%$ の地域的変化を調べてみると、同一の地域でのばらつきとともに、地域間での相違がある。たとえば、Zone II の多くの泥質岩ではアルバイトが多く、オリゴクレスはきわめて少ない。Zone IV では An_{17-20} 位のものが多い。Zone III では An_{0-2} を含む岩石や An_{25} のものなど場所によって変化がある。

調査地域の泥質岩については、原村 (1961)、Oki (1961)、片田・磯見 (1962; 1964) および小野 (1969a) が分析値をあげている。これらのデータを第3図の

第3図 全岩組成の $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$ 図
記号は本文参照

$\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ 図上に示した。黒丸で示した Zone II の岩石は非常に CaO が小さく、斜長石の組成からの推定と一致した結果を与える。三角印は辰野南東で、×印は伊郡谷西部のものである。高変成度の岩石は(四角印) An_{17-22} の範囲の斜長石が示す $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ 変化直線の近くにある。白丸は Zone I および Zone I に近い Zone II の岩石である。

以上の様な全岩組成のパラツキは、黒雲母などの化学組成の変成度による変化を調べる際、十分に考慮すべき重要な事柄である。

5. 鉱物の記載

泥質変成岩を構成する鉱物を、電子線マイクロアナライザーで分析した。分析方法は Ono (1976) と同じである。主要な分析データを第1~5表にあげた。分析した鉱物の標本採集位置は第2図に示されている。第1~5表において、採集位置の次の括弧内の数字は、標本番号であり、1ヶ所でいくつかの岩石が調べられたことを意味している。

1. Zone I と Zone II

a. White mica

white mica には相当大きなサイズのものがあり、明らかに碎屑性の結晶である。これらの FeO と MgO の含有量は結晶粒ごとに相違があり、一枚の薄片の微小な領域にも普通の白雲母とフェンジャイトが存在する。フェンジャイト的な white mica が広く存在することは、7つの標本を調べて確認した。

Sassi and Scolari (1974) は当地方の white mica の d_{001} を報告している。それによると平均値で $9.013 \text{ \AA}$ である。この値は碎屑性の white mica と再結晶したものととの平均値である。Zone I の1つの岩石中の white mica は $9.0216 \text{ \AA}$ であった。

b. 斜長石

斜長石の 2θ (131°) のピークは、おのおのの岩石標本について市の広い2つのピークがみられた。これは組成のことなるアルバイトとオリゴクレスが一つの岩石に存在するためである。後者のピークはしばしば非常に低い。この研究で分析した斜長石は 8μ から 10μ のサイズである。 An_{1-25} のものが存在し、アルバイトが多い。X線にみられる2つのピークに対応した、化学組成の2つの集中領域は認められなかった。斜長石は一枚の薄片内で著しい化学組成のパラツキがある。変成鉱物とみられる微小な結晶はアルバイトであり、アンデシンは見い出せない。

c. カリ長石

典型的な泥質岩にはカリ長石はない。マイクロクリン

Table 1. Microprobe analyses of muscovites (Zones I, II and III), biotites (Zones II and III) and chlorites (zones II and III).

zone locality	muscovite									
	I 1	II 2	II 2	II 4	II 7	III 9	III 12	III 13	III 14	III 15
SiO ₂		45.73	45.41	49.65	50.88	47.00	46.27	46.91	47.02	
TiO ₂		0.34	0.80	0.25	0.16	0.68	0.96	0.37	0.32	
Al ₂ O ₃		29.20	34.16	23.42	25.07	33.78	33.95	33.75	33.82	34.15
FeO	2.90	3.32	0.91	6.14	6.47	1.07	1.36	1.03	0.94	1.16
MnO					0.00	0.00	0.00	0.04		
MgO	1.07	1.60	0.52	2.56	2.22	0.76	0.62	0.66	0.54	0.84
Na ₂ O		0.11	0.58	0.02		0.60	0.28	0.76	0.87	
K ₂ O		10.98	9.41	9.98	9.94	10.14	10.59	9.65	9.50	10.50
Total		92.28	91.79	92.02	94.74	94.03	94.03	93.17	93.01	

zone locality	biotite							chlorite				
	II 7	II 8	III 9	III 12	III 13	III 14	III 15	II 7	II 8	III 9	III 13	III 14
SiO ₂	36.67	35.30	35.38	34.69	35.27	35.81	35.42	26.70	25.60	24.24	24.37	24.86
TiO ₂	1.68	1.86	1.95	2.67	1.57	1.76	3.09	0.06	0.07	0.08	0.14	0.10
Al ₂ O ₃	17.79	17.93	17.11	17.91	18.28	17.51	17.87	20.27	21.70	22.26	23.25	22.84
FeO	22.41	20.38	19.67	21.85	20.63	20.74	20.35	29.23	25.63	26.02	26.13	25.83
MnO	0.11	0.43	0.45	0.27	0.13	0.37		0.26	0.61	0.67	0.25	0.40
MgO	8.18	9.59	9.51	8.27	9.39	9.66	9.00	11.98	13.79	13.95	13.72	14.12
Na ₂ O		0.08	0.05	0.06	0.10	0.21						
K ₂ O	8.39	8.42	8.88	8.90	8.76	8.41	9.19		0.03	tr		0.01
Total	95.23	93.99	93.00	94.62	94.13	94.47	94.92	88.50	87.43	87.22	87.86	88.16

Table 2. Microprobe analyses of muscovites (Zone IV, V and VI) and biotites (Zones IV, V and VI).

zone locality	Muscovite								
	IV 20	IV 21	V 22(1)	V 23	V 24(2)	V 25(3)	VI 25(6)	VI 25(7)	
SiO ₂	45.67	45.54	44.36	45.87	45.87	45.83	45.04	45.04	
TiO ₂	1.04	1.24	1.26	0.87	1.10	0.09	0.30	1.28	
Al ₂ O ₃	35.05	33.99	34.12	35.18	34.82	34.79	34.77	34.56	
FeO	1.22	0.87	0.83	0.84	0.95	1.02	1.00	0.95	
MgO	0.65	0.63	0.59	0.62	0.60	0.71	0.78	0.50	
Na ₂ O	0.41	0.36	0.36	0.39	0.67	0.46	0.58	0.46	
K ₂ O	10.33	9.58	10.73	10.43	10.34	10.10	10.24	10.16	
Total	94.37	92.21	92.25	94.20	94.35	92.99	92.71	92.95	

zone locality	Biotite							
	IV 20	IV 21	V 22(1)	V 23	V 24(2)	V 25(3)	VI 25(6)	VI 25(7)
SiO ₂	35.02	35.18	34.68	35.16	34.77	34.69	34.72	33.82
TiO ₂	2.80	3.13	3.69	1.76	2.89	2.62	2.58	2.78
Al ₂ O ₃	18.77	19.26	20.00	20.28	19.61	20.59	20.72	19.44
FeO	20.82	19.93	20.10	19.34	19.69	20.87	18.26	19.14
MnO			0.20		0.40	0.17	0.32	
MgO	8.22	8.41	8.41	8.36	8.19	8.33	10.30	8.55
Na ₂ O		0.08	0.12		0.22	0.23	0.44	0.22
K ₂ O	8.89	8.18	9.25	8.93	8.74	9.16	8.67	9.09
Total	94.52	94.17	96.45	93.83	94.51	96.66	96.01	93.04

やパーサイトが、粗粒な鉱物が点在する泥質岩中にみられる。粗粒砂岩には多量のカリ長石が存在する。これらの粒子は白雲母や黒雲母に囲まれており、緑泥石とは接していない。カリ長石の Ab % は 3~10 wt % である。

d. イルメナイト, 黒雲母, 緑泥石
半定量のイルメナイトの分析では, MnO 含有量は少なく, 3.5 wt % 以下である。分析された 2 つの黒雲母は TiO₂ および Al₂O₃ の量はそれぞれ 2.0 および 18 wt %

以下であった。緑泥石の SiO_2 量は Zone III のものより多少多く、 Al_2O_3 はこの逆であった。

2. Zone III

a. 斜長石

アルバイトとオリゴクレス (あるいはアンデシン) が Zone III の低温部の岩石に共存している。アンデシンおよびオリゴクレスの粒径は 3μ から 30μ ほどであり、 10μ 以下のものが多い。各粒子は独立しており、周囲をアルバイトが取り囲んでいたり、中心部にアルバイトが残在している組織はみとめられない。アルバイトとオリゴクレスの共存は再結晶性の極めてよいドロマイト+石英+黒雲母+緑泥石岩にも認められる。一方、泥質岩にはかなり大きい (80μ) アルバイトが点在しており、化学組成は An_1 から An_6 に及ぶ。これらは碎屑性の鉱物である。したがってアルバイトとアンデシンの平衡共存は再結晶性の完全な部分で確認する必要がある。アンデシンアイソグランド付近には黒雲母、緑泥石、石英、斜長石、(方解石) からなる、 2mm の径の点紋状の粗粒な部分がみられる。この部分は再結晶性が良く、斜長石は第1表の loc. 9 の様に、アンデシンとアルバイトが共存している。これらの化学組成はマトリックスの細粒な部分のものと同じで、非平衡を示す証拠はない。アルバイトと共存する斜長石は温度の上昇にともない、 An_{34} から An_{21} まで変化していく。アルバイトは An_2 で

第4図 共存する plagioclase
loc. 11 の岩石中の plagioclase についてのデータ

一定であった。

loc. 11 の泥質岩にはアルバイト、オリゴクレス、アンデシンがみられた。これらの結果は第4図に示した。この図では標準試料のアルバイトとけい灰石の NaK_a と CaK_a の強度で、斜長石のそれらの強度を割った値に100を掛けた値を、 $\text{Ab}\% \cdot \text{Wo}\%$ として図示してある。

Table 3. Microprobe analyses of ilmenites, garnets and plagioclases (Zone III).

zone	ilmenite					garnet	
	II	II	III	VI		VI	VI
locality	7	8	14	25(5)		25(4)	25(5)
			edge		core	edge	edge
SiO_2						36.77	37.03
TiO_2	53.09	52.99	51.97	50.45	51.89		0.17
Al_2O_3						20.04	19.43
FeO	44.81	42.20	43.74	32.74	35.01	34.33	29.08
MnO	1.97	3.27	4.86	14.78	12.65	5.05	10.37
MgO						2.53	3.02
CaO						0.90	0.67
Total	99.87	98.46	100.57	97.97	99.55	99.62	99.77

plagioclase								
zone	III		III		III	III	III	
locality	9		10		12	13	14	
							core	edge
SiO_2	58.63	67.65	62.46	67.96				
Al_2O_3	25.46	19.41	22.00	19.23				
CaO	6.91	0.39	6.40	0.07	4.30	4.60	0.41	6.45 4.56
Na_2O	7.41	11.52	8.62	11.73	8.99	8.97	11.77	8.01 9.18
K_2O	0.12	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10	0.08	0.08 0.10
Total	98.53	99.06	99.59	99.11				
Ab wt%	65.51	97.63	70.48	98.98	78.61	77.46	97.66	69.01 78.23
An	33.77	1.84	28.90	0.34	20.79	21.94	1.87	30.51 21.19
Or	0.71	0.52	0.60	0.68	0.59	0.59	0.46	0.48 0.57

Zone III の中～高温部分にはアルバイトはない。例外として loc. 17 と loc. 14 にみとめられる。前者にはオリゴクレーズはない。後者については、アルバイトはイルメナイトの中心部に残存鉱物として存在する。イルメナイト及び斜長石の中心部分にはアンデシン ($An_{90.5}Ab_{78.2}Or_{0.5}$) があつた。これら以外の斜長石は $An_{21.2}Ab_{78.2}Or_{0.6}$ であつた。これらのアルバイトとアンデシンは明らかに残存鉱物であり、低温で出来た結晶である。loc. 11 のアンデシンも残存鉱物と思われる。

b. カリ長石

カリ長石は普通の泥質変成岩には存在しない。辰野の南東の花崗岩質貫入岩体の周辺にはカリ長石がみられる。これは広域変成岩形成後の、接触変成作用によって出来たものである。貫入岩体から遠い部分にはアルバイトとアンデシンがみられ (loc. 16), カリ長石はない。

c. 黒雲母と緑泥石

黒雲母の化学組成は Zone II と III とで大きな相違がない。Zone III の内部でも変成度による変化がない。緑泥石についても、Zone III では同じ様な組成である。

d. イルメナイト

Zone I と II では、イルメナイトは体積で 0.4~0.8% であるが、Zone III では 0.01 から 0.2% に減っている。イルメナイトとルチルの共存はまれである。分析し

たイルメナイトの MnO 含有量は約 5 wt % であつた。

e. White mica

White mica のサイズはきわめて小さく、例外的なもの (loc. 12 と 15) を除けば分析できない。分析した他の岩石中の white mica は碎屑性のものであり、比較的粗粒な結晶である。分析した変成鉱物の white mica は FeO の量が 1.36 と 1.16 wt % である。 b_0 の値は Zone III の低温部 (loc. 9) で高く、9.0108 Å であつた。それより高温では (loc. 10 と 19) 8.9964 Å と 9.0018 Å で Zone V の white mica と似ている。 d_{002} の値は 9.970 から 9.980 Å である。

化学分析データと X 線データ (Guidotti and Sassi, 1976) から判断すると、white mica のセラドナイト成分は Zone II から Zone III にかけて急変している。ただし Zone II の white mica は碎屑性の鉱物が多いので、単純な累進変成作用による組成変化とはみなせない。

3. Zone IV

a. 斜長石とカリ長石

An % は 17 から 29 に及び、多くは 17 から 20 であつた。斜長石は均一であつたが、一つの岩石では斜長石の中心部にアンデシンがみられた。Or の含有量は Zone III のものより少し高い。カリ長石の Ab wt % は 10~12 である。

Table 4. Microprobe analyses of plagioclases (Zones IV, V and VI) and K-feldspars (Zones V and VI).

zone locality	plagioclase and K-feldspar									
	III 15	III 18	IV 19		V 22(1)		V 22(2)		V 24(1)	
SiO ₂		63.99	63.56	64.58	61.65		63.35	64.37	60.98	64.45
Al ₂ O ₃		22.24	22.05	18.26	23.37		22.75	18.10	23.53	18.32
CaO	5.91	3.65	3.64	tr	5.17	tr	4.40		6.52	0.06
Na ₂ O	8.24	9.51	9.75	1.02	8.62	1.54	9.10	1.50	8.35	1.68
K ₂ O	0.12	0.15	0.21	14.66	0.21	14.05	0.27	14.57	0.19	14.00
Total		99.54	99.21	98.52	99.02		99.87	98.54	99.57	98.51
Ab wt%	71.10	81.79	81.95	9.58	76.46	14.41	77.69	13.52	69.13	15.37
An	28.20	17.35	16.90		22.41		20.77		29.84	0.30
Or	0.70	0.85	1.14	90.41	1.12	85.58	1.53	86.48	1.02	84.32

zone locality	V 24(2)		VI 25(1)			VI 25(2)		VI 25(3)		
	core	edge	edge	core				core	edge	
SiO ₂	61.55							62.09	62.85	64.98
Al ₂ O ₃	23.24							22.19	23.45	17.89
CaO	5.01	5.65	4.33	4.61	0.10	4.27		5.80	5.29	0.06
Na ₂ O	8.50	8.31	10.44	9.22	2.18	9.05	2.33	8.38	8.79	1.79
K ₂ O	0.33	0.09	0.21	0.33	13.15	0.35	13.00	0.44	0.20	13.84
Total	98.63							98.90	100.58	98.56
Ab wt%	74.10	72.33	80.50	76.93	20.03	77.72	21.41	70.56	74.22	16.38
An	24.00	27.17	18.45	21.26	0.51	20.25		26.98	24.68	0.31
Or	1.89	0.48	1.05	1.81	79.45	2.02	78.59	2.45	1.10	83.30

MnO が高く、いわゆる正常なゾーニングがみられた。けい線石はきん青石の内部にのみ存在する。

d. 紅柱石

Zone V の紅柱石はけい線石に変化しつつある状態がみとめられる。低温部のけい線石アイングラッド付近では、紅柱石の縁の部分を除いて、大部分が変化を受けていない。紅柱石の中心部には、強い赤色の多色性を示す部分があり、この部分では Fe_2O_3 : 0.76, SiO_2 : 0.13, MgO : 0.22, MnO : 0.00wt% であった。周辺の部分では Fe_2O_3 : 0.25, TiO_2 : 0.04, MgO : 0.04 wt% であった。

5. Zone VI

a. 斜長石とカリ長石

カリ長石の多くには厚さが 5μ 程のアルバイトのラメラが存在する。このため、分析条件を次の様にした。走査速度: $10\mu/\text{min}$, 分析時間: 60sec, 分析点: 3 点以上。Ab wt% の平均値は 12 から 25% に及んだ。CaO と FeO の含有量は小さく、それぞれ 0.1 および 0.05 wt% 以下であった。

第5図 斜長石のゾーニング
e: 本文参照

斜長石はその中心部分では広い範囲に渡って、化学組成は均一であった。結晶の縁辺部の 40 から 200μ においては、 K_2O 含有量が縁に向って減少している。第5図には斜長石の Or と Ab 含有量の関係を示した。一つの結晶の中心部と縁辺部の化学組成がお互いに結ばれている。Or 含有量の高い方が中心部の化学組成である。第5図で e と印されているものは、カリ長石と接する斜長石の組成である。この図から明らかな様に、Zone VI の斜長石の縁の組成は Zone V のそれらと比べて、多少 Or 含有量が高い。中心部の Or 含有量については、Zone VI の斜長石はその他の Zone のものより高い。しかも、

中心部はカリ長石の析出相 (アンチパーサイト) を含むことが多く、かつての均一相は Or が更に高かった、と推定される。Zone VI の斜長石の中心部は An_{28-36} , $\text{Or}_{2-2.5}$ (wt %) の範囲にある。

b. ざくろ石

Zone VI には石英と長石を主とする segregation vein が一般的にみられ、稀にざくろ石が少量含まれている。これらのざくろ石は均一なものや組成変化が 0.4 wt% 以下のものが多い。MnO が結晶の縁に向って増大する逆ゾーニングはみられなかったり、結晶の縁からほんのわずかの範囲にみられるにすぎない。結晶の中心部で正常なゾーニングを示すものもある。一方、普通の片麻岩中のざくろ石では逆ゾーニングを示すものが圧倒的に多く (Ono, 1976), segregation vein のざくろ石とはこの点がことなる。この解釈は Ono (1977) が述べている様に、segregation vein のざくろ石の成長が変成作用の最高温度の時期に終り、これに反して、片麻岩のものは冷却途中でも成長が著しくおこなわれたためである。

c. 少量鉱物

イルメナイトは少量存在することがある。MnO の含有量は 10 wt% 以上であり、他の Zone より高い (Ono, 1976)。

Dumortierite が一般的にみとめられる。にぎりこぶし大の segregation vein に 2~3 粒の結晶が存在する。この鉱物はけい線石、電気石、きん青石、黒雲母、カリ長石、そして石英と共存している。化学組成は FeO , MnO , TiO_2 が少ないものと、 TiO_2 と MgO が 1 wt% 以上のものなど多様である。Dumortierite は Zone V の高温部から出現する。

電気石は Zone IV より低温では青色で Zone V では中心部は青色の結晶で、縁はオレンジ色である。Zone VI ではオレンジ色のものがみられる。Zone III と VI の電気石の化学分析値が第5表に与えられている。これから判断して、 $2\text{Al} \rightleftharpoons \text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg}$ の置換がおこなわれて、高温変成岩での Al の多い結晶となっている。

6. 化学平衡

1. 黒雲母-緑泥石-white mica

前節でのべられた様に、1つの Zone の内部では化学組成の変化はわずかしき認められない。Zone III と VI を比べる場合の様に変成度に差がある場合には、鉱物の化学組成が明らかに違うこともある。この場合にも、全岩組成が地域によって変化している点を考慮しなければならない。

黒雲母、緑泥石、白雲母について、それらの代表的なものを名ゾーンから選び、第6図の $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Mg}) - \text{Si}$ 図

第6図 biotite, chlorite, muscovite の組成変化
数字は第2図のものと同じ

上に投影した。黒雲母の化学組成は変成度の上昇にしたがって、“フログパイト”から“イーストナイト”と白雲母の比が5/1.2の点に向って変化している。白雲母は Zone V と VI で多少フェンジャイト（セラドナイト）成分が少なくなる傾向がある。これらの変化傾向は、分析試料の多さと多様性を考慮すると、泥質変成岩の全岩組成の系統的な変化ではなくて、変成度の上昇に伴う変化と思われる。

緑泥石と黒雲母の間における Fe と Mg の分配係数 K は変成度に依存していない。 $K = (\text{黒雲母の Fe/Mg}) / (\text{緑泥石の Fe/Mg})$ とした場合（略して、 $K(\text{Fe/Mg}; \text{biot/chl})$ とする）、 K は平均値で 1.15 である。同じく、Al と Si の分配係数 $K(\text{Si/Al(IV)}; \text{biot/chl})$ は 1.11 である。これらの値は Crawford (1966) の値と似ている。 $K(\text{Fe/Mg}; \text{biot/musco})$ については、バラツキが大きい、変成度による違いはみい出せない。

分配係数の温度依存性が小さいことと、黒雲母の組成が Zone II と III であまり差がないことから判断して、分析できなかった Zone II の変成鉱物としての白雲母の化学組成は、Zone III のものと大差はないと推定される。

2. 斜長石とカリ長石

斜長石とカリ長石の共存は Zone IV から始まる。カリ長石の平均値としての Ab wt % が、斜長石の縁の部分と平衡関係にあったと仮定すると、Ab 成分の斜長石とカリ長石間の分配から、平衡温度を求めることができる (Stormer, 1975)。ただし、カリ長石の CaO と FeO の

第7図 Plagioclase-K-feldspar における Ab 成分の分配

含有量は小さく、無視する。Stormer の式は、斜長石と高温型サニディンが平衡の場合で、変成岩の条件とはなっている。このため、この論文で計算された温度は半定量的な意味しかない。第4表に与えてある対のデータを用いて、圧力を 4000 bars として求めた結果を第7図に示した。圧力を 3000 bars としても大きな差はなく、10~20°C 変化するにすぎない。この図から明らかな様に、けい線石アイソグラッド付近の岩石は約 500°C となる。この値はざくろ石ときん青石の Fe・Mg の分配から求められる値より、30°C 程度低い値となる。

3. ざくろ石ときん青石

ざくろ石-きん青石の地質温度計については, Hutcheon *et al.* (1974), Thompson (1976) その他の研究者が記述しており、ここでは詳細ははぶく。Ono (1977) が第1図の loc. 25 で求めた温度は、580 から 645°C におよぶ。低い値は逆ゾーニングしているざくろ石の縁の組成ときん青石の分配から求め、高い方の値は均一なざくろ石と共存するきん青石との相平衡から求めた。loc. 24 (Zone V) で新しく求められた逆ゾーニングしているざくろ石ときん青石の組成からは、約 540°C の値が得られる。

7. 変成反応

この章では次の様な鉱物の略記号、単純化した化学式を用いて、化学反応を記述する。

Muscovite	$K_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	musco
Phengite	$K_2MgAl_4Si_7O_{20}(OH)_4$	phen
Chlorite	$Mg_9Al_6Si_6O_{20}(OH)_{18}$	chl
Antigorite	$Mg_5Si_4O_{10}(OH)_8$	antig
Amesite	$Mg_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$	amesite
Biotite	$K_2Mg_5Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$	biot
Ti-biotite	$K_2TiMg_3Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$	Ti-biot
Ilmenite	$FeTiO_3$	ilm
Quartz	SiO_2	qtz
K-feldspar	$KAlSi_3O_8$	K-felds
Cordierite	$Mg_2Al_4Si_6O_{18}$	cord
Sillimanite	Al_2SiO_5	sill

上記の鉱物の 6 配位の位置には、Fe と Mg が主に占めるが、これらの化学式では Mg をもって代表とした。

1. 黒雲母の形成

Zone I と II には碎屑物としてセラドナイト成分に富んだ white mica が多く、これは Zone III にはない。そして、Zone II と III の境である アンデシンアイソグラッドの近傍では、黒雲母が急激に多くなり、逆に緑泥石とイルメナイトは減少する。このことから次の化学反応がおこったといえる。

式 (1) は Ernst (1963) の提案した化学反応と同じである。しかし、これだけは不十分であって、式 (2) によって黒雲母が緑泥石に比べて TiO_2 と FeO が多いことが説明できる。

碎屑性のカリ長石は緑泥石と共存せず、カリ長石の周囲には黒雲母や白雲母があることから、次の化学反応がおこっていたと推定される。

反応 (3) はカリ長石が多くの泥質岩にないので、重要とは思われない。

以上の 3 つの反応式に代表される 雲黒母の形成は、黒雲母アイソグラッドから起っている。そして Zone II のすべでを通じて反応が進行しており、アンデシンアイソグラッド付近で顕著である。Zone III の低温部には緑泥石を含む岩石がしばしばあり、緑色味のある泥質岩では Zone III の中央付近でも緑泥石がかなり多い。この様に黒雲母の形成は広い温度範囲にわたって起っているが、1つの岩石について、どの位の温度範囲にわたって黒雲母が形成されつづけたかは不明である。全岩組成の違いによる黒雲母の生成反応の違いは、loc. 9 と loc. 16 に明かであり、両者ともにアルバイトとアンデシンが共存するが、前者には緑泥石が多く、後者にはない。

2. アンデシンアイソグラッド

Ab-An 系の相図が Smith (1974) によって提案されている。これによると、アルバイトと灰長石が緑色片岩相の温度で共存する。約 400°C になると、系の組成が An_{26} より Na に富んでいれば、アルバイトの他にオリゴクレス (An_{26}) が出現する。更に高温になると、アルバイトの組成は余り変化せず、オリゴクレスが Na に富むようになる。この相関係は、かつてペリステライトソルバスとされていた。これは Orville (1974) によって否定されているので、ここではそれに従う。

緑色片岩相の岩石には灰長石は不安定で、緑れん石や方解石が出現する (Crawford, 1966)。また最も低温のアルバイトと共存する斜長石は An_{26} とされている。この様な常識に反して、調査地では緑れん石や方解石はほとんど存在せず、そのかわりに碎屑性のオリゴクレスがみられる。また最初の再結晶して形成された斜長石はアンデシン (An_{26}) で、これがアルバイトと共存する。アルバイトと共存する斜長石で最も Ab 成分に富んでいるオリゴクレスは An_{20-21} である。アルバイトと共存

する斜長石の化学組成は温度の相対的な指示者であり、全岩組成に余り依存しないと思われる。したがってアンデシンアイソグラッドは一般性を持った重要なアイソグラッドである。

3. 紅柱石, きん青石およびカリ長石の形成

紅柱石と きん青石はまれに Zone IV の泥質変成岩にみられる。これはこれらの鉱物の形成が黒雲母と同様に、全岩の組成に強く依存するためであり、高遠地方の泥質岩とちがう組成の岩石が圧倒的に多い地域では、これらの鉱物の形成温度は高遠とは違ってしまう。アイソグラッドとしてはよい温度の指示者とはいえない。

紅柱石はカリ長石, 白雲母, 石英と共存している。紅柱石には黒雲母, 白雲母, 石英, 石墨の包有物がみられる。包有物の鉱物とそれ以外の鉱物との間に、化学組成の違いが認められない。以上の事実から、紅柱石は主に反応 (4) によって形成された。

カリ長石は Zone IV から出現しはじめるが、これと同時に、斜長石の Or 含有量も増大している。これらは反応 (5) で説明できる。

セラドナイト成分 (フェンジャイト成分) はこの反応によって減少するはずであるが、はっきりしない。これは形成されたカリ長石の量が少ないためであろう。

きん青石はカリ長石と共存し、緑泥石とは非共存である。それ故反応 (6) が考えられる。

きん青石の量は Zone IV から Zone VI に向って、次第に増大している。かつ、いろいろな岩石に出現する様になる。Zone V と VI ではけい線石, カリ長石, 石英と共存するので、反応 (6) は次の様になる。

Zone VI の岩石のあるものでは、けい線石はきん青石中にのみ存在し、反応 (7) の終了がみられる。反応 (7) は天然の鉱物を用いて、Hoffer (1976) が実験をおこなっている。彼の結果では反応 (7) は univariant reaction となっている。しかし高遠地方ではけい線石アイソグラッドより高温の岩石では、広い温度領域にわたって反応 (7) が起っている。このことはきん青石の水の量や $\text{f}_{\text{H}_2\text{O}}$ が変成度とともに変化したため、と説明される。具体的なデータは、しかしながら得られていない。

4. けい線石の形成

Zone V の低温部からせんい状のけい線石が紅柱石の縁辺部に出現しはじめる。この組織は紅柱石からけい線石への相変態の証拠である。このけい線石はカリ長石と共存している。また紅柱石と密接な関係を示さないけい線石も、同じ薄片内に存在する。従って紅柱石から変化したけい線石と白雲母と石英の反応で出来たけい線石を厳密に区別できない。温度が多少高くなり、紅柱石が相当分解している岩石では、新しく形成されたけい線石は紅柱石から離れた黒雲母と密接で、紅柱石の周囲は石英, 斜長石, カリ長石が取り囲んでいる。このためどのけい線石が紅柱石の転移したものか、白雲母と石英の反応生成物か区別できない。

紅柱石はけい線石アイソグラッドより 500 m 程低温側から出現する。ここから白雲母+石英= Al_2SiO_5 鉱物+カリ長石+ H_2O の反応が起り始めた。白雲母と石英の共存は Zone VI にまでみられ、白雲母の組成は一定的である。しかしながら、白雲母のモードはけい線石アイソグラッド近傍で 20~30% から 10~15% に急激している。Zone V と VI の多くの泥質岩では 0~7% である。この変化に対応して、泥質岩にはけい線石, 紅柱石, カリ長石が増大している。

Zone V の低温部では、多くの白雲母にはけい線石の包有物がある。これらは後述する様に後退変成作用で形成されたと考えられ、この白雲母のモードをさしひくと、モード変化は少なくとも 15 から 20% である。

せんい状と柱状のけい線石には熱力学的な性質に差があるとされている (Holdaway, 1971)。しかし、高遠ではけい線石アイソグラッドから 1 km 以上の所に、粗粒なけい線石が存在し、2種類のけい線石の差を強調する理由はみいだせない。

5. Dumortierite の形成

ボロンを含有する鉱物は低温変成岩では電気石であるが、Zone V と VI では dumortierite が出現する。ボロンは電気石からもたらされたと考えると、反応 (8) が考えられる。

dumortierite は微量のため、存在の確認がむずかしい。よって反応 (8) によるアイソグラッドは求め難い。

8. 後退変成作用

一般に後退変成作用は重視されておらず、鉱物組合せの変化や鉱物の化学組成変化は累進的変成作用の立場か

ら主に研究されている。しかしながら斜長石の Na_2O に富んだ縁辺部や、きん青石の白雲母による交代作用など一般的にみられる。これらは局所的な変成反応にすぎない可能性があるが、電子線マイクロアナライザーによる研究では、ざくろ石の逆ゾーニングは後退変成作用の時期に形成され、その体積は全体のざくろ石の約 40% にも及ぶ (Ono, 1976; 1977)。したがって後退変成作用の時期の再結晶作用はきわめて重要である。

Zone VI の多くの斜長石は縁辺部に向って K_2O が減少している。縁の化学組成は Zone V の斜長石の組成に似ており、縁の部分は後退変成作用で出来たと思われる。このことは、逆ゾーニングしているざくろ石と斜長石の K_2O の少ない部分が接し合っていることでも支持される。ざくろ石や斜長石の均一な部分は、温度が最高の時期に形成された部分であり、結晶の縁辺部のゾーニングがみられる部分は、温度降下の時期にできたものである。この考えからは、黒雲母、白雲母、きん青石などの多くは、後退変成作用の時期に出来た結晶と接していて、最高温度の時期の結晶ではない。この現象は Zone V の岩石にもみられる。

けい線石アイソグラッド近くでは、けい線石を包有する白雲母が多いが、この白雲母はけい線石を交代してきたと考えられる。この組織は白雲母がけい線石に分解していく途中の組織と解釈されたこともあるが、固体の内部に固体が核生成し、成長することは反応速度論上から無理である。白雲母の形態がかつてのけい線石の集合

体の形を残存させているのも、この種の白雲母が後退作用の時期に出来たことを裏付けている。

一方、けい線石は紅柱石に変化しておらず、けい線石アイソグラッドは累進変成作用の時期の等温線である。このことを考慮すると、Zone V の低温部の白雲母は Zone IV に相当する温度で黒雲母などと平衡に達したと思われる。

Zone IV では紅柱石が部分的に白雲母化しているほか、はっきりした後退変成作用の証拠がない。

白雲母と石英が広い範囲にわたって共存し、しかも白雲母の化学組成に変化がないことは、しばしば観察されている。この説明として、累進変成作用の下での $f_{\text{H}_2\text{O}}$ の変成度による変化、あるいは地温勾配が高変成岩地帯でゆるやかになったためとされている (Evans and Guidotti, 1966)。しかし高遠地方では、後退変成作用のもとでの現象である。一つの岩石標本に含まれる鉱物の形成時期は、同じ鉱物であっても違うことがある (Ono, 1976)。したがって、1つの岩石中のことなる鉱物がことなる時期に形成されている、としても何ら不都合なことではない。

9. 地温勾配の推定

変成岩の形成された物理条件を2ヶ所以上で求めれば、地温の傾きが求められる。調べた変成岩については、次の4つの変成反応が実験データと比較することが出来、物理条件の推定に有効である。(1) 紅柱石のけい

第8図 地温勾配の推定
記号は本文参照、ただし Pt は P_{Total} の略。

線石への相変態、(2) 白雲母と石英の反応、(3) ざくろ石ときん青石の Fe と Mg の分配、(4) ざくろ石、きん青石、けい線石、石英間での相平衡。(1) の反応に関しては Holdaway (1971) のデータが比較的信頼できる (Anderson *et al.*, 1977)。(2) については、多くの実験があり、ここでは Chatterjee and Johannes (1974) の結果を第 8 図に示した。この反応は H_2O の分圧に著しく依存する。ガス相が理想気体と仮定して、 $P_{H_2O} = 1/2 \cdot P_{Total}$ あるいは $1/4 \cdot P_{Total}$ とした場合の反応曲線を計算し、それをも第 8 図に書き加えた。(3) と (4) による温度・圧力の計算結果は、すでに発表されている (Ono, 1977)。この研究では $P_{H_2O} = 1/2 \cdot P_{Total}$ の仮定に基づいて圧力が求められたが、 $P_{H_2O} = 1/4$ あるいは $1/5 \cdot P_{Total}$ の場合には、 $650^\circ C$ でそれぞれ $4.1 \pm 0.3 \text{ kb}$ あるいは $3.8 \pm 0.3 \text{ kb}$ となる。これらの値は均一なざくろ石の化学組成ときん青石から計算した。また、きん青石の水の量は高温時のものであり、これは f_{H_2O} に強く依存しないと仮定した。

白雲母と石英の共存について、けい線石の出現までは一般的にみられる。けい線石アイソグランドより高温では、後退変成作用で形成された白雲母があり、それ以外の白雲母との区別は難しい。しかし、小さな粒子で、定方向性がある白雲母はけい線石アイソグランドより多少高温域に、一般的にみられる。おそらく、白雲母と石英は Zone V の低温部で安定であったと推測される。Zone VI では白雲母を欠くものも多く、多くの白雲母は後退作用の産物とみられる。

以上のデータのすべてに矛盾がない地温勾配を求める必要がある。ここでは、地温勾配は地表から深部まで一定であったと仮定する。すなわち地温勾配は P-T 図上で一直線をなし、地表の温度・圧力 ($15^\circ C$, 1 bar) を通ると仮定する。

第 8 図において地温勾配 g_3 は点 g-c 2 ($650^\circ C$, 4.7 kb) を通る。g-c 2 はざくろ石—きん青石の温度・圧力計において、 $P_{H_2O} = 1/2 \cdot P_{Total}$ を仮定して求めた、loc. 25 の物理条件である。 g_3 では Zone V と VI におけるけい線石、石英、カリ長石の共存が説明できない。また g_1 は $P_{H_2O} = 1/2 \cdot P_{Total}$ のもとでの白雲母と石英の反応曲線と、紅柱石のけい線石への相変態直線との交点 M を通る地温勾配である。 g_1 では loc. 25 の圧力は 3.8 kb 以下になり低すぎる。 g_2 は loc. 25 の地点の圧力が $P_{H_2O} = 1/4 \cdot P_{Total}$ で計算された g-c 4 を通る地温勾配である。 g_2 では白雲母と石英の共存はけい線石を含む岩石の多くではみられないが、けい線石アイソグランド付近ではみられる。これは実際とよい調和をしている。すなわち地温勾配は g_2 (6.5 bar/deg) に近く、 $P_{H_2O} = 1/4 \cdot P_{Total}$ であっ

たと推定される。

10. 領家変成作用と他の地質現象との関係

調査した変成帯は、アイソグランドに垂直に約 30 km の巾がある。この様な広い変成地域の温度構造は、広い範囲にわたって単純であったと思われる。実際は $N10^\circ E$ と $N30 \sim 50^\circ W$ の方向の断層によって、10~20 km におよぶ不連続性が中部地方のけい線石アイソグランドに認められる。この断層は Zone IV の少し低温側にある緑色岩の分布からも推定される。

中央構造線の近傍には中央帯の岩石が分布している。この岩石の分布はほぼ中央構造線に調和しており、 $N10^\circ E$ である (松島, 1973; 小野, 1977)。この岩石は、上述のけい線石アイソグランドの受けた断層の影響をうけていない。すなわち中央帯の岩石が、領家帯と接するようになったのは、領家変成作用が終り、領家帯がブロック化した後である。領家帯のけい線石アイソグランドやしゅう曲軸が $N30 \sim 50^\circ E$ であり、中央帯の岩石の分布はこれに反して $N10^\circ E$ であることも、後者の新しさと調和している。中央帯の泥質岩は、浦川付近でいわゆる領家花崗岩類と接しており、ホルンフェルス化している。花崗岩類の貫入は中部地方の領家帯では最も若い時期のできごとである。広域変成作用の時期の古い花崗岩質貫入岩体は知られていない。

第 2 図に明らかな様に、けい線石および紅柱石アイソグランドと黒雲母アイソグランドは著しく斜交している。これは単純な熱構造という考えと矛盾している。一つの可能な解釈として次のことが考えられる：黒雲母アイソグランドは広域変成作用以後に貫入した地表下の花崗岩質貫入岩体による接触変成作用による。この考えは花崗岩質貫入岩体が領家帯に圧倒的に多いこと、および第 2 図の loc. 12 付近の黒雲母—全岩の Rb-Sr 年代が 58 m. y. と若く (Ueno *et al.*, 1969)、地表下の花崗岩質貫入岩体による古い年代の若返り、と考えてもおかしくないことから支持できる。花崗岩質貫入岩体の 60 m. y. 前後の放射年代は、中部地方には一般的である (Ueno *et al.*, 1969)。

11. 造山運動と領家変成作用

領家変成作用に関するいくつかの重要な結論が、高遠—塩尻地方の研究から得られている。領家変成岩は角閃岩相の低温部でも、再結晶性が不十分であり、紅柱石やきん青石を含む岩石の白雲母でさえ、粒径が小さい。この事実は変形作用が弱かったため、再結晶の程度が悪いと解釈できるが、変形作用によるスレートへき開の形

成は一般的である。別の解釈として、変成作用の持続時間が短かったともいえる。前者の解釈では傾家変成作用と同時期のしゅう曲構造の存在 (小野, 1969b) の説明が困難となるので、著者は後者の解釈が正しいと考えている。第2の重要な結論は傾家変成岩の高温部は約14kmの地下深部で形成されたという点である。地温勾配は高く、6.5 bar/deg程度であった。このような深部の岩石が広く分布しているのは、変成作用の前後の大規模な地殻変動が推定される。最後に、傾家変成帯の温度構造は断層により断片化しており、花崗岩質貫入岩体はこの後に貫入した。花崗岩質のバソリスは傾家変成作用の熱源ではない。

傾家変成岩の形成に関する議論は、上述の結論を説明しなければならない。傾家変成岩は地温勾配の高い条件で形成されたことは、都城 (1959) が述べたが、この条件が長期間つづくためには、異常に大きな熱エネルギーが必要となる。実際は再結晶性の悪さからみて、比較的短時間の変成作用と思われる。

圧力がかなり高いことは、堆積作用が変成作用直前でも活発で、厚い堆積物があつたのではないかと予想させる。また変成作用後に、大規模な隆起運動も起つたであろう。この点については、反対の見解が支配的であり、傾家変成作用はしゅう曲運動を伴わず、地背斜的な地域に広域的に熱が加えられて形成されたと解釈されていた。以下に傾家変成帯を中心に従来の変成帯形成の考え方を検討し、もっと合理的な説の基礎としたい。ところが、このようなテーマについては、発表された見解はあまりみあたらない。

都城 (1959) は傾家変成帯を三波川帯と対をなす変成帯とし、両者の形成が密接な関係にあるとした。Miyashiro (1972) は対の変成帯の概念をプレート・テクトニクスの考えに基づいて再解釈している。それによると傾家と三波川の変成帯はジュラ紀から白亜紀の島弧-海溝系における、安山岩活動地帯とサブダクション帯にそれぞれ対応するとしている。この説では、対の変成帯の形成された対照的な物理条件が、現在の島弧-海溝系における熱的な構造に求められる点で説得力がある。しかし、安山岩地域とサブダクション帯はひどく離れており、それらが対をつくる機構は説明されていない。しかも、傾家変成作用の時期に安山岩質岩脈などの火成岩の活発な活動は知られていない。花崗岩質マグマの活動も広域変成作用後である。同じことは飛騨変成帯についてもいえる。たとえば、変成作用の年代は約240 m. y. であるが (Ishizaka・Yamaguchi, 1969) この年代の著しい火成岩活動は知られていない。

端山 (1962) は傾家帯の高い地温勾配を熱源が地殻浅

部に上昇したためとした。傾家変成作用は地背斜的な隆起部に起つたとした。この説の一つの根拠は、地向斜的な堆積作用が二疊紀末期以降傾家帯にないことである。この点については、小野 (1969b) は三疊紀の堆積物が広く傾家帯にあったという考えを述べており、これは実証されている (豊原, 1974; 狩野, 1975)。

木村 (1977) は傾家帯のジュラ紀末期の大規模な隆起前後を中心に、造山運動を記述している。この考えはいわゆる“古生層”の最近の古生物学的・構造地質学的検討に基づいている。彼の示した図によると、傾家変成岩はジュラ紀の隆起の時に形成され、熱源は花崗岩質貫入岩体のようなものである。三波川帯の高い圧力は、隆起帯から構造的にもたらされた厚い地層によって説明されている。この説は対の変成帯の地理的近接さは容易に説明できるが、逆に三波川帯の低い地温勾配がどうして傾家帯の近くで実現できたか、理解し難い。更に、ジュラ紀から下部白亜紀にかけての花崗岩質貫入岩体は、中部地方から近畿・中国地方において見出されていない。

以上の説をふまえて著者の考えている対の変成帯の発達史をここに述べたい。これは、今までに得られたデータに調和する様に組立てた。

ステージ1: 傾家変成作用の起る以前に、厚い堆積物が傾家帯とその近傍に堆積した。堆積作用の原動力はより太平洋側での三波川変成岩の形成運動と関係していたと思われる。日本海側については、飛騨・三部の変成帯が隆起帯として存在し、火成活動はここにおこなわれていた。

ステージ2: ステージ1の安山岩活動地帯とサブダクション・ゾーンが急に太平洋側に移動した。この過程は比較的短時間に起つた。この時期に、傾家帯の堆積物はしゅう曲し、温度が上昇し変成岩となった。三波川変成作用はこの時期に終了し、傾家変成作用の原因となった熱の影響を受けた。傾家帯での火成活動はあまり活発でなかった。

ステージ3: 新しい島弧-海溝系の熱構造が確立した。傾家変成作用も終り、傾家帯は隆起をし始めた。火成活動も活発化した。四万十帯に代表される地向斜性堆積物がサブダクション・ゾーンと傾家・三波川帯の隆起帯の中間部に形成された。

以上の説は更に細かな点をはっきりさせる必要があるが、傾家帯と三波川帯の間にあつた地質单元が失なわれているため、想像的にならざるを得ない。著者の説では三波川帯が傾家帯より多少古いものとし、三波川帯の近くに引きつづいて傾家変成岩が形成されたため、みかけの対の変成帯ができた。

引 用 文 献

- Anderson, P.A.M., Newton, R.C. and Kleppa, O.J. (1977), Andalusite-sillimanite reaction and the Al_2SiO_5 diagram. *Amer. Jour. Sci.*, **277**, 585-593.
- Chatterjee, N.D. and Johannes, W. (1974), Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -mucosvite, $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. *Contr. Mineral. Petrol.*, **48**, 89-114.
- Crawford, M.L. (1966), Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contr. Mineral. Petrol.*, **13**, 269-294.
- Ernst, W.G. (1963), Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Amer. Mineral.*, **48**, 1357-1373.
- Evans, B.W. and Gudiotti, C.V. (1966), The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A. *Contr. Mineral. Petrol.*, **12**, 25-62.
- Gudiotti, C.V. and Sassi, F.P. (1976), Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Miner. Abh.*, **127**, 97-142.
- 原村 寛 (1961), 古生層粘板岩の化学組成, II. 長野県辰野・塩尻地方. 地質雑, **67**, 671-675.
- 端山好和 (1962), 三郡・三波川・領家各変成帯相互の關係. 地球科学, **62**, 25-32.
- Hayama, Y. (1964), Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, (II), **15**, 321-369.
- Hoffer, E. (1976), The reaction sillimanite + biotite $\rightleftharpoons$ quartz + cordierite + K-feldspar + H_2O and partial melting in the system K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Contr. Mineral. Petrol.*, **55**, 127-130.
- Holdaway, M.J. (1971), Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 97-131.
- Hutcheon, I., Froese, E. and Gordon, T.M. (1974), The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N.W.T. *Contr. Mineral. Petrol.*, **44**, 29-34.
- Ishizaka, K. and Yamaguchi, M. (1969), The U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 179-185.
- 片田正人・磯見 博 (1962), 5 万分の 1 地質図幅説明書「伊那」. 地質調査所.
- (1964), 5 万分の 1 地質図幅説明書「塩尻」. 地質調査所.
- Katada, M. (1965), Petrography of Ryoke metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan. *Jour. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **53**, 77-90, 155-164, 187-204.
- 狩野謙一 (1975), 長野県, 北部木曾・梓川地域の上部古一中生層の層序. 地質雑, **81**, 285-300.
- 木村敏雄 (1977), 日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説. 地学雑, **86**, 54-67.
- 松島信幸 (1973), 赤石山地の中央構造線. 中央構造線. 東海大学出版会.
- 都城秋穂 (1959), 阿武隈, 領家および三波川変成帯. 地質雑, **65**, 624-637.
- Miyashiro, A. (1972), Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. *Tectonophysics*, **13**, 141-159.
- Oki, Y. (1961), Metamorphism in the northern Kiso range, Nagano Prefecture, Japan. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **32**, 479-496.
- 小野 晃 (1969 a), 長野県高速 - 塩尻地方に分布する領家変成岩の変成分帯. 地質雑, **75**, 521-536.
- (1969 b), 長野県高速 - 塩尻地方に分布する領家変成帯の地質. 地質雑, **75**, 491-498.
- (1977), 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩について. 地質雑, **83**, 207-212.
- Ono, A. (1976), Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoke metamorphic rocks of central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **71**, 308-325.
- (1977), Temperature and pressure of the Ryoke gneisses estimated by garnet-cordierite geothermometer. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **72**, 114-117.
- Orville, P.M. (1974), The «peristerite» gap and equilibrium between ordered albite and disordered plagioclase solid solution. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, **97**, 386-392.
- Sassi, F.P. and Scolari, A. (1974), The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**, 143-152.
- Smith, J.V. (1974), *Feldspar Minerals*, vol. 1, vol. 2. Springer Verlag.
- Stormer, J.C. (1975), A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, **60**, 667-674.
- Thompson, A.B. (1976), Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.*, **276**, 425-454.
- 豊原富士夫 (1974), 山口県東部, 玖珂層群および領家変成岩の時代について. 地質雑, **80**, 51-53.
- Ueno, N., Ozima, M. and Ono, A. (1969), Geochronology of the Ryoke metamorphism-Rb-Sr, K-Ar isotopic investigations of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt. *Geochemical J.*, **3**, 35-44.