

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	中国地方東部の“いわゆる夜久野侵入岩類”について
Author(s)	光野, 千春
Citation	広島大学地学研究报告, 14 : 317 - 330
Issue Date	1965-02-22
DOI	
Self DOI	10.15027/52868
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052868
Right	
Relation	



中国地方東部の“いわゆる夜久野侵入岩類”について

光 野 千 春

(昭和39年9月30日受理)

Über die Sogenannte “Yakuno-Intrusivgesteine” in Östlichen Chugoku, Südwest-Japan

Chiharu MITSUNO

ZUSAMMENFASSUNG: Von Nordösten nach Südwesten im östlichen Chugoku treten die Metagranodiorit-, Metadiabas-, Metagabbro- und Metafelsitlagen mit der Strukturen der paläozoischen Schichten harmonisch auf.

Die Gesteinslager werden in zwei Serien verteilt, d. h. die saure Gesteinsserie mit Metagranodiorit, Metaquarzdiorit, Metafelsit und Metaquarzporphyr, und die basische Gesteinsserie mit Metagabbro und Metadiabas. Diese Gesteinsserien sind in das umgebende Oberpaläozoikum als konkordante oder subdiskordante Lage eingedrungen. Mischungserscheinungen zwischen den beiden Serien sind in verschiedenen Gebieten erkennbar.

Im Yanahara Gebiet verteilen sich diese Gesteinsserien in zwei Lagearten. Eine ist die saure und andere ist die basische Serie. Beim Yanahara-Bergwerk treten eine Lage des Metaquarzdiorits und Metagranodiorits und eine andere des Mischgesteins aus dem Metafelsit und dem Metadiabas auf. An der Aussenseite wie bei Tsukatsuno, Nakayama und Nigaki kommen die Metagabbrolager vor. Die Intrusionsart dieser Gesteinslagern hat enge Beziehung mit der Struktur des umgebenden Paläozoikums. Im Yamate- und Tatsuyama-Gebiet nördlich von Fukuwatari sind die Gesteine aus Metagabbro- und Metadiabaslagern mit wenigen sauren Einschaltungen zusammengesetzt. Die Metagabbro nördlich von Shimoazai ist zwischen den metamorphen und den nichtmetamorphen Schichten ein wenig durchgestossen, aber diese Masse wird von Serpentin geschnitten. Sie setzt sich aus Hornblende und Plagioklas zusammen, und wir können die augenartig grünliche Hornblende mikroskopisch beobachten, die blastoporphyrisch und kataklastisch sind.

Bei Hirose südlich von Takahashi und bei Miyama östlich von Shitsuki-Gebiet treten viele Metagranodiorit-, Metaquarzdiorit-, Metagabbro- und Metadiabas-lager auf. Die Intrusionsart dieser Lager wird durch die Faltenstruktur der umgebenden Schichten kontrolliert. Längsrichtungen dieser Lager stimmen mit der Einfallensrichtungen der Faltenachse der umgebenden Gesteinsschichten über.

In diesen Intrusivgesteinen, ausser Metadiabas-Einschlüssen, kommen die Sedimente der paläozoischen Gesteine wie Tonschiefer, Schalstein und Kalksteinlinse häufig zum Vorschein. Diese Einschlüsse zeigen meistens eine deutliche Längsachse und erreichen eine Länge von einigen dm bis einigen m. Diese Einschlüsse und die Metagesteine umgebenden Gesteinsschichten sind parallel verlaufen. Diese Metagesteine in der metamorphen Zone zeigen den gneisartigen Zustand, und auf der Foliationsebene kann man die linearen Streckungen beobachten. Auch in der nichtmetamorphen Zone kann man die Bänderungen in diesen Gesteinmassen stellenweise beobachten. Diese Bänderungen sind mit den umgebenden Schichten parallel.

Unter dem Mikroskop zeigen sie im allgemeinen die protoklastische Textur. Der Umriss der Kristalle wird gepulverisiert, und der Kristall wie Quarz zeigt die undulierende Auslöschung. Die Mineralien im Metagranodiorit sind aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und stellenweise Mikroklin zusammengesetzt. Weniger häufig treten Klinozoisit, Chlorit und Prehnit auf. Orthoklas wird durch Serizitisierung in Serizit umgewandelt. Plagioklas wird durch Saussu-

ritisierung in Saussurit umgewandelt und seine Zwillungsebene ist gebogen und zerbrochen. Biotit wird entlang anderer Kristallen gestreckt und durch Chloritisierung in Chlorit umgewandelt. Mikroklin kommt in dem sehr mylonitisierten feinen Metagranodiorit vor. Die Mineralien im Metagabbro sind aus Hornblende, Plagioklas und stellenweise Augit und Quarz zusammengesetzt. Hornblende wird dann durch Aktinolithisierung in Aktinolit, und durch Chloritisierung in Chlorit umgewandelt.

Stellenweise werden diese Gesteinsmassen durch die thermische Metamorphose weiter in thermometamorphosierte Gesteine umgewandelt, und viele neue feinkörnige Biotite treten auf. Selten treten die Amphibolitlagern in diesen Metagesteinsserien als Einschlüsse auf.

Über die Platznahme dieser Gesteinsserien lässt sich folgender Schluss ziehen; sie entstanden mit dem letzten Stadium der Sangun-Metamorphose synkinematisch.

I. ま え が き

中国地方東部，とくに岡山県内には変斑れい岩・変輝緑岩・変石英閃緑岩などと呼ばれる火成岩類が分布している。この岩体類は岡山県の東北部から西南部にかけて断続的に分布しており，基盤の古生層の地質構造に支配された進入を行なっている。この岩体群の分布の東方への連続を辿ると，舞鶴地域から京都府夜久野，兵庫県大屋市場にかけて分布する“夜久野進入岩類”といわれるものに連続する (Abb. 1)。

近畿地方に分布する夜久野岩類については，大正末期に杉健一・富田達らによって研究されたが，1945年以降に中沢圭二を中心とするグループにより古生物学的・層位的な研究が行なわれ，広川治らによる $\frac{1}{4}$ 万地質図幅の作成などにより夜久野岩類の進入様式および進入時期などが知られてきた。これらの研究は中沢圭二 (1958)，猪木幸男 (1959) によってまとめられ，その地質構造，岩石，進入時期などについて詳細に報告された。

筆者は1950年頃より，岡山県内に分布する基盤岩類，とくに三郡変成帯の研究と並行して“いわゆる夜久野進入岩類”の研究を行なってきた。

岡山県内に分布する“いわゆる夜久野岩類”の分布，基盤との関係などについては，すでにその一部を報告したが，ここでは中国地方東部に分布するこれら岩体群の基盤との関係，岩石についての概略を地域ごとにわけて報告する。

この研究，調査については，岡山大学理学部大江二郎教授，広島大学理学部小島丈見教授に御指導いただいた。ここに厚く感謝の意を表する次第である。また，地質調査所図幅課村山正郎・猪木幸男・山田直利・服部仁，姫路工業大学弘原海宏の諸氏には現地において討論していただいた。同和鋳業株式会社柵原鋳業所西部開発室前室長大島敬義氏・現室長虎岩達夫氏には調査に当たり，御援助いただいた。ここに関係各位に対し厚く御礼申し上げる。さらに，調査に当って原篤志・佐々木順一・定金弘典・定金司郎・余田和祥・安井好香・妹尾明子・野瀬重人の各氏に御援助を仰いだので厚く御礼申し上げる。

また，本研究の一部に文部省科学研究交付金を使用した。

II. 分 布

中国地方東部に分布する“いわゆる夜久野進入岩類”は岡山県東北部英田郡大原町を中心にESE—WSW方向に分布し，瀬戸地区よりNE—SWからNS方向に向きを変えるが，WSW

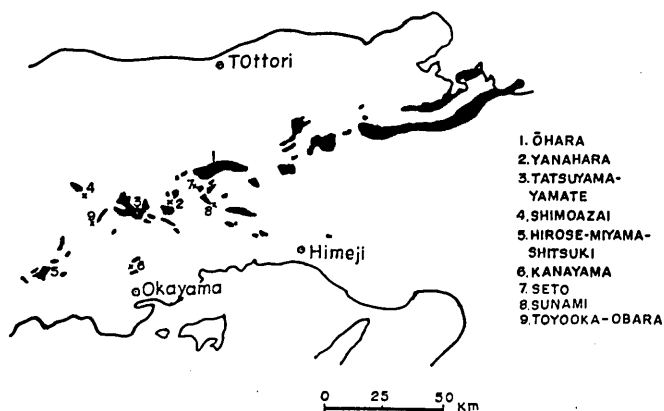


Abb. 1 Verbreitungskarte der “sogenannten Yakuno-Intrusivgesteine”

方向に分岐岩体がみられる。瀬戸地区から林野を通り、英田郡作東町角南^{すなみ}にかけてNS方向からNW—SE方向に分布しているが、これより南は中生代末の流紋岩類におおわれている。赤盤^{あかいわ}郡佐伯町^{にがき}苦木付^{すきい}近から周匝にかけて岩床状の夜久野岩類の分布がみられ、SE—NWからEW方向に分布するが、柵原鉦床を中心として広く岩床状に分布している。この分布は柵原鉦床西方に広く分布している中生代末の流紋岩類によっておおわれているが、弓削・山手・竜山地域に広く分布し、柵原付近でNW—SE方向からNE—SW方向に向きを変えるが、分岐岩体は上房郡下皆部北西部にみられる。尾原から高梁付近まで中生代末の各種火成岩類の進入によって分布は断たれているが、高梁市南方の広瀬付近から小田郡^{びせい}美星町^{みやま}美山にかけて夜久野岩体の分布はNE—SW方向からEW方向に向きを変えながら分布し、井原市東方まで連続した分布がみられる。

また、岡山市北方の金山を中心として、古生層をはさんで南側と北側にEW方向に分布しているが、この岩体の連続は花崗岩類・砂礫層などによって連続は断たれている。

III. 進入様式および各論

“いわゆる夜久野侵入岩体”は、岡山県東北部から西南部にかけて広く帯状に分布しているが、この岩体は古生層の地質構造に支配された進入様式をとることが多く、古生層の地質構造がベイズン構造を呈する地域では、進入岩体はベイズン状の進入様式をとり（柵原地域）、単斜構造を呈する地域では単斜構造を示すような進入を行なっている。

また、進入岩体は古生層の諸岩類をゼノリス状にとりこんでおり、岩体自体の帯状構造（とくに変斑れい岩）も古生層の地質構造とほぼ調和的な関係を示す。

しかし、詳細に検討したばあい、進入岩体は古生層の地質構造に斜交する部分もかなり多く観察され、多くの小分岐脈を出して、古生層の岩層を切っている。

進入岩類は多種の岩相を呈し、変輝緑岩～変斑れい岩の塩基性岩相、変花崗閃緑岩～変石英閃緑岩の酸性岩相、およびこれら岩相の分漿岩相としての変珪長岩相や変石英斑岩相が認

められる。しかし乍らこれら各相間の関係はほとんどのばあいその境界部は不明瞭なものも多く、塩基性岩相（変輝緑岩）と酸性岩相（変珪長岩）の混り合った部分も多く観察される。

以上、進入岩体の進入様式、岩相などについて、各地区ごとにのべる。

1. 大 原 地 区

大原地区の進入岩体は、大原町古町を中心として南北2～3 kmの幅をもってほぼEW方向に分布している。この岩体の北側は三郡変成岩類、南側は非変成古生層よりなる。三郡変成岩類は主として緑色準片岩よりなり、黒色準片岩や石英準片岩を夾在する。地質構造は走向ほぼEW、傾斜70°Nないし垂直を示している。南側の非変成古生層は粘板岩および凝灰岩質角礫岩よりなり、走向はN70°E～N70°W、傾斜は20°～40°Nを示す。

進入岩体は、変斑れい岩を主体とし、変石英閃緑岩のうすい岩床状進入岩体が少量みられる。この変斑れい岩体は帯状構造が多く観察され、この構造は走向EW～N60°Wを示すが、傾斜は北から南に向うにつれ65°Nから30°Nと次第に緩傾斜になる。

三郡変成岩類と進入岩体との関係は、進入岩体は変成岩類の岩層と斜交しているのが地質図作成の結果理解され、両者の間には断層は存在しない（Abb. 2）。

進入岩類はソーシユール石化した輝石一角閃石斑れい岩、角閃石斑れい岩を主体とし、角閃岩、変石英閃緑岩、斑れい岩質ペグマタイトなどが観察されるが、各岩体の関係は露出不良のため不明である。

2. 柵 原 地 区

柵原地区は上部古生代（ペルム系）に属する三郡変成岩類、非変成古生層とこれら岩層の地質構造に支配されて進入した“いわゆる夜久野進入岩類”が基盤をなして分布している。基盤の古生層を不整合におおって下部トリアス層、上部トリアス層が福本を中心に分布しており、これら諸岩類を不整合におおって中生代末の流紋岩類、さらにその後これら諸岩類を貫ぬいて石英閃緑岩、花崗閃緑岩および花崗岩が分布している（Abb. 3）。

古生層は下位より輝緑凝灰岩層によって特徴付けられる苦木層群が周匝南方の苦木付近および周匝西方の戸津野付近に分布し、この上位に粘板岩を主体とし酸性火山砕屑岩層によって特徴付けられる柵原層群が柵原鉾床を中心に分布している。柵原東方の藤田・下山付近には粘板岩を主体とし、2～3枚の砂岩層を夾在する巨勢層群がこの上位にくる。また、石灰質砂岩、粘板岩および礫岩の互層よりなる百々層群が最上位にくる。これら層群中苦木層群の最下が低変成度の準片岩に移行している。

柵原地区の地質構造は、NW～NNW—SE—ESE方向の軸を有する背斜・向斜の繰返しよりなるが、柵原鉾床周辺では多少複雑な構造様式をとり、過褶曲構造を呈する部分も認められる。構造單元としては、北部地区、中部地区および南部地区に分けられる。

a. 北部地区は百々一大戸断層以北のブロックで、NNW—SSE方向でNWにゆるく落す褶曲軸によってゆるいベイゼン状構造を呈し、変斑れい岩が構造に調和的な進入を行なっている。

b. 中部地区は柵原鉾床を中心とし、NNW—SSEの軸をもち、南にゆるく落す褶曲軸に

よってかなり強い褶曲を行っており、久木付近では傾倒褶曲構造を呈する。侵入岩体はこの構造に調和的（一部斜交して）な進入を行なっている（2枚の岩床状侵入岩体）。

c. 南部地区は、中部地区で南に傾斜する構造が周匝一滝山付近から逆に北傾斜をなす部分より南の地区で、この付近は全体としてEWの軸を有するベイズン状構造を示す。

この構造は塩田一仁堀断層により断たれ、周匝南方の苦木付近ではNW-SEの走向で、NE方向に傾斜する単斜構造を呈する。南部地区では、侵入岩体は古生層の地質構造に平行に岩床状に数枚進入しているのが観察される。

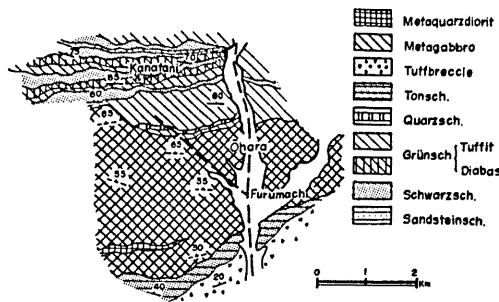


Abb. 2 Geologische Karte des Ohara Gebietes

柵原地区の古生層の地質構造は、岡山県内各地区から得られた資料よりすれば、三郡変成末期の褶曲時期、下部トリアス層（福本層群）堆積後の褶曲時期の2つの褶曲のえいきょうを受けていることが考えられる。侵入岩類の進入時期は福本層群中の宮谷の礫岩中に変斑れい岩、変石英閃緑岩の礫が認められることなどより、福本層群堆積前らしいことが考えられる。

柵原地区の侵入岩体は変輝緑岩、変石英閃緑岩、変珪長岩などの *complex* よりなり、大体において2枚の岩床状岩体よりなり、変斑れい岩は少ない。2枚の岩床状岩体のうち下位のは柵原鉞床の下盤にくるもので、柵原・久木・下柵原・火田城・休石・宝殿などの各鉞床群より下位にあり、多少のうねりを伴ないながら南に傾斜する。上位のものは、久木の南方から大谷・是里を中心としてベイズン状の進入をなす岩体である。戸津野付近にみられる岩床状岩体は北傾斜を示しており、柵原鉞床下盤の岩床状岩体の連続と考えられる。これに対して、苦木・塚角・上間の侵入岩体は変斑れい岩よりなり、柵原鉞床周辺の外側に分布している。

この地区に分布している変輝緑岩は古生層中にみられる輝緑岩と同一のものと考えられやすいが、古生層中にみられる輝緑岩はそのほとんどが基性ないし中性熔岩源のもので、杏仁状構造が認められ、石英はほとんど含まれず、地層に対して整合的であるが、侵入岩体中の変輝緑岩は杏仁構造は認められず、部分的に石英を含み、変珪長岩と混り合った部分もかなり認められ、古生層中に小分岐脈を出したり、岩層に斜交したりすることなどより、容易に区別される。

3. 竜山・山手地区

この地区は断層により4つの地区に分けられる。すなわち津山線沿いのNNE-SWW方向の断層(柵原地区の百々一大戸断層の連続)の東側の山手地区, 入野-鶴田断層と津山線にはさまれる竜山地区, 柵原付近をNNE-SSWで走る断層(柵原断層)と前記断層にはさまれる真名子地区, 柵原断層以西の柵原地区の4地区である。

山手地区は古生層の粘板岩, 輝緑岩および酸性火山碎屑岩層の構造(走向: N40°E, 斜傾: 30°~45°N)に調和的な進入を行なっている。

竜山地区は竜山鉾床南縁部にみられるWNW-ESE方向の竜山断層以北とそれ以南で地質構造がことなっている。竜山断層以北はその南半は非変成の褶曲した粘板岩よりなり, 北半は変輝緑岩, 変斑れい岩の混り合った火成岩体とその中に進入している変石英閃緑岩の岩

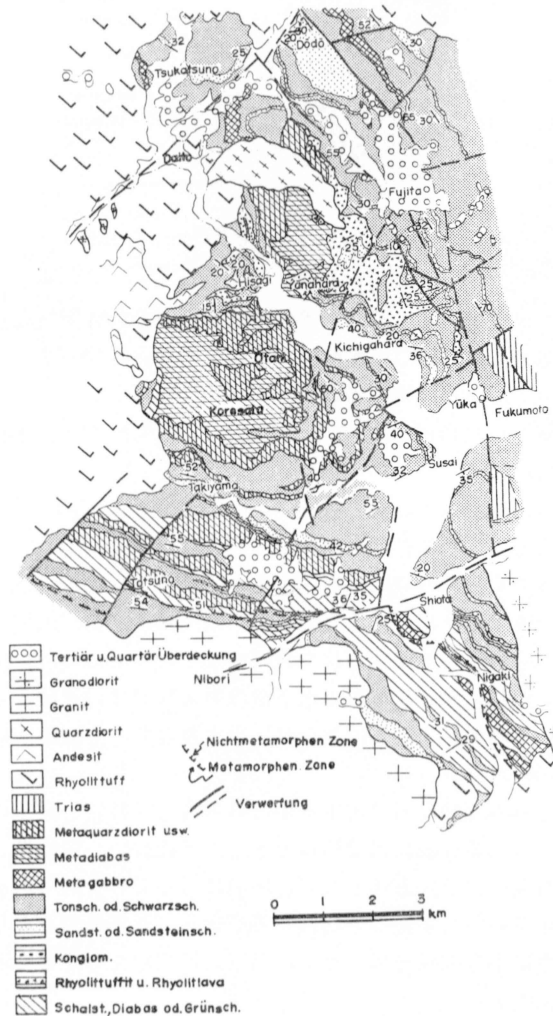


Abb. 3 Geologische Karte des Yanahara Gebietes

床状岩体よりなるが、進入の方向および塩基性岩相の带状構造は走向 NW—SE、傾斜は60° SW 程度を示す。

竜山断層以南の進入岩類も、断層以北の進入岩体と同種のものであるが、進入岩体中には薄くて長く連続する古生層の粘板岩層を多数夾在しており、これら夾在する古生層の構造と進入岩体中にみられる带状構造とはかなり調和的な関係をもっている。この地区の進入岩体の進入様式は古生層のゆるい向斜構造の中にかなり調和的に進入したものと考えられる（軸方向：NW—SE）。

真名子地区は、大蔵から栃原にかけて古生層の粘板岩と輝緑凝灰岩が分布しているが、進入岩体はベイズン状の進入を行っており、古生層の地質構造に対して斜交する形をとっている。

栃原地区もそのほとんどが進入岩体よりなり、進入様式は小さなベイズン状の進入を行っている。この地区より南西方向に進入岩体は向きを変え、尾原付近で中生代末の火成岩類によって連続は断たれている。

竜山—山手地区の進入岩体は、柵原地区とことなり、そのほとんどを進入岩体によって占めている。

塩基性岩相は変斑れい岩と変輝緑岩の混り合った岩相で、ソーシュール石化した変斑れい岩が多くみられる。酸性岩相は変花崗閃緑岩、変石英閃緑岩および変珪長岩よりなり、とくに粗粒相のものは圧碎構造の著しいものが多い。

4. 広瀬—^{みやま}美山—後月地区

高梁・成羽・大賀地域のトリアス層の南側には、かなり広範囲にわたって古生層の地層が分布しており、この地層中に“いわゆる夜久野進入岩体”の進入がみられる。この地区は粘板岩・輝緑凝灰岩を主体とする古生層で、この間に酸性火山砕屑岩類や砂岩を夾在しており、種北西部地域は三郡変成帯の準片岩に移化しており、また黒萩北方には石灰岩レンズを夾在している。この地域の古生層は寺岡（1958）、中沢・山際（1962）により、*Upper Mississippian*~*Lower Pennsylvanian* とされている。

古生層の地質構造は、広瀬・宇戸谷付近では走向：N40°~60°E、傾斜：30°~50°NWを示すが、美山・黒萩・種付近では走向はNEからEWへと変化し、傾斜は40°~50°Nを示す。

進入岩体は広瀬付近では、変石英閃緑岩の岩床状岩体が2~3枚古生層の地質構造に平行な進入を行っており、備中広瀬駅対岸では地層中の小規模な背斜構造と全く調和的な進入を行っているのが観察される。しかし変斑れい岩は古生層の構造に斜交している。

美山付近では大倉を中心としてかなり広範囲に進入岩体が分布するが、主として変斑れい岩、変輝緑岩よりなり、南限は中生代末の花崗岩による貫入接触を受け、北は中尾—美山を通る断層によって切られているが、西南方向では分岐脈を出し、この分岐脈は古生層の地層に斜交している。

このほか、黒萩付近では変石英閃緑岩や変珪長岩のうすい岩床状岩体が古生層中に調和的な進入を行っているのが各所で観察される。

この地区の進入岩体は他の地区とことなり、各岩相が割合独立して分布している。これ

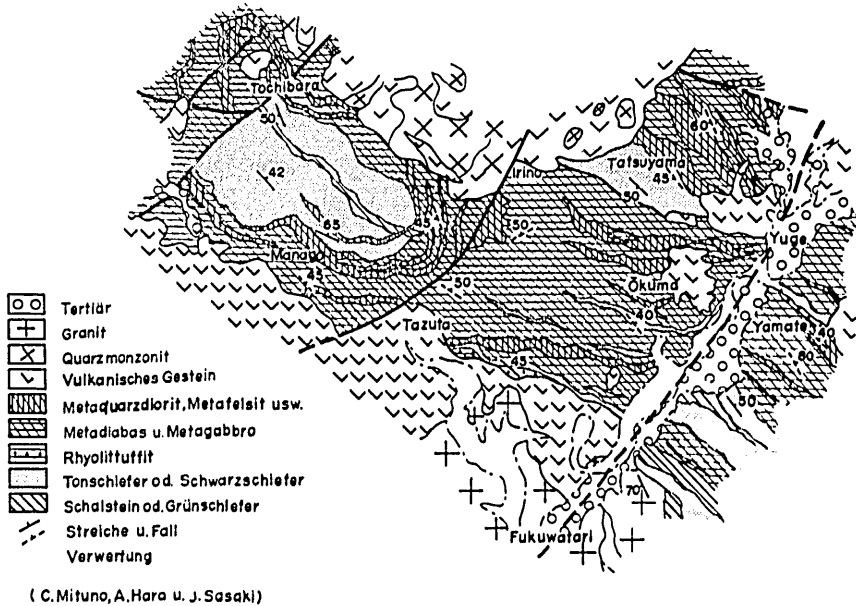


Abb. 4 Geologische Karte des Tatsuyama-Yamate Gebietes

ら岩相の進入順序は他の地区と同じように塩基性岩相の方が早期の進入であり、このうち変斑れい岩体は変輝緑岩体を切って分布する。大倉付近の変斑れい岩体は帯状構造が明瞭で、かなり粗粒であり、角閃石変斑れい岩を主体とするが、ソーシユール石化作用を受けたものが多い。

変石英閃緑岩・変花崗閃緑岩などの粗粒酸性岩相は圧碎構造を有する。

5. 下皆部北西部地区 (別所地区)

下皆部北西部の別所・上皆部付近の地質はその大部分が三郡変成岩類に属する低変成度の準片岩類によって占められ、その一部はほとんど非変成の粘板岩・砂岩よりなる累層に移過している。また、この地区の西南側は衝上断層関係で阿哲の石灰岩地域と接している。

変成岩類は緑色準片岩・黒色準片岩・石英準片岩などよりなり、これら岩層に準平行に変成期と同時期に進入したと考えられる片麻状変斑れい岩ないし変輝緑岩“いわゆる夜久野進入岩体”が帯状に分布している。これら変成岩類と片麻状変斑れい岩体の一般的走向はWNW—ESEないしNNW—SSEで、傾斜は比較的急角度で、進入岩体およびその南側の変成岩類は南傾斜であるが、北側の変成岩類は北傾斜を示しており、進入岩体は南側ではほぼ基盤の古生層に対しては調和的な進入を示しているが、北側では基盤に対して斜交している (C. MITSUNO : 1963)。

進入岩体の幅は東部では1,500m、西部では900mであるが、片麻状構造の面あるいは片理面は走向EWないしWNW—ESEで60°~70°Sの傾斜を示しているので、進入岩体の幅は約1,300~800mとなる。

進入岩体は片麻状変斑れい岩ないしその細粒相と考えられる片状変輝緑岩よりなるが、非

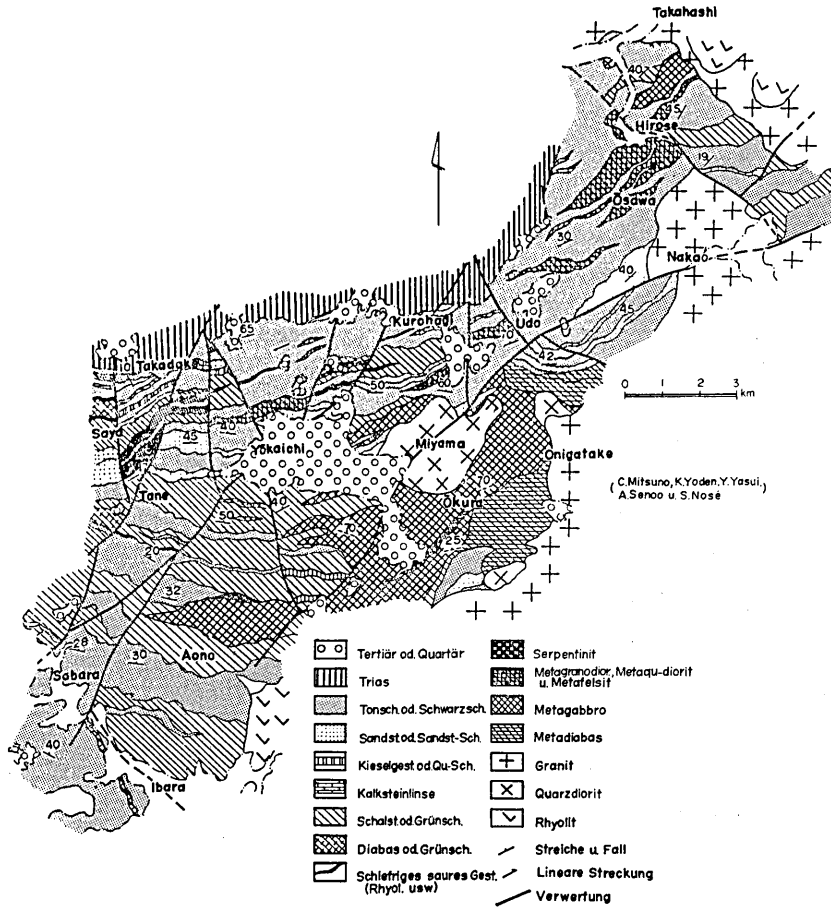


Abb. 5 Geologische Karte des Ibara-Miyama-Hirose Gebietes

変成古生層と接する部分では片状を呈せず塊状を呈する。また、変成岩類と接する部分では線構造の発達が顕著され、 $10^{\circ}\sim 50^{\circ}$ SE の落としを有する。

片麻状変斑れい岩は角閃石斑れい岩質で、鏡下では破碎作用を受けた帯褐色普通角閃石がアウゲン状に残留している。

この地区の侵入岩体は北西方向は中生代末の流紋岩類により切れ連続を断たれている。

6. 金山地区

岡山市北方の金山地区の地質は、古生層の砂岩・粘板岩の互層よりなる地層と、トリアス層の砂岩・頁岩よりなる地層が分布しており、この中間に“いわゆる夜久野^{とまだ}侵入岩体”がEW方向に進入している。これら諸岩類を貫いて石英閃緑岩・花崗岩の分布が苦田・金山付近にみられる (Abb. 6)。

古生層の構造は走向ほぼEW、傾斜： $40^{\circ}\sim 80^{\circ}$ Nを示し、地区の南半に分布している。ま

たトリアス層(?)は地区の北半に分布し、走向ほぼEW-N70°Eで、35~60°Nの傾斜を示しているが、トリアス層との関係は断層をもって接している。

進入岩体は地区の中心部の金山一鍋谷を結ぶ線を中心にEW方向に分布するものと、地区の南部の磯尾付近にEWに分布するものとみられ、北側のものは幅約2,500m、南側のものは800m程度の幅を有する。

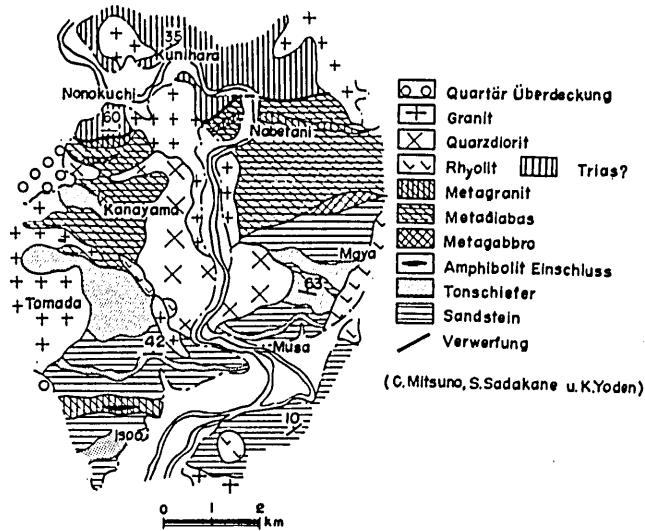


Abb. 6 Geologische Karte des Kanayama Gebietes

これら進入岩体はそのほとんどが変輝緑岩よりなるが、鍋谷・磯尾付近には変石英閃緑岩、馬屋北部には変斑れい岩の分布がみられる。また、磯尾の変石英閃緑岩体中には片状角閃岩体のゼノリス(幅5~10m、長さ100m~500m)が観察される。金山北部では変輝緑岩体中にマンガン・磁鉄鉱の鉱染状~塊状鉱床が分布している。

IV. 岩 石

“いわゆる夜久野岩類”は多種多様の岩相を呈しており、塩基性のものや酸性のものなど各種の岩相のものが観察される。すなわち岩種としてはつぎのものがあげられる。1) 変輝緑岩、2) 変斑れい岩、3) 変花崗閃緑岩、4) 変石英閃緑岩、5) 変珪長岩および6) 変石英斑岩などである。

しかし、これら岩種間には変石英斑岩を除いて明瞭な境界のみられないことが多く、とくに変輝緑岩と変珪長岩などの境界は不明瞭で、混成岩様を呈するものも各所でみられる。

1. 変輝緑岩

変輝緑岩の広範囲に分布する地区は、柵原鉱床を中心とした地区、竜山地区南部、金山地区の北部および美山地区の東南部である。

肉眼的には、暗緑色細粒緻密な岩石で、柵原地区では柵原鉱床下盤や休石・尾崎などの下

位の岩床状岩体の上盤側、上之山・大谷・是里などの上位の岩床状岩体などに多く分布している。竜山地区南半部のもは、変斑れい岩と混り合って分布している。また、金山地区北半部のもは、鍋谷・金山・堀越付近に広く分布し、酸性相を夾在している。美山地区東南部に分布する変斑れい岩体は、変斑れい岩に切られ、かなり広い分布を示している。

これら変輝緑岩体は、地向斜形成時期の海底火山活動に伴う基性熔岩流源の輝緑岩とことなる点は、1) 中国地方東部に分布する古生層の輝緑凝灰岩および輝緑岩（一部低変成度の緑色準片岩ないし緑色片岩に移化）の占める層序的位置からはずれて進入し、一部は古生層の層序を切って分布している。2) 古生層中の輝緑岩は輝緑凝灰岩に伴なわれるが、変輝緑岩にはこのような現象は認められない。3) 古生層の輝緑岩中には杏仁状構造がみられ、また枕状構造の認められることも多いが、変輝緑岩中にはこのような構造は認められない。4) 変輝緑岩は変珪長岩と混り合った部分がかかなり多く観察され、かなり heterogeneous な岩体で、鏡下でかなり石英を含む部分も認められる。このような観点よりして、進入岩体としての変輝緑岩体は古生層中の輝緑岩と区別しうる。

鏡下では、有色鉱物は変質して、陽起石質角閃石や緑泥石に変化しているが、まれに角閃石や輝石が観察される。斜長石はかなり明瞭で、短冊状組織を有し、中性長石ないし灰曹長石の成分を有する。また、石英を含むことが多く、とくに変珪長岩と混り合った付近ではかなり多量の石英が認められる。全体として変質の結果、緑泥石・緑れん石方解石・クリノゾイサイトなどを形成しており、中生代末の花崗岩質岩の接触変成作用を受けた部分では細粒赤褐色の黒雲母が不規則に形成されている。

2. 変斑れい岩

変斑れい岩は、大原地区、瀬戸・角南、柵原地区の塚角^{つかつ}・滝山・上間・苦木、山手・滝山地区、豊岡・広瀬、美山地区の美山南方、井原西方などに広く分布している。

肉眼的には、暗緑色、粗粒で、大抵のばあい優白質部と優黒質部とが帯状構造を呈しており、部分的には優黒質部がレンズ状になったり、油肌を呈するものも認められる。この帯状構造は変斑れい岩体の伸長方向とほぼ一致している。また、変成帯中に進入した付近では、帯状構造はいちじるしく、剝理面を生じ、線構造を形成する部分も認められる（下皆部の西部・豊岡北部）。さらに、部分的には、斑れい岩質ペグマタイト脈の観察される（大原西南部・江見北部）。

鏡下では、有色鉱物は褐色ないし緑色の角閃石、陽起石質角閃石、白色鉱物は斜長石とごく少量の石英（含まないことが多い）よりなり、斜長石は大部分ソーシュール石化作用を受けて乳白色を呈するが、成分は中性長石ないし灰曹長石を示す。そのほか、ときとして単斜輝石や珩石の認められるものもある。変質した斑れい岩中には、クリノゾイサイト、方解石、ブドウ石などの認められるものがある。

3. 変花崗閃緑岩、変石英閃緑岩および変珪長岩

この種の岩相は、変石英閃緑岩、変花崗閃緑岩および変珪長岩などの complex よりなり、地域内では林野南方の高原付近、柵原地区などがもっとも広い分布を示すが、大原・山手一竜山、広瀬一美山一後月地区および金山地区においても岩床状岩体としてみられることが多

い。

これらは酸性岩相に当る進入岩体であるが、岩床状岩体の中心部には粗粒相、周辺部に細粒相が観察されるが、変珪長岩は単独で岩脈状をなしたり、変輝緑岩と混り合っていることも多い。この種の岩体も、古生層中に調和的な進入をなすことが多く（幅50~1,500m）として進入しており、間に粘板岩や変輝緑岩などを夾在している。

肉眼的にはいちじるしく不均質で、破碎構造を呈するものが多く、まれに帯状構造を呈するものも観察される（柵原鉾床南方）。

鏡下では、粗粒岩相は石英・灰曹長石・アルカリ長石（普通は正長石、まれに微斜長石）よりなり、フィルム状に引伸ばされた緑泥石（黒雲母の変質したものと考えられる）をわずかに伴うが、柵原鉾床下盤のものや、そのほかの地域においても角閃石あるいは陽起石質角閃石を伴うものも認められる。

石英は顕著な破碎作用を受け、部分的に細粒化されて波動消光を呈し、*deformation lamellae*を示すものも認められる。また、量的には全体の20~30%を示すものがほとんどであるが、10%前後のものや50%近いものも認められる。

斜長石やアルカリ長石もまた変形・破碎がいちじるしく、双晶の撓曲・破碎されたものが観察される。アルカリ長石は大抵のばあい正長石よりなるが、微斜長石の多い部分も認められる。これら長石類は変質して絹雲母やクリノゾイサイトなどを形成している。アルカリ長石の量は地域によって差異があり、同一岩床岩体でも量的には差異がいちじるしい。全体としてアルカリ長石の量は少なく、全長石の $\frac{1}{8}$ ~ $\frac{1}{3}$ 程度のものが多い。

この種の岩相の特徴は、顕著な破碎構造を示すが、これは *protoclastic deformation* を受けたものと考えられ、この組織の割目に沿って緑泥石・緑レン石などの形成が認められる。

細粒相としての変珪長岩は、緻密塊状で灰色~亜透明なものが多く、鏡下では微細な石英・アルカリ長石・斜長石の集合よりなるが、長石類は大部分絹雲母しているものが多い。変珪長岩は前記変石英閃緑岩、変花崗閃緑岩相の細粒相を示すものであるが、変輝緑岩の周縁部にも多くみられ、変輝緑岩とまざり合って混成岩様になっているものも各地区で観察される。

4. 変石英斑岩

変石英斑岩は、上記諸岩相より later stage の進入岩体で、肉眼的には普通の石英斑岩と同じであるが、鏡下では径1~数mmの斑品の石英や長石類が変形・破碎されているのが観察される。この岩石は優白質で、有色鉱物はほとんど存在しない。

この変石英斑岩は、変輝緑岩の周辺部に5~10m程度の幅でみられ、多少これに斜交して粘板岩層中に進入している。

以上で“いわゆる夜久野進入岩体”の進入様式および岩相についてのべたが、この進入岩体の進入順序および進入時期については、現在までに得られた野外の資料からすればつぎのような結果である。

1) 進入岩体の進入順序は塩基性岩相から酸性岩相への変化が辿れる。すなわち、変斑れい岩相、変輝緑岩相、変珪長岩相、変石英閃緑岩相、変花崗閃緑岩相となり、最終時期に変石英斑岩相となる。この順序は、変斑れい岩体中に変輝緑岩の細脈が網状に貫入する事実、

変珪長岩脈が上記塩基性岩体中に貫入し、また変輝緑岩を捕獲したり混ざり合う現象、変石英斑岩が脈岩状をなして全進入岩体を切る事実などより容易に推察し得る。ただし、変珪長岩と粗粒酸性岩相との関係は不明である。

2) “いわゆる夜久野進入岩体”の進入時期が問題となってくる。中国地方東部地域において得られる資料から、a. 中生代末の花崗岩の進入によって熱変成作用を受けていること。b. 上部トリアス層の礫岩層中(中礫岩)に変斑れい岩・変珪長岩・変花崗閃緑岩・蛇紋岩などの礫粒を多量に含むことなどから、少なくとも夜久野進入岩体の進入時期は上部トリアス層堆積前であることは確実である。

しかし乍ら、福本層群草野層中(下部トリアス)の礫岩層にも変石英閃緑岩らしき礫粒や石英斑岩などの礫粒を含んでいる。

さらに柵原鉾山東方の古生層の巨勢層群(宮谷)の薄い礫岩層中に径0.5~3 cm程度の閃緑岩や角閃岩の礫粒、柵原北部の百々層群(百々)中の礫岩層中に径0.3~3 cm程度の石英閃緑岩の礫粒が認められる。

これらのうち、福本層群草野層中のもは鏡下においても破碎作用を受けた石英閃緑岩であるので夜久野岩体から供給されたものと考えてよいが、古生層中の閃緑岩礫粒は多少進入岩体とことなり、破碎作用をほとんど受けていないので、供給源は別に求めたい。

このように考えると、“いわゆる夜久野進入岩体”の進入時期は、福本層群草野層堆積前といえる。

さらに、夜久野岩体が三郡変成帯と非変成帯の境界部に進入している地区では、変成帯側はかなり帯状構造が発達し、剝理性に富み部分的に線構造の認められることがある。このような事実より、“いわゆる夜久野進入岩体は三郡変成末期の進入と考えられる。

V. 結 語

以上で中国地方東部地域に分布する“いわゆる夜久野進入岩体”についての概要をのべたが、これを要約するとつぎのようになる。

1) 中国地方東部地域に分布する“いわゆる夜久野進入岩体”は古生層の地質構造に支配された進入様式をとり、古生層の地質構造と調和的な関係を有する。

2) 進入岩体は、変斑れい岩・変輝緑岩などの塩基性岩相と、変花崗閃緑岩・変石英閃緑岩・変珪長岩および変石英斑岩などの酸性岩相よりなり、変輝緑岩と変珪長岩とは混り合っているものもかなり多く観察されるが、これら進入岩体の進入順序は塩基性岩相から酸性岩相へ移行する形式をとり、変石英斑岩が最終進入岩となって終る。

3) 進入岩類の進入時期は三郡変成末期の進入と考えられ、福本層群草野層堆積前と考えられる。

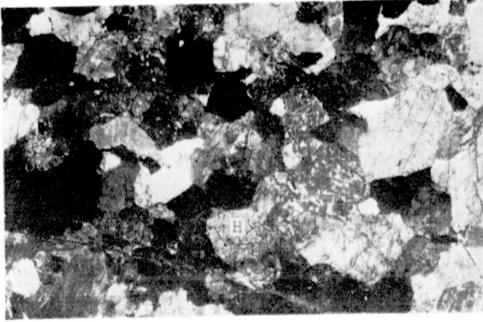
VI. 文 献

- 富田 達：丹波夜久野地方、閃緑岩の成因、地質雑、2, (381, 387), 1925.
 杉 健一：丹波綾部付近の基成深成岩に就きて、地質雑、32, (385), 1925.
 赤木 健：7万5千分の1庄原図幅および同説明書、地調、1927.
 佐藤源郎：7万5千分の1高梁図幅および同説明書、地調、1937.

- 小林貞一：日本地方地質誌，中国地方，朝倉書店，1951。
- 中沢圭二外 2 名：日本の三疊系の地質，京都府舞鶴・夜久野地域の三疊紀層，地質調査所報告特別号，1951。
- K. NAKAZAWA : A Study on the *Pelecypodfouna* of the upper Triassic Nabae Groups in the northern Part of Kyoto Pref., Japan, Part 1~4, *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B.* 19, 1952, 1954.
- 松下 進：日本地方地質誌，近畿地方，朝倉書店，1953。
- 広川 治外 2 名：5 万分の 1 大屋市場図幅および同説明書，地調，1954。
- 広川 治外 2 名：5 万分の 1 但馬竹田図幅および同説明書，地調，1954。
- 中沢圭二外 2 名：岡山県福本付近の中・古生層—舞鶴帯の層序および地質構造の研究，地質雑，60, (702), 1954。
- 中沢圭二外 2 名：京都府夜久野地区の中古生層，地質雑，63, (743), 1957。
- 大島敬義：柵原鉾山の地質鉾床と構造規制について，鉾山地質，8, (29), 1958。
- 加納 博外 3 名：夜久野進入岩に伴なう高度変成岩類について，地質雑，65, (764), 1959。
- 猪木幸男：舞鶴付近のいわゆる“夜久野塩基性岩”について（要旨），地質雑，65, (766), 1959。
- 猪木幸男：舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について地調月報，10, (12), 1959。
- 光野千春：中国地方東部の三郡変成帯概報，地質雑，65, (761), 1959。
- S. HIGASHIMOTO : Pyritic Ore Deposit of the Yanahara District, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C* (1), 1960.
- 新井友蔵：岡山県柵原鉾山の地質及び鉾床に関する研究，1961。
- 加納博外 2 名：礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望—含花崗質岩礫岩の研究（その11），地質雑，67, (791), 1961。
- C. MITSUNO : Zur Kenntnis des Oberpaläozoikums in Östlichen Chūgoku, Südwest-Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C* (12), 1963.

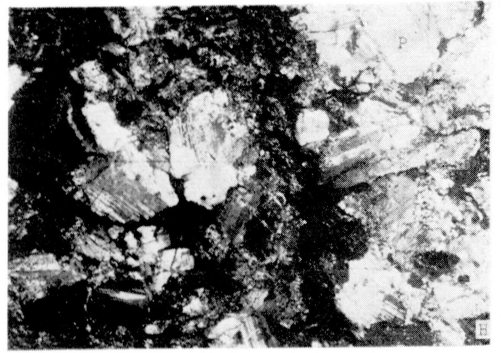
図 版 説 明

- 第 1 図 岡山県英田郡大原町西北 角閃石斑斑れい岩
Hornblendend-Metagabbro
H: Hornblend, P: Plagioklas
- 第 2 図 岡山県御津郡加茂川町小森 圧碎化作用を受けた角閃石斑閃緑岩
Kataklastische Hornblend Metadiorit
H: Hornblend P: Plagoklas
- 第 3 図 岡山県御津郡加茂川町豊岡 圧碎化された変花崗閃緑岩
Kataklastische Metagranodiorit
Q: Quarz A: Alkali-feldspat P: Plagioclas C: Chlorit
- 第 4 図 岡山県久米郡柵原鉾床 L₃₀ 下盤変石英閃緑岩
Metaquarzdorit
Q: Quarz A: Alkali-feldspat P: Plagioklas
- 第 5 図 岡山県久米郡福渡町真名子
変珪長石 Q: Quarz
Metafelsit F: Feldspat
- 第 6 図 岡山市牧石磯尾 角閃岩 (捕稜岩) \perp q-Ache
Amphibolit-Einschluss H: Hornblend

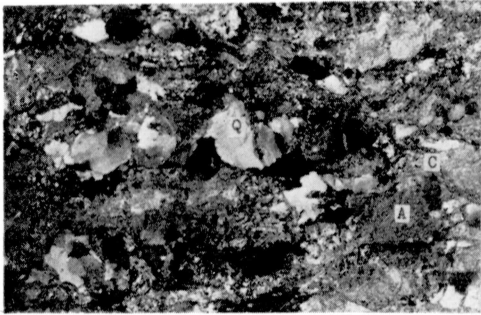


1.

1 mm

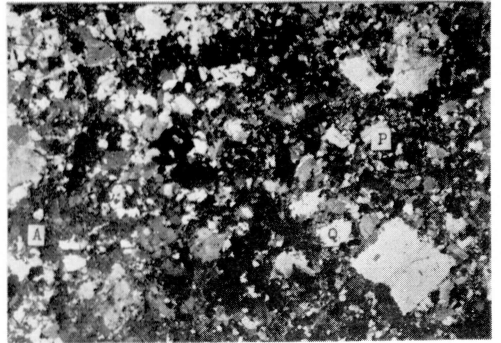


2.

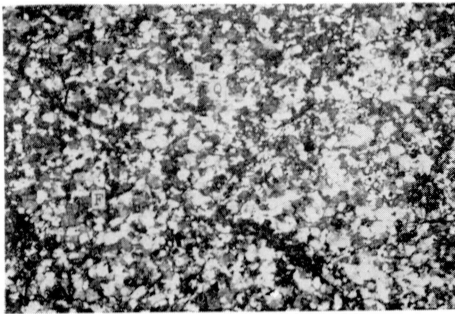


3.

1 mm



4.



5.

1 mm



6.