原 著 論 文

福岡県篠栗・香椎地方に分布する三郡変成岩

辻 慎 太 郎*

(1964年4月2日受理)

Petrological study of the Sangun metamorphic terrain in the
Sasaguri-Kasii area, Northern Kyûsyû, Japan

Shintaro TSUJI

(Abstract)

The Sangun metamorphic terrain in the Sasaguri-Kasii area, east of Hukuoka, northern Kyûsyû, is composed of greenschist, metadolerite, metagabbro and serpentinite along with pelitic and siliceous schists. They are polymetamorphosed by the intrusion of granodiorite at the Cretaceous time later than Sangun metamorphism (Fig. 1)

The schistosity of green schist is E-W with 40-60° S dip. The greenschist area shows monoclinical structure and is divided into two zones, namely, the non-spotted schist zone and the spotted schist zone. The latter is characterized by the appearance of microscopic albite porphyroblasts. The petrographic character of these two zones are summarized in Table 1.

Refractive index β of calciferous amphibole increases gradually from the non-spotted zone (minimum $\beta=1.633$) to the spotted zone (maximum $\beta=1.655$), i. e., the composition of calciferous amphibole of the latter is richer in Al_2O_3 and FeO than that of the former (Fig. 4. and 6, Table 1).

Optical angle $2V_x$ of epidote is larger in the latter than in the former i. e., the composition of epidote of spotted schist is richer in Al_2O_3 than that of non-spotted schist (Fig. 5 and 6).

It is concluded that the grade of metamorphism increases from the non-spotted to the spotted zone.

The grain size of albite porphyroblasts tends to be larger towards serpentinite masses. The growth of albite porphyroblasts is related to the intrusion of serpentinite (Fig. 3).

Alkali amphiboles occur both in non-spotted schist and in spotted schist, but they are fairly rare in Sangun metamorphic rocks of this area as compared with Sanbagawa metamorphic rocks. The physical conditions of Sangun metamorphism would be somewhat different from those of Sanbagawa metamorphism.

1 ま え が き

福岡県糟屋郡篠栗(ささぐり)町から香椎(かしい)町にかけての地域には広く、三郡変成岩が出現する。この地方の変成岩については、自在丸(1933, 1940)・木下(1938)の研究と、福岡県地質図(1953)がある。自在丸の研究は、岩相の概念を正確につかんでおり、非常に秀れたものである。しかし、その後、これに続く詳細な研究はほとんど行なわれていない。筆者は、1962年~1963年に埼玉大学の卒業論文のテーマに当地方を選び、変成岩の地質と岩石を研究した。北九州・中国地方の三郡変成岩類については、今まで多くの研究がなされたが、広域変成作用そのものによる変成分帯は、まだなされたことが無い。一方、坂野(1958)は、青海地方の変成岩類の分帯を行なつたが、この地方の変成岩類は北九州・中国地方の三郡変成岩とは、地質学的岩石学的に異なつた特徴を持つてい

* 東京大学理学部地質学教室

地質学雑誌 第70巻 第828号 1964年9月

Fig. 1 Geological map of the Sasaguri-Kasii area

るので、青海の変成岩を三郡変成岩の典型とみなすことには疑問がある。また、岩崎 (1953)・大島 (1955) は、長崎の西彼杵変成岩の研究を行なつたが、この変成岩も三郡の延長かどうか疑わしい。また、井上 (1960) は、筑後山地の三郡変成岩地域を、緑泥石帯と、黒雲母帯に分帯した。しかし、斎藤 (1961) の資料によれば、井上の黒雲母帯は、筑後山地北部の花崗岩の貫入による複変成作用を受けた部分である。

筆者はこの研究で、篠栗・香椎地方の三郡変成岩について、広域変成作用に基いて、変成分帯を試みた。

2 地 質 の 概 略

調査地域には、第 1 図に示した様に、緑色片岩、変粗玄武岩 (metadolerite)、変斑礫岩 (meta-gabbro)、蛇紋岩などを主とする三郡変成岩類と、これを貫く花崗閃緑岩と、これらを覆う第三紀層とが分布する。

この地方の北部に露出する花崗閃緑岩は、唐木田 (私信*, 1962)・柴田 (私信)** によると、糸島半島北部・能古島・志賀島に分布するものと一連のものであり、北崎花崗閃緑岩と呼ばれる。糸島半島・能古島の花崗閃緑岩について年代測定が行なわれている。

123×10⁶年 (糸島半島, K—A法, 柴田賢測定)

112×10⁶年 (能古島, K—A法, 柴田賢測定)

(115±15)×10⁶年 (能古島, Pb—α法, U. S. Geological Survey の D. GOTTFRIED 測定)

したがって、この地方の花崗閃緑岩は三郡変成作用終了後、白亜紀に三郡変成岩に貫入し、局部的に接触変成作用を与えているもので、三郡変成作用とは直接の関係はない。

第三紀層は、主として砂岩、流紋岩などより構成される。松下 (1949) はこれを、始新世の不知火統・糟屋層群とした。緑色片岩との関係は、断層か不整合かはつきりしない。

第 1 図に示すように、この地方の三郡変成岩は、緑色片岩・変粗粒玄武岩・変斑礫岩・蛇紋岩を主とし、局部的に泥質および珪質の片岩がある。

A) 緑 色 片 岩

緑色片岩はこの地方の変成岩の大部分を占めている。片理の走向はほぼ E—W で、部分的に 10°～20° 南北にふれている。傾斜は 40°～60°S で、単斜構造を示す。しかし、西端の香椎付近では、局部的に不規則な構造をしている。

緑色片岩は地質図に示すように、花崗閃緑岩に貫入されている。この花崗閃緑岩により、萩尾では 0.5 km, 立花山、薬王寺では 1.2 km の巾で接触変成作用を受けている。この接触変成帯では、緑色片岩中の緑簾石・アクチノ閃石 (actinolite)・緑泥石・曹長石の量が減り、その代りに斜方輝石・普通角閃石・黒雲母・斜長石が、あらたにできている。普通角閃石は、無色のものが多いが、その無色普通角閃石のまわりが淡緑色になつているものがある。なお、伏谷上流に局部的に珪質岩がある。

B) 変粗粒玄武岩、変斑礫岩、蛇紋岩

緑色片岩に伴つて、主として南部に、変粗粒玄武岩・変斑礫岩・蛇紋岩の複合岩体がある。変粗粒玄武岩は、原岩の斜方輝石の一部が残り、斜長石は変成鉱物に変つている。変成鉱物はアクチノ閃石・緑簾石・緑泥石・曹長石で、これらはほぼ一定の配列を示し、弱い片理を作っている。変粗粒玄武岩の片理の走向は N70°E～E—W で、ほぼ一様であるが、傾斜は 10°～80°N, または、20°～80°S

* KARAKIDA, Y., GOTTFRIED, D., STERN, T. W., and ROSE, H. J. Jr.; Lead-alpha age determinations of some granitic rocks from Japan. Part 1, (印刷中)

** 未公表であるが、同氏の了解を得て引用した。

で一定していない。この片理の方向に平行して、数カ所泥質片岩をはさんでいる。

変粗粒玄武岩より粒度があらく、部分的に普通角閃石の数 cm に達する巨大結晶が発達しているペグマティティックな部分を持つ変斑礫岩と呼ばれるべき岩石がある。変斑礫岩の組織や鉱物組成は、粒度を除くと、上に述べた変粗粒玄武岩と変りがない。

蛇紋岩は、ほとんど蛇紋石より成り、残晶鉱物は観察されなかつた。蛇紋岩と変粗粒玄武岩との接触部には、巾 10m 程度の滑石帯が認められる。変粗粒玄武岩や変斑礫岩と蛇紋岩との貫入の前後関係は、はつきりしないが、変粗粒玄武岩が蛇紋岩に貫入したと思われる露頭がある。(関他 (1963))

3 三郡変成岩の岩石学的検討

A) 緑色片岩による分帯

緑色片岩は緑色ないし暗緑色、細粒ないし中粒の岩石で、片理のはつきりしたものが大部分を占め、一部塊状のものもみられる。これらには、粗粒玄武岩 (dolerite) や斑礫岩 (gabbro) の残留組織が無く、変粗粒玄武岩や変斑礫岩にくらべて、片理が良く発達している。これらのことから、この地方の緑色片岩の大部分の原岩は、恐らく凝灰岩であろう。

緑色片岩を利用してこの地域の変成岩を分けると、曹長石斑状変晶のある点紋帯と、曹長石斑状変晶の無い無点紋帯との二つに分帯することができる。点紋帯は南部に分布し、無点紋帯は北部に分布する。両者の境界は、第 1 図に示してある。この境界は野外で肉眼的には認められないが、薄片で観察して、曹長石が斑状変晶になつているかいないかにより、境界をはつきりと引く事ができる。曹長石斑状変晶の薄片下の面積は、楕円形に相似すると一般に、径 $0.16\text{ mm} \times 0.08\text{ mm} \sim 0.59\text{ mm} \times 0.46\text{ mm}$ という顕微鏡的単位である。

この点紋帯と無点紋帯の境界は、点紋帯の南部にある蛇紋岩の分布の方向とほぼ平行である。また第 2 図に示すように、蛇紋岩に近づくに従い曹長石斑状変晶の大きさが増大している。

i) 無点紋帯

無点紋帯の岩石の特徴的な鉱物組合せは、緑簾石—緑泥石—スチルプノレン—白雲母—石英—曹長石で、これに、しばしばアクチノ閃石 (actinolite) が加わる。アクチノ閃石の屈折率 β は、 $1.633 \sim 1.643$ である。緑簾石は、自形性弱く、 $2V_x$ は 79° 付近のものが多い。

自在丸 (1940) による岩石の化学分析を 3 個について平均すると、 K_2O : 0.71%, Na_2O : 2.39%, ACF 比を計算すると、A: 28.9%, C: 31.3%, F: 39.8%, Fe'''/Fe'' : を計算すると、1.57, となる。

白雲母は点紋帯にも局部的に産するが、無点紋帯に圧倒的に多く産する。これは無点紋片岩の原岩が、点紋片岩の原岩にくらべて、 K_2O に、より富んでいたからであろう。

ii) 点紋帯

点紋帯の岩石の特徴的な鉱物組合せは、緑泥石—緑簾石—スチルプノレン—石灰質角閃石—石英—曹長石である。地域によつては白雲母を含む緑色片岩の多いところがある。石

Fig. 2 Chemical compositions of greenschists plotted in ACF-diagram (analyses: JIZAIMARU (1940)). Solid circle: non-spotted schists. Open circle: spotted schists.

灰質角閃石は多量に含まれ、屈折率 β は $1.639 \sim 1.655$ で、アクチノ閃石と普通角閃石との中間の値を示す。緑簾石は自形性強く、 $2V_x$ は 85° 付近のものが多い。

自在丸 (1940) の化学分析による 5 個のデータの平均を示すと、 K_2O : 0.22%, Na_2O : 3.26%,

ACF を計算すると, A : 20.6%, C : 27.3%, F : 52.1%, Fe'''/Fe'' : 0.64 となる。

細かい岩石学的検討は後にまわし, 点紋片岩と無点紋片岩の相違点の一覧表を第 1 表に示す。また自在丸 (1940) の化学分析による緑色片岩の ACF 図を第 3 図に示す。

B) 変成鉱物

この地域の緑色片岩の鉱物組合せは前に示した。個々の鉱物についての光学的性質は次の通りである。

i) 石灰質角閃石

多くのものは, 針状・せんい状・長柱状を呈す。緑泥石中, あるいは曹長石中にできているものがあるが, 独立した個体として産することが普通である。まれに方解石中にできていることもある。岩石の中の石灰質角閃石の量は, 点紋片岩には多いが無点紋片岩には少ない。無点紋片岩について 5 個, 点紋片岩について 12 個, 変粗粒玄武岩について 7 個の異なつた岩石の石灰質角閃石の屈折率 β を測定した。これを第 4 図に示した。第 4 図に見られるように, 無点紋帯から点紋帯になるに従い β は 1.633 から徐々に増大して点紋帯では最高 1.655 になり, 変粗粒玄武岩に入ると, 増加現象は見られなくなり, ほぼ 1.658 で一定の値を示す。無点紋片岩の石灰質角閃石の β の最低値 1.633 は, 普通のアクチノ閃石の β と同程度だが, 点紋片岩中のものになるに従つて, だんだんアクチノ閃石の β にしては高すぎるものになつて, むしろ普通角閃石に近い値を示している。この石灰質角閃石の屈折率 β は, SEKI (1958) の記載した, 関東山地の Zone V (関東山地では無点紋帯の一部), 青海の緑泥石帯の低温部の角閃石の β に, また坂野 (1963) の記載した, 木山の変成岩の高温部の角閃石に良く似た値を示している。

ii) 緑 簾 石

無色で 細かい dust を含んでいる。無点紋帯から点紋帯になるに従い自形性が強くなっている。

Table 1 Differences between non-spotted schists and spotted schists.

		Non-spotted schist	Spotted schist
Characteristic mineral assemblage of green-schist		epidote-chlorite-stilpnomelane-muscovite-quartz-albite	chlorite-epidote-stilpnomelane-calciferous amphibole-quartz-albite
Grain size		fine	fine-medium
Quantity of calciferous amphibole		little	much
Quantity of muscovite		much	little
Refractive index β of calciferous amphibole		1.633~1.643	1.639~1.655
2 Vx of epidote		79°	85°
Idiomorphism of epidote		weak	strong
Average chemical compositions after JIZAIMARU (1940)	K ₂ O	0.71%	0.22%
	Na ₂ O	2.39%	3.26%
	A	28.9%	20.6%
	C	31.3%	27.3%
	F	39.8%	52.1%
	Fe'''/Fe''	1.57	0.64

Chemical compositions after JIZAIMARU(1940) are the averages of three analyses for non-spotted schists and those of five analyses for spotted schist.

Fig. 3 Grain sizes of albite porphyroblasts (in square millimeter $\times 10^3$). They are measured assuming that shapes of porphyroblasts observed in thin sections are approximate ellipse.

特徴は認められない。

iv) アルカリ角閃石

城越山南東に、アルカリ角閃石を持つ緑色片岩がある。その分布は局部的であり、点紋帯と無点紋帯の両方に発見できる。アルカリ角閃石を持った片岩の出現頻度は、全標本数の 2% に過ぎない。光学的性質は次の通りである。X=淡黄, Y=淡青, Z=帯黄褐色, $b=Z$, $c \wedge Y=21^\circ$, $\beta=1.665$, $2Vx=68^\circ \sim 78^\circ$ したがって、このアルカリ角閃石は都城 (1957) の分類のマグネシオリーベック閃石 (magnesioriebeckite) に近いものであろう。

C) 無点紋帯と点紋帯との変成度の違い

i) 石灰質角閃石の屈折率 β

前に第4図に示したように、無点紋帯で $\beta=1.633$ の最低値を示し、点紋帯になるに従い徐々に増大し、 $\beta=1.655$ になる。無点紋片岩中の石灰質角閃石の屈折率 $\beta=1.633$ は、アクチノ閃石の β と同程度であるが、点紋片岩中の $\beta=1.655$ は、アクチノ閃石のには、高すぎるものであり、むしろ普通角閃石に近いものである。したがって、無点紋帯より点紋帯の方が、より変成度が高いと考える。

ii) 緑簾石の $2Vx$

前述の緑簾石の $2Vx$ のひん度曲線の値と、その値から WINCHELL and WINCHELL (1959) により求めた Fe-molecule ($H\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$) を示すと、極大の値については、無点紋帯: 79° (20% Fe-molecule), 点紋帯: 85° (14% Fe-molecule) となる。一方分布範囲については、無点紋帯: 65°

花崗閃緑岩による接触変成帯では、量が減少している。緑簾石の $2Vx$ を、点紋片岩について 47 枚、無点紋片岩について、65 枚の薄片について 3~4 ずつの個体について測定した。第5図にこれらの頻度曲線を描いた。図でみられるように、点紋帯と無点紋帯との間で、頻度曲線は違っている。すなわち、点紋帯の極大は 85° 、無点紋帯の極大は 79° になっている。この結果点紋片岩の方が、 $A1'''$ に富むようになっていくことが判る。また点紋片岩の南部に分布する変粗粒玄武岩の緑簾石の $2Vx$ を 12 枚の薄片について測定した。その結果、頻度曲線の極大は 84° となり、点紋片岩とほぼ同程度の値を示す。

iii) 方解石

この地方には、方解石が非常に少ないということは特徴的である。緑色片岩の薄片 350 枚のうち、方解石の入っているものは、わずか 23 枚であり、これは 6.6% の割合で入っていることにしかない。方解石の分布はほぼ一様に分布していて地域的

Fig. 4 Changes of refractive index β of calciferous amphibole. The abscissa is proportional to the distances from the boundary-line between the spotted schist zone and the non-spotted schist zone.

Fig. 5 Frequency curves of $2V_x$ of epidote in the greenschists. Solid line: non-spotted schists. Dotted line: spotted schists.

(45%(?) Fe-molecule)~97° (5% Fe-molecule), 点紋帯 74° (26% Fe-molecule)~96° (6% Fe-molecule) となる。

すなわち無点紋帯より点紋帯の方が, より高変成度を示すと考え, 変成作用の上昇に伴い, Fe-molecule が減少するということになり, これは都城・関 (1958) の考えと良く一致する。

iii) 石灰質角閃石の β と緑簾石の $2V_x$ との関係

縦軸に緑簾石の $2V_x$, 横軸に石灰質角閃石の β をとりその関係をみると, 第6図のようになる。すなわち無点紋帯より点紋帯の方が石灰質角閃石の β と, 緑簾石の $2V_x$ が大きくなっている。これは変成度が上がると, Fe''' が還元せられ, したがって比較的 Fe''' に富む緑簾石が, Al''' に富むようになり, 放出された Fe'' は, アクチノ閃石に吸収される。また緑簾石は分解して, Fe'' , Al''' , に富んだ鉄チェルマク閃石 (ferrotschermakite) を作るであろう。

Fig. 6 Relationship between refractive index β of calciferous amphibole and $2V_x$ of epidote.
Solid circle : non-spotted schists. Open circle : spotted schists.
Square : metadolerite and metagabbro.

このことは岩石の Fe'''/Fe'' 比が、無点紋片岩は 1.57, 点紋片岩は 0.64 と、点紋片岩の方が小さくなっている事実と良く合っている。

iv) 粒度・片理

粒度や片理から直接変成度を論じることができないが、無点紋帯より点紋帯の方が、変成鉱物の平均粒度はやや大きくなり、片理の発達も一般に良くなっている。

結論) 以上のように石灰質角閃石の屈折率 β と緑簾石の $2Vx$ の変化と、粒度・片理の発達の程度とから、無点紋帯との間には変成度の違いがあり、無点紋帯より点紋帯の方が変成度が高い、ということは、間違いが無いであろう。

D) 曹長石斑状変晶の成因

この研究で得られた資料からは、曹長石斑状変晶の成因について、2通りの可能性が考えられる。

i) 蛇紋岩との関係

前に示したように、点紋帯における曹長石点紋帯における曹長石斑状変晶の大きさは、蛇紋岩までの距離に、反比例的に大きくなっている。すなわち、一般に南部に広く分布する蛇紋岩に向つて、次第に大きさを増大する。また、局部的に露出する蛇紋岩小岩体のそばで、急激に大きく成長している事実もある。一方長崎(岩崎(1953))や宇部本山岬(松本(1951))でも、蛇紋岩に伴つて、点紋片岩が発達している。

これらの事実は、松本(1951), KOJIMA and HIDE(1957)とも言っているように、曹長石斑状変晶の成長の原因は、成因的に蛇紋岩に関係することを示すものかもしれない。

ii) 原岩の化学組成

前記のように、自在丸(1940)の化学分析の結果によると、岩石中の Na_2O の量は、重量百分率で、無点紋片岩は 2.39%, 点紋片岩は 3.26% である。すなわち、点紋片岩の方が Na_2O に富んでいる。現在露出している岩石の化学組成は、必ずしも原岩の化学組成を示すとは考えないが、いま、交代作用が行なわれなかつたと仮定するなら、上記の事実から、もともと原岩の化学組成が異なっていて、曹長石斑状変晶がより成長しやすい状態にあつたのではないか、ということも考えられなわけではない。しかし、自在丸(1940)の点紋片岩の分析は、蛇紋岩から、かなり離れたものばかりなので、曹長石斑状変晶が急激に大きくなる蛇紋岩との接触部で、 Na_2O の量が急に増大しているかどうか分からない。したがって、曹長石斑状変晶の成因が、原岩の化学組成によるものであると考えることは疑わしい。

結 論

1) 北九州篠栗・香椎地方の三郡変成地域を、緑色片岩の再結晶程度の差と鉱物組成の差から、無点紋帯と点紋帯とに分けた。点紋帯は無点紋帯より石灰質角閃石の屈折率 β , 緑簾石の $2Vx$ の値が大きく高変成度を示すものである。

2) 曹長石斑状変晶は、成因的に蛇紋岩に関係するらしい。

3) アルカリ角閃石は、局部的にあるが、量は少ない。またヒスイ輝石(jadeite), ローソン石(lawsonite), パンペリ石(pumpellyite)は全く見出されない。変成鉱物組成の点から考えると、北九州の三郡変成作用は、関東山地の三波川変成作用(関(1958))と、やや異なつた温度・圧力条件、おそらく、より低圧(および、低水蒸気圧)の下で行なわれたと言えるであろう。

謝 辞

この研究は、埼玉大学の関陽太郎先生のご指導の下に行なわれ、多くの有益な助言を頂いた。東京大学の都城秋穂・坂野昇平の両先生は、原稿を読んで下さり諸々の忠告をして下さった。西南学院大

学の唐木田芳文・地質調査所の柴田賢の両先生は、未公表の資料を使わせて下さった。これらの方々に厚く感謝致します。

引 用 文 献

- BANNO, S. (1958): Glaucophane schists and associated rocks in the Ōmi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 29~44.
- 坂野 昇平 (1963): 熊本県木山東方の変成岩. 地質雑, **69**, 476~477.
- 井上 保 (1960): ゲフェューゲ解析からみた筑後変成岩中の黒色片岩における黒雲母の成因について. 地質雑, **66**, 575~585.
- 岩崎 正夫 (1953): 長崎県の低変成度結晶片岩地域の構造的諸特性. 地球科学, **13**, 19~21.
- 自在丸 新十郎 (1933): 篠栗地方の蛇紋岩について. 岩鉱, **9**, 155~168, 222~230, 268~280.
- (1940): 福岡市付近の変成岩の岩石学的研究, I~V. 岩鉱, **24**, 18~40, 71~82, 113~139, 161~176, 229~243.
- 唐木田 芳文・富田 達・松本 達郎 (1962): 北九州花崗岩類の 2・3 の問題. 地質雑, **68**, 373~376.
- 木下 亀城 (1938): 福岡市付近の所謂御荷鉾層. 地質雑, **45**, 844~856.
- 九州大学理学部地質学教室 (1953): 福岡県地質図, 1/200,000. 福岡県発行.
- KOJIMA, G. and HIDE, K. (1957): On new occurrence of aegirine augite-amphibole-quartz-schists in the Sambagawa crystalline schists of the Besshi-Shirataki district, with special reference to the preferred orientation of aegirine augite and amphibole. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C.*, **2**, (3), 173~193.
- 松本 達郎 (1951): 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九大理学部研究報告, 地質学之部, **3** (2), 37~48.
- 松下 久道 (1949): 九州北部における古第三系の層序学的研究. 九大理学部研究報告, 地質学之部, **3** (1) 1~57.
- MIYASHIRO, A. (1957): The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, **7**, 57~83.
- and SEKI, Y. (1958): Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. *Amer. Jour. Sci.*, **256**, 423~430.
- 大島 恒彦 (1955): 長崎県野母半島の交代岩類について (I)——地質概説並に蛇紋岩について——. 佐大研究報告, **5**, 101~112.
- 斎藤 英朗 (1961): 北九州筑紫山地の三郡変成岩類. 埼玉大進論, 未発表.
- SEKI, Y. (1958): Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto mountains, Central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geog.*, **29**, 233~258.
- , KURIYAGAWA, S. and HORIKOSHI, T. (1963): Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinites in the Sasaguri and Omi-Kotaki areas in the Sangun metamorphic belt of Japan. *Science Rept. Saitama Univ.*, Ser. B, **4**, (3), 193~216.
- WINCHELL, A. N. and WINCHELL, H. (1959): Elements of optical mineralogy. Part II. 449.