薄衣式（古生代）礫岩としてのいわゆる見立礫岩について

——含花崗質岩礫岩の研究（その 12）——

加納 博*・吉田秀俊**・蛭子貞二***

（1961 年 12 月 16 日受理）

On the So-called Mitate Conglomerate as One of the
Paleozoic Conglomerates of the Usuginu Type

Hiroshi KANO, Hidetoshi YOSHIDA and Teiji EBIKO

(Abstract)

The so-called Mitate conglomerate, first named by the late Prof. T. KATO (1920), is distributed in the Mitate mining district and its surrounding areas in Miyazaki prefecture, Kyushu. It has long been believed that the conglomerate lies with a clino-unconformity or by faults upon the folded Palaeozoic strata consisting of limestone, chert, graywacke and others.

According to our observations, however, the conglomerate developed at the surface as well as at the depth of the mine obviously is in concordant relation with the Palaeozoic limestone or chert, though its structural behavior to the latter is much complicated, as is shown in Figs. 3-13.

In conclusion, the so-called Mitate conglomerate, at least the one which we observed in the mine, may not be Tertiary in age, but of the Palaeozoic and probably corresponds to the Permian granite-bearing conglomerate of the Usuginu-type. As for the reason why such remarkable facts have been left obscure for years, it will suffice to say that there have been no Japanese geologists except us who entered the Kurotani adit at the -1050 feet level since its opening in 1930.

I. はじめに——研究史と問題点	3. 礫岩と石灰岩・チャートとの指交構造
II. 礫岩の地質構造ならびに層位上の問題について	4. 石灰岩および粘板岩中の礫岩薄層
1. 礫岩と石灰岩の境界にみられる異常堆積現象	5. 見立礫岩の時代および層位的位置(予察)
2. 礫岩とチャートとの同時異相関係	III. 礫種構成からみた見立礫岩
	IV. あとがき

I はじめに——研究史と問題点

1920 年に加藤武夫（加藤 1920）によつて名づけられた見立礫岩は、宮崎県西臼杵郡日之影町見立鉱山付近を模式地とする含花崗質岩礫岩である。本礫岩についての最も新しく、かつ一般的な見解は、5 万分の 1 地質図幅説明書三田井（斉藤ほか 1958）の記述で代表される。それによると、

“主として見立礫岩から成る見立層は……山地の高所に分布し……褶曲して急傾斜をなす二疊系を……水平ないし緩傾斜の構造を示して覆っている。……見立鉱山附近には、中・古生界が示す帯状構造に一見参与しているかのように見立層が平面図上帯状に分布している部分があるが、これはたまたま山地の一般傾斜とほぼ一致して傾斜し、両側を基盤の二疊系の走向とほぼ一致する断層で限られた結果であつて、地下深所まで介在するわけではない。……”（太字は筆者）

* 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室（業績 No. 130）

** ラサ工業株式会社見立鉱業所

*** 同 田老鉱業所

地質学雑誌 第 68 巻 第 799 号 1962 年 4 月

とあり、その地質時代については、基盤をなす古期岩類と異なる“概して**平静な構造**をもつてやや地区的に被覆する”点から、これを四国石鎚山地方や紀伊半島熊野川流域の**新第三系**に対比している。このような見解にもとずいて同地質図幅に付せられた地質断面図は第2図のようであつた。上の引用文中太字の部分は小論における主要な問題点である。

本邦における数少い重要錫鉱山として知られる見立鉱山は、開発の初期（1908—1921）は旧延岡藩主内藤家によつて経営されていた。当時明治専門学校にあつた加藤武夫が“*The Pyrrhotite-Tin Vein of the Mitate Mine*” (KATO 1914) を公にしたのはこの時代である。

加藤は本礫岩について、

“……おそらくこの地方の古生層を不整合に蔽うものにして中生代に属するものなるべし。その中に含まれる珪岩・石灰岩などの礫は……古生層を形づくる岩石より生じたるべく、また花崗岩礫は古き時代の侵入岩を原料とせるものにして、この地方に広く露出潜在しこの地方の母岩に接触変質を与え、鉱床の成生を惹起したる花崗岩とは全く時代を異にしたるものなり……” (加藤 1920)

と述べているが、アンダラインを施した部分をとくに引用したのは、彼の前論文ではこの新期花崗岩を礫の花崗岩と同一視していたからである。

同じ頃 20 万分の 1 延岡図幅作成のために本鉱山を調査した野田勢次郎と納富重雄（野田・納富 1918, 納富 1918）は、本礫岩を“**圧砕角礫岩**”と称し、“古生層の層面に沿い比較的新時代に生成せられしものならんも、その生成時代は今にわかに判定し難し”としたが、一方“本岩は外観上角岩および硬砂岩と**整合するが如し**”（太字は筆者）という注目すべき観察を当時の坑内各所で行っている。納富らの観察が少くも礫岩に関するかぎりでは加藤のそれより高い精度が認められるにもかかわらず、後年の研究者に対する影響の点では加藤に及ばなかつたことは注意を要する。

1924 年に見立鉱山は英人 H. HUNTER の手にわたつて英国資本の支配するところとなり、以後 1940 年まで大規模な開発が行われた。この間見立鉱山の主体をなした見立本鑛の探鉱採掘は深部に伸び、—550 尺坑準に第 3 大切坑が、ついで—1050 尺坑準（海拔水準 680m）に黒谷坑が開かれている。HUNTER はその下に 8 名の欧人技師をおき、地質調査も行つたのであろうが詳しい報告は残されていない。日本人による研究も全くなされなかつた。ただ主任技師 WEIGALL (1936) が書き残したレポートには、本鑛の鉱脈がそれまで知られていた quartzite-limestone の contact のほかに、conglomerate-limestone の contact にも賦存し、かつそれらの褶曲構造に支配されることが、簡単ではあるが記されており注目に値する。しかし礫岩の層位、時代については加藤の見解をそのまま踏襲していたように見うけられる。

国際情勢の悪化による外人技師の帰国以後、見立鉱山ははじめて現在のラサ工業に吸収されたが、まもなく生産を中止、休山となつた。戦後は 1951 年に再開されたが、採掘の主力は本鑛とは別の交代鉱床である大吹坑に注がれ、本鑛の下部探鉱が復活したのは、休山中水没した—550 坑および黒谷

第1図 見立鉱山位置図，U—Y白杵・八代線，B—B仏像線

第2図 5 万分の 1 三田井図幅による 見立礫岩断面図
M 見立礫岩，G 花崗岩，L 石灰岩

坑のとり明けが出来た 1959 年以後のことである。したがって三田井図幅調査に来山した斎藤らの礫岩についての観察は少くも—250 尺坑準以下には及ばなかつたはずであり，“地下深所まで介在するわけではない”と説明書に述べたことは止むを得なかつた。

本年（1961年）4月、筆者の1人加納はラサ工業本社の好意によつて武藤矩靖探查課長を中心とする見立鉱山調査班に加わる機会を与えられた。調査は本鑛の当面の探鉱指針を見出すことが主な目的であつたが、はからずもたまたま、開坑以来今日に至るまで上述のような諸事情からおそらく日本人地質学者は誰も入坑したことがないといわれる黒谷坑および—550 坑で、地表の高所に限つて分布すると信ぜられていた見立礫岩の存在を確認したばかりか、石灰岩やチャートとの境界における興味ある異常堆積現象を詳しく観察することが出来た。それは地質学者としてまことに千載一遇の幸運にめぐまれた、といえる。一方交替してその後来山した蛸子は、見立駐在の吉田とともに地表を主とする本鑛関係の鉱床調査に従つたが、そのかわり加納によつて提起された礫岩の層位ならびに地質構造上の問題についても注意を払いほぼ所期の成果をおさめることができた。これらの事実は今後における本鑛の鑛先探鉱にとつても資するところが少ない。時日と目的とに制約され筆者らの調査は広汎な分布を有する見立礫岩のすべてにわたることは出来なかつたが、本鑛付近の重要部分について作成したわれわれの地質図と地質断面図は第3図のようである。小論ではこのような結果に導いた観察事実とその解釈について述べてみたい。

調査の機会を与えられ、かつ社内資料の公表を快く許されたラサ工業本社の伊庭三郎部長ならびに武藤矩靖課長をはじめ、現地において調査班員として協力された小出秀章・鶴田和美の各位、さらに当時の見立鉱業所長渡辺洋一氏、現所長宮本嘉一氏ほか現場担当職員の方々にはこの機会に深謝の意を表したい。また小論について有益な御批判をたまわつた九州大学の松本達郎教授および勘米良亀助教授に心から御礼を申上げる。

II 礫岩の地質構造ならびに層位上の問題について

1) 礫岩と石灰岩の境界にみられる異常堆積現象

黒谷坑は見立本鑛の深部を—1050 尺坑準で探鉱した立入坑道で、坑口から約 1140mで礫岩に達している（第4図）。この礫岩が地表（探鉱事務所付近）に露出する“見立礫岩”と断面図（第3図）に示したような連続関係を有することは、各坑準における産状からみて疑いない。礫岩層の厚さはこの部分ではわりあい薄くて 70m、上盤（ただし見掛上は逆転していることが多い）が硬砂岩、下盤がチャートであるが、西方では薄失し、礫岩は石灰岩に直接する。したがって、坑道は石灰岩と礫岩ならびに石灰岩とチャートとの境界に形成した鉱体を鑛押している。

礫岩の主要部は地表に発達するものと全く同様な含花崗質岩礫岩で、花崗質岩礫には径 1 mに及ぶ巨礫も珍しくない。しかし部分的には花崗質岩礫を欠き、チャート・硬砂岩または石灰岩の礫に富んだ所がとくに上下盤に近く発達することは注意を要する。

最初にこの坑道に入つたとき筆者の注目を惹いたものは、石灰岩層と礫岩層との間にみられるきわめて不規則な凹凸面であつた。それは幸い坑道が境界に沿つていたのでよく観察することが出来たが、一部の天盤スケッチおよび写真を示すと第 5, 6 図のようである。このような境界面はもちろん断層ではないだろう。一見するとあたかも不整合のようにもおもわれるが、全く同じ現象が東部においては石灰岩層とチャート層との間に観察されること（第7図）、石灰岩層に近い礫岩層中にしばしばみられる不規則塊状の石灰岩は、花崗質岩礫と同様な運搬供給礫というよりは、礫岩と同時的な偽礫をおもわせる形状を呈すること（第8図）、などから初生的な異常堆積現象、従つて石灰岩層と礫岩層との関係は整合と解釈したい。礫岩層中に含まれる石灰岩パッチの一例を第9図に示した。これらの

第3図 見立鉱山本鍾付近の地質図および断面図
(縮尺は平面図，断面図とも同じ)

状礫または不規則塊状石灰岩は，薄衣礫岩（湊 1955）や球磨層の礫岩（勘米良 1953）のいわゆる石灰岩礫と全く同様のものであろう。とくに勘米良（同上，p. 455）が示した礫岩と石灰岩との関係がこの場合にきわめてよく彷彿することは注目に値する。

なお礫岩層と上位の硬砂岩層との間も整合で，綿密な観察にかかわらず，従来の文献から期待された断層または剪裂帯は認められなかった。

—550 尺坑（第3 大切坑）では坑口から硬砂岩・粘板岩などの互層を経て，約 90m で礫岩に至る。この坑道での礫岩層の厚さは約 350m，下盤は含チャート礫岩を経てチャート層に整合移化する（第 10 図）。しかし西部ではチャートは尖滅して礫岩と直接すること，その場合石灰岩層と礫岩層との関

第4図 黒谷坑における石灰岩と礫岩および石灰岩と珪岩の境界面スケッチ

第5図 黒谷坑西押坑道における礫岩と石灰岩との境界部の天盤スケッチ

第6図 黒谷坑西押引立付近にみられる礫岩と石灰岩との境界面（写真）

第7図 黒谷坑東押坑道における石灰岩とチャートとの境界面の天盤スケッチ

係は断層でも不整合でもなく異常堆積機構による整合関係であることは黒谷坑と全く同様である。

2) 礫岩とチャートとの同時異相関係

見立本鑛の上位にこれと平行する叶鑛は、—550 尺坑では礫岩層の下盤近くに一定層準をなして含まれるレンズ状または不規則塊状石灰岩に沿って形成されたものである（第 10 図参照）。しかし一方—250 尺坑準にある疎水坑では、これに相当するレンズ状石灰岩の層準は礫岩層の下位のチャート層中にあり叶鑛はその部分に賦存する（第 11 図）。従つて叶鑛またはレンズ状石灰岩の層準を鍵として、礫岩層とその下位のチャート層との間には第 12 図に示したような同時異相関係が、立体的に

第8図 黒谷坑西押坑道における礫岩中の不規則塊状石灰岩の産状（石灰岩の葉理は図のように平行である）

第9図 黒谷坑西押引近くに見られる礫岩中のレンズ状石灰岩（写真）

第10図 —550 坑叶鍾付近に見られる礫岩中の石灰岩レンズ、および礫岩と珪岩の漸移関係

第11図 —250 坑における礫岩と叶鍾（石灰岩）

第12図 叶鍾（レンズ状石灰岩層準）に斜交した礫岩と珪岩の境界面（断面図）

このような事実は、既に述べた黒谷坑や—550 尺坑の坑内での境界面の観察や、礫岩の層厚が所により著しく異なる事実とあわせ考えて、礫岩が石灰岩やチャートと断層や不整合ではなく、同時異相的な指交関係（interfinger）にあることを示すものである。これから解釈される礫岩の模式的構造は第13図のようである。石灰岩やチャートが古生層であるかぎり、それはいうまでもなく見立礫岩も、少くも本地域のものに関しては古生層に属することを示す決定的な事実である。

も平面的にも十分考えられる。

3) 礫岩層と石灰岩・チャート層との指交構造

いわゆる見立礫岩層の分布は広大で、その全部にわたってわれわれの踏査は行きとどかなかつたが、礫岩層が石灰岩層やチャート層と接する部分の構造には特別な注意を払った。地表の露出でこの関係が観察出来たところは非常に少いが、地蔵松5番坑仮中段裏(西)の陥没地でたまたま次のような事実を目撃した。この地域は古生層の示す東西性の一般走向から考えて当然石灰岩またはチャート・粘板岩類が露出しなくてはならない所であるが、実際に露出するものはほとんどが礫岩で、中にチャートと粘板岩の2m内外の薄層がそれぞれ1枚ずつ礫岩層と整合して介在している。

第 13 図 本鍾西部における礫岩の指交構造概念図

1 礫岩, 2 珪岩, 3 含礫粘板岩, 4 含石灰岩礫岩,
5 石灰岩, 6 粘板岩

第 14 図 石灰岩中の褶曲した礫岩層

4) 石灰岩および粘板岩中の礫岩薄層

地蔵松 5 番坑付近の石灰岩中に厚さ 0.5~1.0 cm (ときに 5, 6 cm) の礫岩の薄層がある(第14図)。この礫岩は基質が砂質でチャートおよび石灰岩の細礫を含み、図のような褶曲構造を示している。また石灰岩層の上盤に 1 m 内外の巨礫を含む石灰岩礫岩層があり、さらにその上位には、少量の石灰岩礫を含む粘板岩層も発達する。採鉱事務所付近に露出する見立礫層は、上記の 2 枚の礫岩層の上にチャートを夾んで全く整合的にのつており、断層または不整合関係はない。

これらの礫岩中には、見立礫岩を特徴づける花崗質岩礫は見出されない。従つて見立礫岩が石灰岩やチャートと同じく一連の古生層のメンバーであるとしてもこれらの礫岩も見立礫岩に含めてよいかどうかについては疑問が残る。しかし、その分布がいずれも sec. 0 から西部にかぎり、しかも見立礫岩層の主部に近づくとともに礫の量を増すこと、さきにも述べたが、見立礫岩でもその周縁相においては花崗質岩礫を欠くことが珍しくないこと、などからすれば、これらの礫岩層と見立礫岩層主部との構造関係は第 13 図のようなものと考えられる。

5) 見立礫岩の時代および層位的位罫 (予察)

以上に述べたことから、少くも見立鉱山の坑内外でわれわれが観察した見立礫岩が中生層や第三紀層ではなく、石灰岩やチャートと同じく古生層の構成メンバーの一つであることは間違いなくおもわれる。

ところでこの礫岩が古生層であるとしても、それが二疊系か石炭系か、あるいはもつと下部に属するかという問題はやや面倒である。周知のように本邦の古生界に含花崗質岩礫岩として知られる礫岩の代表的なものは中部ないし上部二疊系の薄衣式礫岩で、それ以外の層準に位するものはきわめて少数か、あつても層位的位罫が必ずしも明確でない。

5 万分 1 三田井図幅では見立鉱山付近の石灰岩・チャートを含む地層は化石未発見ながら二疊系とされ、本礫岩もしたがつて二疊系に属する可能性が強い。九州の薄衣式礫岩として知られる球磨層礫岩とその産状が酷似すること、また後述のように礫の内容においてもかなり顕著な共通点が見出されることはこの意味から注目に値する。

ただし、球磨層をはじめ一般に薄衣式礫岩を伴うわが国の二疊系には石灰岩や粘板岩は普遍的に発達するが、本地域のように多量のチャートを伴う場合が例外的であることは注意を要する。この点についてはいささか疑問が残るが、北上山地に分布する薄衣式礫岩の東限をなす釜石鉱山北部の礫岩の位罫がチャートの卓越する“北部型”古生層の分布地域に近接すること、また球磨川下流地方における吉尾帯(松本・勘米良 1952)の中部二疊系が、礫岩こそないが多量のアルコース質碎屑物質と

もにチャートに富み、かつ位置的にも秩父累帯の南帯をなすという点において見立礫岩を含む古生層に対比されることは、この問題への一つのヒントとして重要である。

III 礫種構成からみた見立礫岩

礫種構成からみてまず第一に注目すべき点は、見立礫岩は種々の花崗質岩石の円礫を、大きなものでは 50 cm から 1 m に及ぶようなものをかなり多量に含有し、所によつては花崗質岩礫は礫全体の 70 % 以上にも達することである。しかも花崗質岩礫の分布は、周縁相でしばしば欠如することを除けば、かなり普遍的である。

見立礫岩に含まれる花崗質岩礫は一見して花崗閃緑岩ないし石英閃緑岩またはトナール岩質のものが多く、優白質花崗岩質のものは比較的少ない。それらの現出頻度を正確に示すことは困難だが、検鏡した 36 個の花崗質岩礫における構成割合では第 1 表のような結果になつている。なお表には平均モードと平均粒度 (I. C.) も示した。

第 1 表

礫 種	Q	Pl	Or	Mf	I. C.	個数	%
石英閃緑岩～トナール岩	18	42	2	38	35	19	53
花崗閃緑岩～トロニウム岩	30	48	11	11	37	10	28
圧碎花崗閃緑岩			n. d.			3	14
圧碎アダメロ岩	31	33	33	3	22	1	
ポーフィロイド様花崗片麻岩	31	62	3	4	60	1	
花崗斑岩	25	43	25	7	47	1	4
文象斑岩			n. d.			1	

以上のうち代表的なものの研磨標本を第 15, 16, 17 図に、また顕微鏡写真を第 3 図版第 1, 2, 3, 4, 5 図に示したが、多くの花崗質岩石が比較的粗粒でかつ等粒深成岩組織を呈し、斑岩または斑状花崗質岩石が少数礫に属することは注意を要する。しかし一方少数礫とはいえ、圧碎構造の著しい優白質岩石が見出されること、とくにポーフィロイド様片麻岩の径 2 m に及ぶ巨礫が採集した礫のうち最大礫であつたことは重要である。さらに黒雲母・正長石・石英片岩 (第 3 図版第 7 図) や含方解石・石英・角閃石岩 (同第 8 図) などの特徴ある変成岩礫を産出することも注目値する。

筆者はさきに (加納 1961 b), 一口に含花崗質岩礫岩といつても、構成する花崗質岩礫の岩質・組織・粒度などからみて比較的 **maturity** の高いものと比較的 **immature** なものとに区別されることが、薄衣式礫岩として総称される本邦二畳系の含花崗質岩礫岩では一般的には前者が普通であるが、飛騨の大谷、舞鶴地帯の落合・中野などの礫岩 (加納 1961 b, 加納・中沢・志岐 1961) のように比較的 **immature** な礫岩も決して少なくないことに注意を喚起した。大谷式礫岩と呼んだこれらの礫岩には、一般の薄衣式礫岩で多数を占める文象斑岩 (グラノファイヤ) や半深成岩的花崗質岩石が少数礫をなす一方、普通の礫岩には少い粗粒花崗質岩やポーフィロイドまたはミロナイト様組織の著しい片麻状花崗岩とか、あるいは特殊な変成岩類の礫がしばしば見出されているが (加納 1961 a, b), 見立礫岩の礫種構成は正にこのような型に属するものである。

次に、近隣地域における薄衣式礫岩として知られる球磨層の含花崗質岩礫岩と見立礫岩とを比べてみる。松本達郎と勘米良亀齡の研究 (MATSUMOTO & KANMERA 1949, 勘米良 1953) および加納の模式地 (熊本県八代郡東陽村久木野・笠松) における観察によると、球磨層礫岩は火成岩礫が断然多

いことでは見立礫岩に似ているが、見立礫岩では少数礫であつたグラノファイヤを主とする酸性半深成岩礫が多数礫をなす点で異なる。しかし一方見立礫岩も球磨層礫岩も比較的塩基性の深成岩（石英閃緑岩、トナール岩、閃緑岩、角閃斑れい岩など）の礫がいずれも多数礫をなす点で共通することは注目を要する。これまで筆者がみてきた各地の薄衣式礫岩でこれほど石英閃緑岩や斑れい岩の礫の多いものは珍しく、見立および球磨層の礫岩に共通した地方的特徴の一つをなすとおもわれるからである。要するに見立礫岩が大谷式であるのに対して、球磨層の礫岩は一般の薄衣式礫岩に最も普通のタイプの礫岩で、飛騨山地では沢渡礫岩、舞鶴地帯（加納・中沢・志岐 1961）では松尾寺、菅坂峠などのそれに相当するものである。さきに飛騨や舞鶴における礫岩の記載にあたつて考察したと同様に、同一時代、同一地方の礫岩でも堆積条件の地域的な違いによつて構成礫種の比率を異にすることが見立と球磨の場合についても適用することが出来よう。

IV あ と が き

小論では見立鉾山付近に発達する含花崗質岩礫岩が、これまで考えられていたような水平構造を持った第三紀礫岩ではなく、石灰岩やチャートと同時異相で指交関係にある古生代（おそらく二疊紀）礫岩であることを坑内外における新しい観察資料によつて立証した。わたくしたちはその後見立本鉾の西方延長にあたる洞岳地域に調査を進めているが、ここでも礫岩と石灰岩またはチャートとの関係は小論に述べたと全く同様であり、見立地域の地質図は、大きく書き改められるはずである。このことが今後の鉾床探査——とくに礫岩と石灰岩の指交部に賦存する富鉾部の探査にとつて重要な意義を有することはいうまでもない。

ただ筆者らが主として調べた見立鉾山地区の見立礫岩とは別に、本地域の西～北方に本谷山をとりまいて広く分布する礫岩層については、これも古生界としてよいかどうか疑問が残る。しかし少くも筆者らが九折越南方タガ鶴沢で観察したところでは、水平層をなして山腹に分布する見立礫岩層の下底とおもわれる部分において、礫岩層の直接下位に全く整合的に古生層とおぼしき黒色粘板岩層が成層している事実がある。古生層の構造解析は非常に困難だが、礫岩と同じく水平に近い緩傾斜の構造をこの地域ではとる可能性も十分に考えられることを付記しておく。

第 15 図 (上) ポーフイロイド様花崗片麻岩

第 16 図 (中) 角閃石トナール岩 (T) と角閃岩 (A)

第 17 図 (下) 角閃石黒雲母花崗閃緑岩・細粒閃緑岩のシュリーレンを含む

ところで見立礫岩が薄衣式礫岩に属することは構造地質学的に、あるいは日本の地史にとつてどういう意義を持つものであるのか？いいかえれば何故ここに礫岩があるのか、ということはきわめて重要な問題であるが未だ決定的な結論に達していない。筆者（加納）はかねてから薄衣式礫岩が本州地向斜の諸岩類とは一見異質的な古期岩類を含む構造帯または基盤上昇地域に近接して分布するという基本的な事実注目して問題を展開してきたが、見立礫岩もこのような観点からいづれ改めて考察するつもりである。

引用文献

- 勘米良亀齡 (1953) : 球磨層一特に日本の二疊系上部統に関して, 地質雑, 59, 449—468.
- 加納 博 (1961 a) : 舞鶴地帯の 2, 3 の礫岩にみられるポーフィロイド様片麻岩礫とその起源. 地質雑, 67, 49-57.
- (1961 b) : Maturity からみた大谷礫岩と沢渡礫岩. 地質雑, 67, 350-359.
- 加納 博・中沢圭二・志岐常正 (1961) : 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望. 地質雑, 67, 463-475.
- KATO, Takeo (1914) : The Pyrrhotite-Tin Vein of the Mitate Mine, Prov. Hyûga, Japan. *J. Geol. Soc. Tokyo* 21, 9-31.
- 加藤武夫 (1920) : 見立礫岩, 地質雑, 27, 514.
- MATSUMOTO Tatsurô & Kametoshi KANMERA (1949) : Contributions to the Tectonic History in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyûsyû Univ., Ser. D*, 3, 77-90.
- 松本達郎・勘米良亀齡 (1952) : 球磨川下流々域. 第 59 年日本地質学会年会地質巡検旅行案内書.
- 湊 正雄 (1944) : 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海に就いて. 地質雑, 51, 169-187.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1918) : 20 万分 1 地質図巾“延岡”説明書, 地質調査所
- 納富重雄 (1917) : 見立鉾山, 地質要報, 25, 3 号.
- 斎藤正次・神戸信和・片田正人 (1958) : 5 万分 1 地質図巾“三田井”説明書. 地質調査所.
- WEIGALL, H. S. (1936) : Report on the Mitate Mine. (ラサ工業本社蔵)

写真 (第 3 図版) 説明

- 1 ポーフィロイド様花崗閃緑岩質片麻岩 (No. 4605) (直交ニコル)
- 2 優白質圧砕アダメロ岩 (No. 4609) (直交ニコル)
- 3 角閃石トナール岩 (No. 4636) (単一ニコル)
- 4 黒雲母花崗閃緑岩 (No. 4619) (直交ニコル)
- 5 黒雲母花崗斑岩 (No. 4610) (直交ニコル)
- 6 アブライト (No. 4635) (直交ニコル)
- 7 黒雲母・正長石・石英片岩 (No. 4638) (単一ニコル)
- 8 角閃岩 (No. 4639) (直交ニコル)

略記号 P 斜長石, Or 正長石, Q 石英, B 黒雲母, H 角閃石
倍 率 約 10 倍 (対角線直径 8 mm)