紀伊半島東部，伊勢地方三波川帯から 産する含ローソン石泥質片岩

Lawsonite-bearing pelitic schists from the Sanbagawa
metamorphic belt in the Ise area, eastern
Kii Peninsula, central Japan

上野 貴司 (Takashi UENO)*

Lawsonite-bearing Sanbagawa pelitic schists occur in the Ise area of the eastern Kii Peninsula, central Japan. The lawsonite-bearing pelitic schists consist mainly of phengite, chlorite, lawsonite, albite, titanite, quartz, calcite and carbonaceous material. The pelitic schists show compositional banding consisting of phengite-rich and quartz-rich layers. The quartz-rich layer is subdivided into coarse-grained and fine-grained layers. Pressure and temperature conditions of the lawsonite-bearing pelitic schists are estimated at <8 kbar and $<340^{\circ}\text{C}$, based on stability of the phengite+chlorite+lawsonite+albite+quartz+calcite assemblage. Stability of the lawsonite+calcite+titanite indicates low X_{CO_2} ($<10^{-4}$) composition of metamorphic fluid.

Keywords: Lawsonite, Sanbagawa pelitic schist, Kii Peninsula, Ise area

I. はじめに

ローソン石は，低温高圧型の変成岩類に特徴的に出現する変成鉱物として知られている（例えば Sedlock, 1988）。高圧中間群の変成相系列に属する三波川帯では，ローソン石は御荷鉾帯を含めた広義の三波川帯の低変成度部の岩石から希に産するのみであり，これまでに愛知県雨生山地域の変塩基性岩（浅井，1949），関東山地東部のメタチャート（関，1957），長野県長谷地域の泥質及び珪質片岩（橋本，1960），長野県伊那地域の御荷鉾緑色岩（Watanabe and Yuasa, 1979; 河内ら，1983），四国中央部汗見川地域の泥質片岩（Watanabe and Kobayashi, 1984; Goto *et al.*, 1996），関東山地寄居地域の泥質片岩（榎並，私信 1998）から報告されている。このためローソン石を含む三波川帯変成岩類の組成共生関係や変成鉱物の安定関係には不明な点が多い。筆者はこれまでに紀伊半島東部，三重県伊勢市の三波川帯の南部にローソン石を含む泥質片岩が普遍的に産することを発見し，このローソン石が希土類元素やチタンを濃集すること，著しいセクターゾーニングを示すこと，を明らかにしてきた（Ueno, 1999）。小論では，伊勢地方三波川帯の南部に産するローソン石を含む泥質片岩に着目して，三波川帯低変成度部における泥質片岩類の組成共生関係及び変

成鉱物の安定関係について考察する。

II. 地質概略

紀伊半島東部に位置する三重県伊勢地方では，御荷鉾帯を含む広義の三波川帯が南北に約 7 km の幅をもって東西方向に延びている。伊勢地方の北半分には泥質片岩をはじめ砂質片岩，石英片岩，塩基性片岩などの三波川結晶片岩類が，南半分には主に御荷鉾緑色岩類が分布している（飯塚，1929; Nakamura, 1971; 坂野，1992）。紀伊半島東部地域においては，御荷鉾緑色岩類が三波川結晶片岩類の上位に整合的に重なるとする見解（Nakamura, 1971）と，両者が垂直な断層で接するとする見解（武田ら，1966）とがあり意見の一致をみていない。紀伊半島東部地域の三波川帯でなされた岩石学的研究には，伊勢地方の御荷鉾帯の蛇紋岩礫岩中に産する青色片岩（坂野，1992），同地方の御荷鉾緑色岩中の含アルカリ角閃石石英片岩（坂野・藤原，1993）及び鳥羽地方の御荷鉾緑色岩類（Nakamura, 1971）などを対象としたものがあるのみで，本地域における三波川帯作用の性格については不明な点が多い。今回，詳細な調査を行った雨淵川流域は三重県伊勢市の南西部に位置する（Fig. 1）。雨淵川流域は三波川結晶片岩類分布域と御荷鉾緑色岩類分布域との境界付近に位置しており，本流域の南側

（平成 13 年 1 月 11 日受付，平成 13 年 10 月 15 日受理）

*名古屋大学大学院理学研究科地球惑星理学専攻

現所属：皇學館高等学校，〒516-8577 伊勢市楠部町 138

*Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Nagoya University, Nagoya 464-8602, Japan

Present Address: Kogakkan High School, 138 Kusube-cho, Ise 516-8577, Japan

Fig. 1. Geological map of the Ise area, showing distribution of graphitizing-degree of carbonaceous material in pelitic schists.

及び北側には、それぞれ御荷鉾緑色岩類及び三波川結晶片岩類が広く分布している。御荷鉾緑色岩類には、(1) ごく細粒の基質中に自形性の強い粗粒の単斜輝石の斑晶が残存しており、火山岩起源と考えられるもの、(2) 細粒の緑簾石やパンペリー石の集合体に置き換わった粗粒の斜長石と粗粒で自形性の強い単斜輝石とからなる等粒状の組織が認められ、深成岩起源と考えられるもの、(3) アクチノ閃石や緑泥石からなる基質中に単斜輝石がいろいろな大きさの破片として存在し、碎屑性と考えられるもの (Saito *et al.*, 1979; 坂野, 1992), が認められる。御荷鉾緑色岩類中の主要な変成鉱物は、緑簾石、緑泥石、アクチノ閃石、パンペリー石、アルバイト、チタナイトであり、これらにローソン石、アルカリ角閃石、石英、方解石が加わることがある。なお四国中央部の御荷鉾帯から報告されているパンペリー石+アルカリ角閃石の組み合わせ (Suzuki and Ishizuka, 1998) は、本地域ではこれまで確認できていない。

一方、三波川結晶片岩類は主に黒色且つ細粒で非常に片理が発達した泥質片岩からなり、しばしば砂質片岩、石英片岩、塩基性片岩を挟在する。この泥質片岩の主要な鉱物組み合わせは、フェンジャイト+緑泥石+アルバイト+チタナイト+石英+方解石+炭質物であるが、三波川結晶片岩類分布域の最南部に当たる雨淵川流域 (以下南部と記す) では、これらの組み合わせにしばしばローソン石が加わる (Ueno, 1999)。本論文では炭質物を含む黒色の結晶片岩を泥質片岩と呼ぶことにする。塩基性片岩は泥質片岩中に厚さ 30-300 cm のレンズ状のブロックとして産することが多い。片理はやや発達しており変成鉱物の組み合わせや量比によって緑灰色、黄緑色、濃緑色など様々な色を帯びる。塩基性片岩は主に緑泥石、緑簾石、アルバイト、チタナイト、石英を含み、これらにアクチノ閃石、パンペリー石、フェンジャイト、方解石が様々な割合で加わる。砂質片岩は暗灰色を帯びてかなり片理が発達しており、泥質片岩中に厚さ 20-150 cm のブロックとして産するほか、厚さ 0.5-3 cm の砂質・泥質両片岩が互層をなすこともある。砂質片岩は主にフェンジャイト、緑泥石、アルバイト、チタナイト、石英を含み、これらにしばしば少量の方解石、炭質物が加わることがある。砂質片岩には碎屑性と考えられる粗粒 (200-800 μm) な石英やアルバイトが多く認められプラストサミティックな組織が観察されるほか、同じく碎屑性と考え

られる粗粒の緑簾石 (200-400 μm) やジルコン (100-200 μm) もしばしば認められる。石英片岩は白色、淡緑色、淡褐色を帯びてやや片理が発達しており、泥質片岩中に厚さ 10-100 cm のレンズ状のブロックとして産することが多い。石英片岩は石英を主体として少量のフェンジャイト、緑泥石、アルバイトを含み、これらにスティルプノメレン、緑簾石、チタナイトが様々な割合で加わる。なお南部では塩基性片岩や石英片岩中にも希にごく少量のローソン石が認められることがある。結晶片岩類の片理面の走向は、三波川結晶片岩類分布域では全体的に WNW-ESE から ENE-WSW である。傾斜は三波川結晶片岩類分布域の北部 (北部) では北への急傾斜 (70-90°) を示すが、南へ向かうに従って次第に南への傾斜を示すようになり、三波川結晶片岩類分布域の中央部 (中央部) では 3-20°S、南部では 20-45°S となる。

泥質片岩中の炭質物の石墨化度 (GD) を Tagiri (1981) の提案した方法に従って測定した。南部の試料では GD=5-6、中央部及び北部の試料では GD=11-15 であり、中央・北部のものは南部のものに比べて高い値を示した (Fig. 1)。Tagiri (1985) によると、四国中央部三波川帯において、塩基性片岩中にパンペリー石が出現する緑泥石帯低温部で GD<15 の値が、塩基性片岩中にパンペリー石が出現しない緑泥石帯高温部で 16<GD<26 の値が報告されている。泥質片岩の鉱物組み合わせと炭質物の石墨化度とから、伊勢地方三波川帯の変成度は全域にわたって四国中央部三波川帯の緑泥石帯低温部に相当し、中央部及び北部よりも南部の方がより低変成度であると推測される。

III. 伊勢地方南部の三波川結晶片岩類

Table 1 に南部から産した結晶片岩類の代表的な試料の鉱物組み合わせを示す。主要変成鉱物の化学組成は、名古屋大学の日本電子製 JCXA-8800R 型電子線マイクロプローブアナライザーによって分析した。代表的な分析値を Table 2 に示す。なお加速電圧は 15 kV、試料電流は 1.2×10^{-8} A、ビーム径は 5 μm である。補正計算は Bence and Albee (1968) の方法によった。各鉱物の Fe³⁺ の量は、ローソン石及び緑簾石では全鉄を 3 価と仮定して、クロス閃石では酸素数を 23 とした時に Na, K, Ca を除く全陽イオン数が 13 となるようにして見積もった。なお本論文で用いる

Table 1. Representative mineral assemblages of pelitic, quartz and basic schists in the southern Ise

Rock Type	Sample No.	Chl	Phe	Lws	Ep	Ab	Ttn	Qtz	Cc	Cm
PS	95040615a	○	○	○		○	○	○	○	○
QS	95060705a	○	○	○		○	○	○	○	
BS	96030601f	○	○	○	○	○	○	○		

PS, pelitic schist; QS, quartz schist; BS, basic schist; Chl, chlorite; Phe, phengite; Lws, lawsonite; Ep, epidote; Ab, albite; Ttn, titanite; Qtz, quartz; Cc, calcite; Cm, carbonaceous material.

Table 2. Representative analyses of metamorphic minerals in pelitic, quartz and basic schists in the southern Ise

Mineral	Lws	Chl			Phe			Stp	Ep	Cros
Rock type	PS	PS	QS	BS	PS	QS	BS	QS	BS	QS
Sample No.	(1)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(2)	(3)	(2)
(wt%)										
SiO ₂	36.5	25.6	28.4	27.5	51.2	51.1	48.3	48.7	36.4	55.4
TiO ₂	0.07	0.04	n.d	n.d	0.07	n.d	0.03	0.08	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	32.0	18.6	18.1	19.1	24.3	27.6	30.4	18.9	21.3	6.07
Cr ₂ O ₃	n.d	0.04	n.d	0.02	0.03	0.05	n.d	n.d	n.d	n.d
FeO*	0.27**	29.2	17.3	17.6	3.53	2.84	3.96	17.1	15.5**	18.4
MnO	n.d	0.44	0.35	0.71	n.d	0.10	n.d	0.26	0.22	0.86
MgO	0.03	11.9	21.1	20.1	3.95	2.31	1.31	1.36	n.d	7.81
NiO	n.d	0.04	n.d	0.03	0.02	n.d	n.d	0.10	n.d	0.02
CaO	17.4	0.02	0.02	0.08	0.03	0.02	n.d	0.51	22.5	0.66
Na ₂ O	n.d	n.d	0.02	n.d	0.06	0.13	0.27	0.37	n.d	6.80
K ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	10.5	10.6	10.2	0.51	n.d	n.d
Total	86.3	85.9	85.3	85.1	93.7	94.8	94.5	87.9	96.0	96.1
	O=8	O=14	O=14	O=14	O=11	O=11	O=11	Si=8	O=12.5	O=23
Si	1.964	2.827	2.944	2.869	3.495	3.430	3.271	8.000	2.987	7.970
Ti	0.003	0.003			0.004		0.002	0.010	0.004	0.005
Al	2.029	2.421	2.211	2.349	1.955	2.184	2.427	3.659	2.060	1.029
Cr		0.003		0.002	0.002	0.003				
Fe ²⁺		2.697	1.500	1.536	0.202	0.159	0.224	2.349		1.294
Fe ³⁺	0.011								0.957	0.920
Mn		0.041	0.031	0.063		0.006		0.036	0.015	0.105
Mg	0.002	1.959	3.260	3.126	0.402	0.231	0.132	0.333		1.675
Ni		0.004		0.003	0.001			0.013		0.002
Ca	1.001	0.002	0.002	0.009	0.002	0.001		0.090	1.978	0.102
Na			0.004		0.008	0.017	0.035	0.118		1.897
K					0.914	0.908	0.881	0.107		

*Total iron as FeO. **Total iron as Fe₂O₃. n.d=not detected. Fe³⁺/Fe²⁺ ratio of crossite is calculated with adjustment total cation excluding Ca, Na and K to 13 for O=23. Lws, lawsonite; Chl, chlorite; Phe, phengite; Stp, stilpnomelane; Ep, epidote; Cros, crossite; PS, pelitic schist; QS, quartz schist; BS, basic schist. (1) 95040615a, (2) 96060705a, (3) 96030601f.

X_{Mg} は Mg/(Fe²⁺+Mg) 原子比を, X_{Fe³⁺} は Fe³⁺/(Fe³⁺+^[6]Al) 原子比を, ^[B]Na は角閃石の M4 席のナトリウム量を示す。

1. 泥質片岩

泥質片岩の露頭は雨淵川の両岸に認められる (Fig. 2)。泥質片岩の片理面の走向は ENE-WSW から E-W であり傾斜は 20-45°S である。泥質片岩の周辺には広く御荷鉾緑色岩類が分布している。泥質片岩と周辺の諸岩石との境界面の走向・傾斜は全体的に ENE-WSW 及び 30-40°S であり, 泥質片岩の片理面と調和的である。

(1) 鉱物組み合わせ

泥質片岩の鉱物組み合わせは, 次の 1~3 のタイプが認められた。

1. フェンジャイト+緑泥石+ローソン石+アルバイト+チタナイト+石英+炭質物

2. フェンジャイト+緑泥石+ローソン石+アルバイト+チタナイト+石英+方解石+炭質物

3. フェンジャイト+緑泥石+アルバイト+チタナイト+石英+炭質物

上記の鉱物組み合わせ 1~3 の試料はいずれも片理が非常に発達しており且つごく細粒である。南部から採取した泥質片岩 30 試料のうち, 1 のタイプは 8 試料, 2 のタイプは 14 試料, 3 のタイプは 8 試料確認できた (Fig. 2)。ローソン石は自形性が強く, 鏡下では無色で長方形の結晶として認められる (Fig. 3)。大きさは長軸方向に 30-500 μm であり, 100 μm 以上の比較的粗粒な結晶も多く存在するので鏡下では他の鉱物とは比較的容易に識別できる。粗粒な結晶にはごく細粒の石英やチタナイト (10 μm 以下) を包有するのがみられる。また, しばしばマイクロブーディン構造を示し, 結晶の割れ目を非常に細粒な石英やフェンジャイト

Fig. 2. Route map of the southern Ise (Amabuchigawa area), showing distribution of lawsonite-bearing pelitic schists. The amounts of solid circle, solid triangle and open square are in accord with the number of samples at each outcrops. 95040615a, 96030504b, 96060705a and 96030601f show the sample localities in the Figure 3 and Tables 1 and 2. Lws, lawsonite; Chl, chlorite; Phe, phengite; Ab, albite; Ttn, titanite; Qtz, quartz; Cc, calcite; Cm, carbonaceous material.

トが充填している様子が観察できる。ローソン石の長軸の伸長方向とフェンジャイトや緑泥石などの繊維状の変成鉱物の伸長方向とは一般に調和的である。炭酸塩鉱物は、ファイグル氏液を用いた染色法で識別を行った結果、全て方解石でありアラレ石は確認できなかった。

(2) 鏡下での組織

泥質片岩には Watanabe and Kobayashi (1984) による四国中央部汗見川流域の泥質片岩の記載のように、よりフェンジャイトに富む層（フェンジャイト層）と、より石英に富む層（石英層）とが比較的明瞭に認められる。それぞれの層は 0.1–1.5 mm の幅をもち、ほぼ交互に重なり合っている。各層の鉱物組み合わせやモード組成には違いが認められる。フェンジャイト層には、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、チタナイト、石英、炭質物が常に含まれる。またフェンジャイト層にはローソン石が多く認められ、そのモード組成は最大で 30% にも達することがある (Ueno, 1999)。方解石が含まれることは希である。一方、石英層は粗粒な石英 (30–80 μm) を含む層と細粒な石英 (30 μm 以下) を含む層とに区分できる。前者は石英の他にごく少量のフェンジャイト及び緑泥石、アルバイト、チタナイトを常に含み、これらにしばしば少量の方解石、ごく少量のローソン石及び炭質物が加わる。後者は石英、フェンジャイト層に比べて少量のフェンジャイト及び緑泥石、アルバイト、チタナイトを常に含み、これらに少量のローソン石、方解石及び炭質物が様々な割合で加わる。このようにローソン石は上記のいずれの層にも認められる。なお

Watanabe and Kobayashi (1984) ではローソン石と方解石とは共存しないとしているが、今回観察を行った試料では同一の石英層中にローソン石と方解石とが存在するのが認められた。

(3) 変成鉱物

a. ローソン石 ローソン石には著しいセクターゾーニングが認められ、希土類元素 (REE) に富み Ca に乏しい {100}, 理想組成式に近い組成を持つ {010}, Ti に富み Al に乏しい {001} の 3 つのセクターが確認できる (Ueno, 1999)。また {100}, {010}, {001} の各セクターにおける $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$ 量はそれぞれ 0.8–2.3 wt%, 0.0–0.1 wt%, 0.1–0.3 wt%, {100} セクターにおける La_2O_3 , Ce_2O_3 , Nd_2O_3 の最大量はそれぞれ 0.6 wt%, 1.2 wt%, 0.6 wt%, {001} セクターにおける TiO_2 量は 0.2–0.9 wt%, Fe_2O_3 量はいずれのセクターでも 0.5 wt% 以下である (Ueno, 1999)。

b. フェンジャイト 繊維状あるいは鱗片状の細かな結晶として認められ、鏡下では無色である。フェンジャイト層中では多数のフェンジャイトの結晶が炭質物や緑泥石を伴って集合している。石英層中では細長く伸長した繊維状あるいは鱗片状の結晶が緑泥石を伴いながら石英の隙間を充填している。南部の泥質片岩中のフェンジャイトの化学組成は、ローソン石と共存するもので $\text{Si}=3.31\text{--}3.42$ pfu ($\text{O}=11$), $\text{Al}=2.15\text{--}2.37$ pfu, $\text{FeO}=1.6\text{--}3.3$ wt%, $\text{MgO}=2.0\text{--}2.7$ wt% であり、ローソン石+方解石と共存するもので $\text{Si}=3.45\text{--}3.57$ pfu, $\text{Al}=1.89\text{--}2.15$ pfu, $\text{FeO}=1.9\text{--}3.5$ wt%, $\text{MgO}=3.2\text{--}4.9$ wt% である (Fig. 4a)。

Fig. 3. Photomicrographs of lawsonite in pelitic schists. (a) Sample No. 9603060504b, (b) Sample No. 95040615a.

c. 緑泥石 繊維状あるいは鱗片状の結晶として認められる。フェンジャイトに密接に伴うことが多く、フェンジャイト層及び石英層のいずれにも存在する。鏡下では淡緑色を帯びており、多くの結晶が多色性を示す。またほとんどの結晶が暗青灰色の異常干渉色を示す。南部の泥質片岩中の緑泥石の化学組成は、ローソン石と共存するもので $\text{Si}=2.71\text{--}2.84$ pfu ($\text{O}=14$), $\text{Al}=2.53\text{--}2.69$ pfu, $X_{\text{Mg}}=0.34\text{--}0.40$ であり、ローソン石+方解石と共存するもので $\text{Si}=2.76\text{--}2.90$ pfu, $\text{Al}=2.31\text{--}2.50$ pfu, $X_{\text{Mg}}=0.41\text{--}0.49$ である (Fig. 4b)。

d. アルバイト 粒状の結晶として認められるが比較的細粒なもの ($100\text{ }\mu\text{m}$ 以下) が多い。石英層及びフェンジャイト層のいずれにも含まれる。特に石英層中ではやや粗粒な結晶がしばしばポイキロプラスティックにごく細粒の方解石、フェンジャイト、緑泥石を包有するのが認められる。

e. チタナイト ほとんどが $50\text{ }\mu\text{m}$ 以下の非常に小さな粒状の結晶であり、これが多数集合しているのがしばしば観察できる。また希に $100\text{--}200\text{ }\mu\text{m}$ の比較的粗粒で自形性の強い結晶が石英層中に存在することもある。REE の含有量は、ローソン石のそれよりもはるかに低く $\text{La}_2\text{O}_3 < 0.1\text{ wt\%}$, $\text{Nd}_2\text{O}_3 < 0.1\text{ wt\%}$ であり、 Ce_2O_3 はほとんどの測定点で検出限界以下である (Ueno, 1999)。

Fig. 4. Compositional variations of (a) phengite and (b) chlorite in pelitic schists from the Ise area.

2. 石英片岩

片理面の走向・傾斜は ENE-WSW から E-W 及び $20\text{--}40^\circ\text{S}$ であり、周囲の泥質片岩のそれらとほぼ同じ値を示す。石英片岩は石英を主体として、少量のフェンジャイト ($\text{Si}=3.31\text{--}3.44$ pfu, $\text{Al}=2.12\text{--}2.35$ pfu, $\text{FeO}=2.4\text{--}4.0\text{ wt\%}$, $\text{MgO}=2.1\text{--}2.6\text{ wt\%}$), 緑泥石 ($\text{Si}=2.89\text{--}2.96$ pfu, $\text{Al}=2.15\text{--}2.30$ pfu, $X_{\text{Mg}}=0.65\text{--}0.72$) を含み、これらに、スティルプノメレン、アルバイト、ローソン石、緑簾石、チタナイト、方解石、アルカリ角閃石がさまざまな割合で加わるが、ローソン石+アルカリ角閃石の組み合わせは認められない。ア

ルカリ角閃石は^[B]Na=1.44-1.93 pfu (O=23), $X_{Fe^{3+}}=0.21-0.87$, $X_{Mg}=0.32-0.64$ であり, Leake (1978) の区分によると大部分がクロス閃石に分類される。石英片岩中ではしばしばローソン石と方解石とが接しているが, 両者の成長の前後関係は認められない。ローソン石は7試料中2試料に認められたが, 泥質片岩中のものに比べて細粒なもの(長軸方向で100 μm 以下)が多く, そのモード組成は最大でも2%程度である。

3. 塩基性片岩

濃緑色を帯びており, 片理は比較的弱く非常に細粒である。鉱物組み合わせは緑泥石+緑簾石+フェンジャイト+アルバイト+チタナイト+石英であり, これにごく少量のローソン石が加わることがある。ローソン石は7試料中1試料にのみに認められたが, 泥質片岩中のものよりも細粒(長軸方向で50 μm 以下)である。緑簾石 ($Al=2.02-2.32$ pfu (O=12.5), $Fe^{3+}=0.70-1.00$ pfu) は細かな粒状ないし短柱状の結晶 (70 μm 以下) として認められる。淡い緑黄褐色を帯びており, しばしばごく弱い多色性を示すのでローソン石とは識別できる。緑泥石 ($Si=2.77-2.90$ pfu, $Al=2.35-2.45$ pfu, $X_{Mg}=0.39-0.43$) は鱗片状ないし繊維状に伸長した細かな結晶として認められる。フェンジャイト ($Si=3.51-3.59$ pfu, $Al=1.89-1.94$ pfu, $FeO=2.9-4.4$ wt%, $MgO=3.4-4.0$ wt%) は細かな繊維状の結晶の集合体として存在することが多い。

4. 蛇紋岩

蛇紋岩と周辺の結晶片岩類とは断層で接している。この断層の走向・傾斜はNNE-SSWからNNW-SSE及び78-90°Sであり, 周囲の結晶片岩類の走向とは大きく斜交する。蛇紋岩には塊状のものと片状のものとが認められる。前者は暗濃緑色を帯びており, しばしば優白色のロジン岩のレンズ状のブロック(厚さ20-50 cm, 長さ100-200 cm)を胚胎する。一方, 後者は緑灰色から緑色を帯びており, ロジン岩を包有しないが所々に直径2-25 cmの球状の蛇紋岩の礫を含んでいる。

IV. 伊勢地方中央部及び北部の泥質片岩

伊勢地方三波川帯の中央部から北部にかけて広く分布する泥質片岩には, 次の1, 2の鉱物組み合わせがみられる。

1. フェンジャイト+緑泥石+アルバイト+チタナイト+石英+方解石+炭質物
2. フェンジャイト+緑泥石+アルバイト+チタナイト+石英+炭質物

採取した泥質片岩50試料のうち, 1のタイプは43試料, 2のタイプは7試料確認できた。中央部及び北部では, 方解石+緑泥石+フェンジャイトの組み合わせが広く出現しており, ローソン石は認められない。鉱物組み合わせ1のフェンジャイトの化学組成は, $Si=3.19-3.42$ pfu, $Al=2.16-2.49$ pfu, $FeO=2.4-4.4$ wt%, $MgO=1.8-3.1$ wt%であり (Fig. 4a), 緑泥石の化学組成は $Si=2.63-2.79$ pfu, $Al=2.54-2.69$ pfu, $X_{Mg}=0.42-0.52$ である (Fig. 4b)。

Fig. 5. ACFM diagrams showing the paragenesis of pelitic schists in the southern part (a) and northern and central parts (b).

V. 考察

1. 組成共生関係

Figure 5は, フェンジャイトの組成を $K(Mg, Fe)_{0.5}Al_2Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$ とし, $A [=Al+Fe^{3+}-2K]-C [=Ca]-FM [=Fe^{2+}+Mg-0.5K]$ 系に投影した泥質片岩の組成共生関係を示している。南部の泥質片岩では, Figure 4に示したようにローソン石と共存するフェンジャイトや緑泥石は, ローソン石+方解石と共存するそれらに比べてAlに富みSiに乏しい。したがって南部における泥質片岩の組成共生関係は Figure 5aで示したように, 全岩化学組成が高い $Al/(Fe^{2+}+Mg)$ 値をもつ試料にはローソン石+緑泥石の組み合わせが, 低い $Al/(Fe^{2+}+Mg)$ 値をもつ試料にはローソン石+方解石+緑泥石の組み合わせが出現すると考えられる。

一方, 南部よりもやや変成度が高い中央部及び北部の泥質片岩にはローソン石が出現せず, 方解石+緑泥石の組み

合わせが一般的である。そのような試料におけるフェンジャイト及び緑泥石の化学組成は、南部から産するローソン石+方解石の組み合わせを含む試料中のそれらに比べて Al に富み Si に乏しい (Fig. 4)。これは Figure 5b のように、中央部や北部では、ローソン石+緑泥石の組み合わせに代わって方解石+相対的に Al に富む緑泥石の組み合わせが安定になったことを示していると考えられる。この事実は変成温度の上昇だけでは説明できず、後に述べるように中央部及び北部の方が南部よりも相対的に CO₂ 分圧の高い変成流体の下で再結晶したことを示していると考えられる。

2. 変成鉱物の安定関係

含ローソン石泥質片岩中の変成鉱物、フェンジャイト、緑泥石、ローソン石、アルバイト、チタナイト、石英、方解石の安定関係を解析した。鉱物の安定関係の計算は、Holland and Powell (1998) の熱力学データベースを用いて THERMOCALC ver. 2.5.1 で行った。固溶体鉱物のうち、フェンジャイトと緑泥石の組成値は、いずれもローソン石+方解石と共存する Table 2 のものを用いた。緑泥石は、他の地域の三波川帯緑泥石帯の泥質片岩中のものが $X_{Fe^{3+}} = 0.20-0.22$ の組成をもつので (上野, 未公表), $X_{Fe^{3+}} = 0.20$ の値を用いて計算した。活動度は、ローソン石、方解石、アルバイト、ルチル、チタナイトについては 1 とし、固溶体鉱物については Holland and Powell (1990) のモデルに従って求めた。

フェンジャイト+緑泥石+ローソン石+石英+方解石の組み合わせの安定領域は次の反応 (1) 上にあると考えられる。

また伊勢地方三波川帯では泥質片岩中にチタナイトと方解石とが普遍的にみられるが、これは次の反応 (2) の右辺側が安定であったと考えられる。

さらにローソン石+アルバイトの組み合わせがみられることから次の反応 (3) の左辺側が安定であったと考えられる。

Fig. 6. Pressure-temperature- X_{CO_2} conditions of the lawsonite-bearing pelitic schists (shaded area). Clin, clinochlore; Mu, muscovite; Cel, celadonite; Pa, paragonite; Cz, clinozoisite; Ru, rutile; Arag, aragonite.

(1) $6\text{Cc} + 5\text{Mu} + \text{Clin} + 14\text{Qtz} + 8\text{H}_2\text{O}$

$= 6\text{Lws} + 5\text{Cel} + 6\text{CO}_2$

(2) $\text{Ru} + \text{Qtz} + \text{Cc} = \text{Ttn} + \text{CO}_2$

(3) $4\text{Lws} + \text{Ab} = 2\text{Cz} + \text{Pa} + 2\text{Qtz} + 6\text{H}_2\text{O}$

(4) $\text{Arag} = \text{Cc}$

Reaction (1) has P-T- X_{CO_2} range from (1)' to (1)'' by chemical composition of metamorphic minerals.

なお方解石の安定領域は次の反応 (4) で限定される。

伊勢地方の含ローソン石泥質片岩の変成圧力は、ローソン石+石英+方解石の組み合わせが安定なことからおよそ

P=3-8 kbar と見積もられている (Ueno, 1999)。したがってここでは変成流体を H_2O-CO_2 の二成分系と仮定して変成流体中の CO_2 のモル分率を $X_{CO_2}=CO_2/(H_2O+CO_2)$ とし、3, 5, 8 kbar のそれぞれの圧力条件下における反応 (1)~(4) の関係を T- X_{CO_2} 図上に示す (Fig. 6)。反応 (1) は圧力が上昇すると低温且つ高 X_{CO_2} 方向へ若干移動する (Fig. 6a, b, c)。また反応 (1) は固溶体鉱物の組成によっても移動する。例えば P=5 kbar の時、フェンジャイト及び緑泥石の組成として、Figure 4 でローソン石+方解石と共存するこれらのうち最も Al に富み Si に乏しい Si=3.45 pfu, Al=2.15 pfu, FeO=2.0 wt%, MgO=3.2 wt% 及び Si=2.76 pfu, Al=2.46 pfu, $X_{Mg}=0.43$ を用いると Figure 6b の (1)' となる。同様にフェンジャイト及び緑泥石の組成として、最も Si に富み Al に乏しい Si=3.57 pfu, Al=1.89 pfu, FeO=2.0 wt%, MgO=4.4 wt% 及び Si=2.90 pfu, Al=2.31 pfu, $X_{Mg}=0.42$ を用いると Figure 6b の (1)'' となる。ローソン石+アルバイト+方解石の安定領域は、反応 (3) の低温側且つ反応 (4) の高温側の領域で限定される (Fig. 6b)。P=3 kbar の時、反応 (4) はこの図で扱っている温度範囲よりも低温側に存在し、図には現れない (Fig. 6a)。圧力が上昇すると反応 (3), (4) は共に高温方向に移動し、P=8 kbar では反応 (3) と (4) とが共に T=340°C を通る (Fig. 6c)。P>8 kbar になると、反応 (4) が反応 (3) よりも高温側にまで移動するため、ローソン石+アルバイト+方解石の安定領域は存在しなくなる。

3. 三波川帯低温帯の変成作用

以上のことより、伊勢地方三波川帯南部の泥質片岩にみられるフェンジャイト+緑泥石+ローソン石+アルバイト+石英+方解石の組み合わせの変成温度・圧力の上限は、T=340°C 及び P=8 kbar であると考えられる。なお四国中央部汗見川流域の三波川帯では、緑泥石帯の変成温度・圧力条件は T<360°C 及び P=5-6 kbar と見積もられている (Enami *et al.*, 1994)。

P<8 kbar の条件下では、反応 (2) によってチタナイトはおおよそ $X_{CO_2}<10^{-3}$ で安定となり、反応 (1) によってローソン石+方解石はおおよそ $X_{CO_2}<10^{-4}$ で安定となる (Fig. 6a, b, c)。このことから伊勢地方南部の泥質片岩にみられるローソン石+方解石+チタナイトの組み合わせは、変成流体の CO_2 分圧が 10^{-4} 以下とごく低かったことを示していると考えられる。三波川帯における変成流体組成は、後藤 (1994) によって定量的に見積もられており、緑泥石帯では $5.5 \times 10^{-4} < X_{CO_2} < 2.0 \times 10^{-2}$ の値が報告されている。変成度と変成流体組成の定性的な関係は、例えば Itaya and Banno (1980) や榎並・東野 (1988) によって論じられており、累進的に CO_2 分圧の上昇があったことが推定されている。ローソン石+フェンジャイトの組み合わせは、Figure 6 で示したように高温もしくは高圧条件になるほど高 X_{CO_2} 側までその安定領域が広がる。したがってローソン石の出現頻度は、伊勢地方においては南部よりも変成度が高いと考えられる中央部及び北部ほど高くなることが期待できる。しか

しながら、この推測とは矛盾するように中央部及び北部の泥質片岩にはローソン石は出現せず、方解石+緑泥石+フェンジャイトの組み合わせが普遍的に出現する。この事実は、中央部及び北部の方が南部に比べて相対的に高い CO_2 分圧の下で再結晶したことを示していると考えられる。

VI. まとめ

三重県伊勢地方の三波川帯から産する含ローソン石泥質片岩の性状を解析して以下の事実を明らかにした。

1. 泥質片岩の鉱物組み合わせや炭質物の石墨化度から、伊勢地方三波川帯の変成度は四国中央部三波川帯の緑泥石帯低温帯に対比され、本地域中央部及び北部に比べて南部の方がより低変成度であると考えられる。
2. 本地域南部から産する泥質片岩は、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、チタナイト、石英、炭質物に加えて、全岩化学組成が高い Al/(Fe²⁺+Mg) 値をもつ試料ではローソン石を、低い Al/(Fe²⁺+Mg) 値をもつ試料ではローソン石+方解石を含む。
3. 含ローソン石泥質片岩は、フェンジャイト+緑泥石+ローソン石+アルバイト+チタナイト+石英+方解石の鉱物組み合わせが安定なことから、P<8 kbar, T<340°C 及び $X_{CO_2}<10^{-4}$ という低温且つ低い CO_2 分圧条件のもとで再結晶したと考えられる。
4. 南部より高変成度の中央部及び北部の泥質片岩にはローソン石はみられず、代わりにより低温・高圧・高 CO_2 分圧条件下で安定な方解石+緑泥石+フェンジャイトの組み合わせが出現する。これは中央部及び北部の方が南部よりも相対的に CO_2 分圧の高い変成流体の下で再結晶したことを示すと考えられる。

謝 辞 本研究を進めるにあたり名古屋大学の榎並正樹教授には終始御指導をいただき、同大学の鈴木和博教授には有益な御助言と御討論をいただいた。名古屋大学の加藤丈典氏、縣 孝之博士、海上保安庁水路部の森下泰成氏には御討論をいただき、名古屋大学の与語節生氏には薄片の一部を作製していただいた。大阪府立大学の前川寛和教授と匿名の査読者及び北海道大学の渡辺暉夫教授には原稿の改善に有意義な御助言をいただき、三重大学の小倉義雄名誉教授からは励ましの御言葉をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

引用文献

- 浅井 宏 (1949): 愛知県雨生山斑礫體に伴われるローソン石角閃岩について (講演要旨). 地質雑, **55**, 139.
 坂野靖行 (1992): 紀伊半島東部, 御荷鉾緑色岩類に伴う蛇紋岩礫岩中の青色片岩. 岩鉱, **87**, 207-220.
 坂野靖行, 藤原隆雄 (1993): 三重県伊勢市西部, 御荷鉾緑色岩類に伴う含アルカリ角閃石石英片岩. 静岡大学地球科学研究報告, **19**, 1-6.
 Bence, A.E. and Albee, A.L. (1968): Empirical correction

- factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- 榎並正樹, 東野外志男 (1988): 四国中央部別子地域の三波川変成岩中に産するドロマイト. 岩鉱, **83**, 338-349.
- Enami, M., Wallis, S. and Banno, Y. (1994): Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 182-198.
- 後藤 篤 (1994): 三波川帯の泥質片岩と平衡な流体相の化学組成. 日本地質学会第 101 年討論会 (早稲田) 要旨集, 168-169.
- Goto, A., Higashino, H. and Sakai, C. (1996): XRF analyses of Sanbagawa pelitic schists in central Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Series of Geol. and Mineral.*, **LVIII**, 1-19.
- 橋本光男 (1960): 長野県上伊那群長谷村地方の変成岩. 国立科学博物館 (東京) 研究報告, **47**, 104-115.
- Holland, T.J.B. and Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2$. *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 89-124.
- Holland, T.J.B. and Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 309-343.
- 飯塚保五郎 (1929): 7 万 5 千分の 1 地質図幅「鳥羽」. 地質調査所.
- Itaya, T. and Banno, S. (1980): Paragenesis of titanium-bearing accessories in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 267-276.
- 河内洋祐, 湯浅真人, 片田正人 (1983): 市野瀬地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万 分の 1 図幅) 地質調査所 pp. 70.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**, 1023-1052.
- Nakamura, Y. (1971): Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, central Japan. *J. Fac. Sci. Univ. of Tokyo, sec. II*, **18**, 1-51.
- Saito, Y., Tiba, T. and Matsubara, S. (1979): Ultramafic complex and its mechanical sedimentary derivatives in the Tonmaku-yama area, north of Hamanako, central Japan. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, **12**, 29-40.
- Sedlock, R.L. (1988): Metamorphic petrology of a high-pressure, low-temperature subduction complex in west-central Baja California, Mexico. *J. metamorphic Geol.*, **6**, 205-233.
- 関 陽太郎 (1957): 関東山地東部のローソン石. 岩鉱, **41**, 155-163.
- Suzuki, S. and Ishizuka, H. (1998): Low-grade metamorphism of the Mikabu and northern Chichibu belts in central Shikoku, SW Japan: implications for the areal extent of the Sanbagawa low-grade metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, **16**, 107-116.
- 武田賢治, 佃 栄吉, 徳田 満, 原 郁夫 (1977): 三波川帯と秩父帯との構造的関係. 秀 敬 (編), 三波川帯, 107-151, 広島大学出版研究会.
- Tagiri, M. (1981): A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 345-352.
- Tagiri, M. (1985): A comparison of graphitizing-degree and metamorphic zones of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **80**, 503-506.
- Ueno, T. (1999): REE-bearing sector-zoned lawsonite in the Sanbagawa pelitic schists of the eastern Kii Peninsula, central Japan. *Eur. J. Mineral.*, **11**, 993-998.
- Watanabe, T. and Yuasa, M. (1979): Origin of the blueschists and lawsonite-bearing greenstones in the Mikabu greenstones, Ina district, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 331-337.
- Watanabe, T. and Kobayashi, H. (1984): Occurrence of lawsonite in pelitic schists from the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. metamorphic Geol.*, **2**, 365-369.