

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

Title	山口県三郡帯東部における結晶片岩系と非変成古生代層群との関係
Author(s)	岡村, 義彦
Citation	広島大学地学研究报告, 12 : 221 - 234
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52531
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052531
Right	
Relation	



山口県三郡帯東部における結晶片岩系 と非変成古生代層群との関係

岡 村 義 彦

The Relation between the Crystalline Schist Formations and the Non-Metamorphic Paleozoic Formations in the Eastern Part of the Sangun Zone in Yamaguchi Prefecture.

By

Yoshihiko OKAMURA

ABSTRACT: The district is zonally occupied by the Paleozoic formations (The Ōda formation), the Sangun metamorphic rocks and the Paleozoic formations (The Kuga formation) from the north to the south. While general geological and structural relations of the district are described, the sheared rocks of the Paleozoic formations are especially discussed.

The Paleozoic formations (The Ōda formation) and the Sangun metamorphic zone are bounded by the Kitayama over-thrust named by G. Kojima. Between the Sangun metamorphic zone and the Kuga formation, which is the original rock of the Ryōke metamorphics, a sheared zone is developed. The sheared zone is mainly composed of shear-slate and pelitic semi-schist, in which torn blocks of sandstone, chert and limestone are included, and arranged parallel to the shear plane. In limestone lenses in the shear zone belonging to the Kuga formation *Parafusulina* and *Neoschwagerina* were obtained, that showing the age of the Middle to Upper Permian of the formation.

Structural geometry of the Sangun metamorphic rocks and the Kuga formation in the district is investigated according to the statistical analysis of orientation of structural elements such as foliation and lineation. The Kuga formation is structurally continuous and parallel to the sheared zone, viewed from the orientation of structural elements, and the sheared zone is subparallel to the Sangun metamorphic zone.

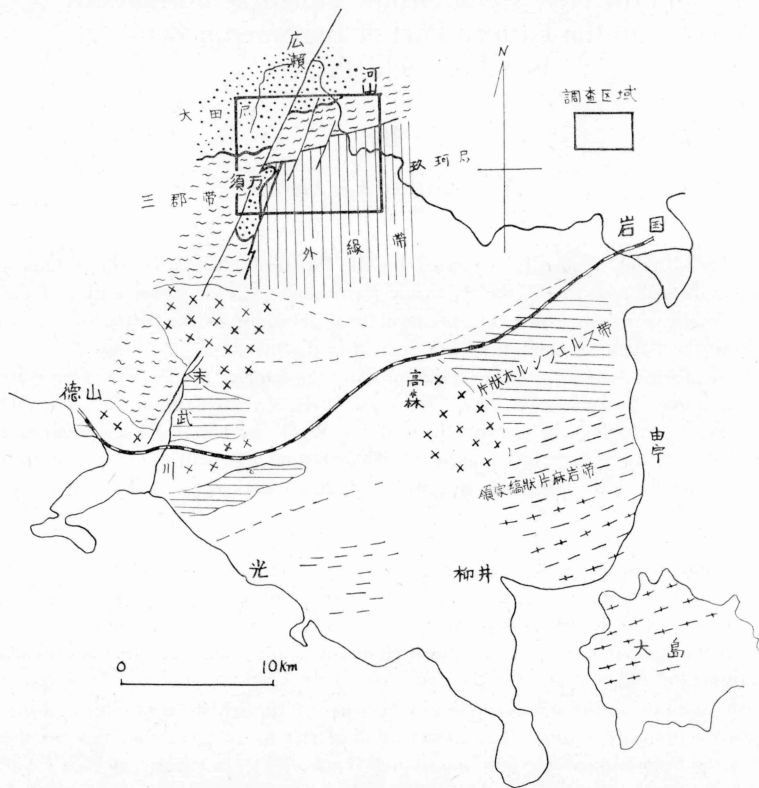
It is difficult to establish the stratigraphical succession of the schist formations and the Paleozoic formations owing to many faults. The western end of the Kuga formation and the sheared zone are cut off by the Suetakegawa tectonic line which is a normal fault trending N-S. And the Suetakegawa tectonic line is cut by the strike fault trending E-W. In the district the normal faults are developed in the NE-SW direction. The geological structure of the eastern area is characterized by monoclinic and locally isoclinal folding. The Ōda formation, which corresponds to the upper formation of the Sangun group, may be correlated to the Kuga formation.

目 次

- I ま え が き
- II 地 質 と 岩 石
- III 層 序 と 構 造
- IV 剪 断 岩 帯 の 形 成
- V あ と が き

I ま え が き

山口県^{つのすま}濃郡須万の東方から玖珂郡河山鉾山の南方にかけて、中国地方で中央帯を構成する非変成古生代層群、三郡帯（本山支帯または山陽支帯に属する結晶片岩類）、さらにこれらの帯の南側に接して、柳井地方の領家変成帯の外縁帯に相当すると考えられる弱変成ないし非変成古生代層群が広く分布している。したがってこの地域は三郡変成帯と古生代層群、あるいは領家変成帯の間の地質構造上の関係や、各変成帯の変成史を解くために重要なフィールドといえることができる。（第1図）



第1図 山口県東部地質概略図

この地域の地質については1945年頃までは殆ど調査研究の手がつけられておらず、7万5千分の1徳山図幅の範囲からも外れており、河山鉾山も本格的に開発されていなかったため、詳しいことは判っていない。そのころ小島丈児（1946）は須万付近の地質について発表した。その結論によると三郡変成岩類と北方の非変成古生代層群とは衝上性断層で境し、須万の東方から南方にかけて古生代層群は、三郡変成岩類の上に衝上して klippe を作っており、小島はこの断層に北山衝上断層の名称を与えた。さらに北方の広瀬付近では、三郡変成岩類は非変成古生代層群と層位的には整合関係で、両者は漸移するとのべた。ついで小島・佐々木（1950）は河山鉾山付近の地質について報告し、この中で三郡変成帯の岩

石および北上衝上断層についてもかなり詳しく述べている。翌年岡村・小島 (1951) は、本地域の南方の末武川付近を境にして三郡変成岩類と領家変成岩類が古期の南北方向の断層によって接していることを認め、これを末武川構造線と称した。そしてこの構造線の北方への延長は本地域内の須万東方まで追跡され、その北限は確かではないが、しだいに東西性の剪断岩類を伴った剪断帯に移行するのであろうと考えた。小島・岡村 (1952) は、この地方の三郡変成岩類の原岩層群を都濃層群、これに接して南方に広く分布するチャート・粘板岩を主とする古生代層群を玖珂層群と名付けた。

玖珂層群は領家変成岩類の原岩層に相当するもので、この地方の領家変成岩帯を北から南に、領家外縁帯、雲母片岩帯、縞状片麻岩帯に分帯した。さらに、領家外縁帯の北限で三郡変成帯と接する付近に著しい剪断運動を受けた地帯の存在することに注意し、この地帯の石灰岩レンズの中から *Yabeina* に同定可能な化石を見いだした。ついで小島 (1953) は、この剪断帯を、三郡前縁剪断帯 (frontal shear zone) と名付け、三郡変成期の末期に北から南への衝上性剪断運動がはたらいて形成されたものと解釈した。そして末武川構造線はこの剪断帯を切っているけれども、北方にゆくにつれてしだいに NNE から ENE に方向をかえて剪断帯に平行するようになるであろうと予測している。これらの関係は同年刊行された 20 万分の 1 山口県地質図においても示されている。

以上のように、この地域の地質については、主として小島・岡村によって 1950~1953 頃に調査報告がなされたが、いずれも予報ないし概報であって、詳しい地質図や記載の報告はなされておらず、いくつかの未解決の点を残したままにおかれていた感があった。その後いろいろの事情で数年間この付近の調査は中断されていた。筆者は 1960 年から再びこの地域の調査を進め、一応この付近の地質についての結論をうることができたので、ここに報告したい。

本稿ではおもに三郡変成帯と、領家外縁帯とを境する末武川構造線の北限の問題、および北から南に帯状に分布する三郡変成岩帯・剪断岩帯・非変成古生代層群の関係、特に剪断岩帯を中心とする地質構造上の関係を考察してみたい。

謝 辞 この研究にあたり広島大学小島丈見教授からは終始たえず御懇篤な御指導を賜った、厚く御礼申し上げる。

広島大学濡木輝一、秀敬博士、他ペトロジストクラブの諸学兄からは有益な討論と御助言をいただいた。

松尾征二学士は卒業論文としてこの地域を調査され、同氏からは有益な御教示をいただいた。山口大学河野通弘博士には、古生層ならびに石灰岩中の紡錘虫化石についていろいろ御教示をいただいた。これらの方々に対して厚く御礼申し上げる。

II 地質および岩石

この地域は北部から南部にかけて、不変成古生層、三郡変成岩類、古生層のメンバーと考えられる剪断岩類、不変成古生層が、ほぼ東西にのびる帯状の分布を示している。古生層のうち北部に分布するものは、北方広瀬、鹿野付近から中国山地脊梁部にかけて広範囲にわた

る厚い岩層の南端にあたり、従来その岩相上の類似から秋吉地方における大田層群に相当するものと考えられている。南部の古生層は玖珂層群の一部であって、その北縁にあたる。その他には火成岩類として流紋岩ないし石英斑岩が局部的に主として標高200~300m上部からの山頂を覆って、点在するにすぎない。この地域には大小いくつかの断層系が発達していて、このため地質はいくつかにブロック化している傾向がある。須万—長谷を通る東北—西南の断層によって地質は大きく東部と西部に分けられる。西側では大田層相当層の古生層の南部に三郡変成岩が広く分布していて単純であるが、東側は大田層、三郡変成岩、玖珂層群が帯状に分布していて、その地質構造関係は複雑である。

A 北部古生層（大田層相当層）

北山衝上断層から北方の地域一帯に分布している。須万の東方、野々峰・池田・清水付近には klippe を形成しており、細長い塊状の形で、長径5 km におよんでいる。

構成岩類は主として砂岩、頁岩の互層であるが砂岩が圧倒的に多い。局部的に薄いチャートがはさまれていることがある。砂岩は暗緑灰色ないし暗灰色を呈し、ち密、堅硬でほとんど層理を認めることができない。まれにやや粗粒の砂岩の中に異常堆積の結果と思われる角礫状や引きちぎられた黑色頁岩を含むことがある。走向は E—W ないし N60W で、いずれも急角度で北に傾斜している。

B 三 郡 変 成 岩 類

須万—長谷断層から西方では、須万から西南方徳山、鹿野付近にかけて広く分布しているが、東部の地域では北山衝上断層と剪断岩帯との間に細長く分布し、その分布の幅は2.5~3 km にすぎない。

岩石についてはすでにいくつかの報告があるので詳細は略する。構成岩類は、黑色片岩、緑色片岩、砂岩片岩、石英片岩および晶質石灰岩よりなる。黑色片岩が大部分を占め他の岩類は薄い層状または不規則な形の小岩体として黑色片岩層にはさまれている。岩石の変成度は緑色片岩相（緑泥石帯）に相当するが、一般に東部地域の方が西部よりも変成の程度が低い傾向がある。緑色片岩には層状のものと不規則なアミーバ状の岩体とが見られる。北方の北山衝上に近い層状のものは東北—西南系の断層で切られて階段状になっているが、東方崩ヶ谷付近から西方に約8 km にわたって連続していて、厚さは東部で10数 m 程度、西部では所により200 m にもおよび、多少膨縮している。この緑色片岩層に接触して蛇紋岩が層状に長く断続しながらはさまれている。この蛇紋岩には所々に magnesite 鉱床が発達するが、これについては木野崎吉郎（1961）の報告がある。蛇紋岩の層は緑色片岩層に接することが多く、三郡変成岩類と整合的に分布することから見て、これは三郡変成と同時に形成されたものと考えられる。緑色片岩はその他にも薄い層状のものが各所に見られ、押手付近にはアミーバ状の岩体がある。砂岩片岩は須万西方には厚さ200 m にもおよぶ層がみられるが東部地域には存在しない。石英片岩は局部的な薄い層で、不変成古生層に見られるような縞状チャートを原岩とするものではない。晶質石灰岩は片理、線構造ともによく発達している。野谷南方、長走に小岩体がある。

C 剪 断 岩

玖珂層群の北縁に東西方向に細長く発達していて、その分布の幅は3 km から厚い部分では約6 km におよんでいる。西の端は末武川構造線で切られるが、東は本調査地域からさらに東方の古生層中に連続して発達している。構成岩類としては、泥質岩、チャート源の岩石を主とし、少量の砂岩、緑色岩および石灰岩をはさんでいる。

泥質岩には泥質の基地の中に紡錘形、引きのばされたり引きちぎったりしたようないろいろの形状をしたチャート、砂岩、まれに石灰岩や緑色岩の岩片が無数に含まれている (Pl. 28)。断裂や引きのばしによって生じた優白質の微細な葉片状または雲形の小岩片の平行配列によって葉理面 (剪断面) が形成され、これらの面が剝理面ともなっている。取込まれた岩片は、大きなもので長径数十 cm から数 m、小さいもので数 cm ~ 数 mm と一定せず、さらに顕微鏡的なオーダーのものにいたるまで非常に変化がある。これらの岩片は平行配列が著しく、また中には廻転構造を示すものも見られる。このような岩相の中に局部的ではあるが、円く扁平な角のとれた、明らかに円礫と見做される砂岩、頁岩、チャートを含んでいることがある。肉眼的に観察する場合、断裂によって生じたと思われる岩片は輪廓は不規則であっても、これを取巻く周囲の基地の部分とは調和的に見えるのに対して、礫と思われるものはその輪廓は円滑であっても基地の葉理面とは不調和な感じを与える。これら礫質の部分は全般的に存在するのではなく、二、三の薄い層準があるようである。この地方の南部の古生層の中には所々に薄い礫層の存在することが知られていることから考えても、この剪断岩帯にも当然礫の存在する可能性があるわけである。

顕微鏡下においても肉眼的に観察されると同じように断裂された小岩片を多く含み、これらが剪断面に沿って平行配列した構造を呈する (Pl. 28)。肉眼的には一見断裂構造の見られない phyllitic ないし slaty な岩石でも顕微鏡下においては、石英、長石、白雲母の破砕片を含んでいて明らかに断裂構造を示している。しかし泥質部の基地の部分は、多くは再結晶作用によって生成した石英・絹雲母・緑泥石などからなり、片理もよく発達している (Pl. 29)。肉眼的に見られる葉状構造はこの片理面と一致する。石英は片理方向にのびた不規則な結晶の集合となっており、しばしばやや粗粒の集合からなる分結脈が発達することがある。絹雲母はフィルム状の結晶がシーム状になっている場合が多く、平向配列が著しい。緑泥石は不規則な葉片状で、方向配列は絹雲母ほど著しくない。基地の中に取込まれた砂岩やチャートの部分は、殆ど変成を受けていないで、片理とも無関係で不調和である。所により片理に斜交する fracture cleavage が発達していることがある。

チャートの比較的厚い層でははっきりした剪断構造は見られないが、所により少量の泥質岩と互層するような部分では boudinage structure が認められることがある。合の本の河床には膨縮に富んだチャート、凝灰岩、頁岩の互層が見られる。(Pl. 28) 一般にチャートには不変成古生層に見られるような著しい褶曲構造も少なく、また地図で表わされる岩層の分布も比較的直線的で、大きな彎曲を示す傾向も少ない。顕微鏡下においては、かろうじて結晶粒を識別し得る程度に微細であって、不変成のチャートに比べて殆ど再結晶の差が認められない。微細な葉片状の絹雲母・緑泥石が認められる。直線的な石英脈が不規則に発達することが多い。

砂岩は厚い岩層では断裂構造は認められないが、しばしば幅数十cmないし数m前後のレンズ状の層が泥質岩中にはさみ込まれていることがある。顕微鏡下においても、破碎構造や再結晶作用は殆ど認められない。

緑色岩はうすい層状をなすものと、やや塊状の岩体がある。緑色岩には一般に破碎構造が認められない。層状の岩層は緑泥石・絹雲母・曹長石・方解石などにより片理がよく発達しており、凝灰岩源と考えられ、塊状の岩体では緑泥石、角閃石、曹長石などで片理が殆ど認められず、変輝緑岩質と考えられる。

これらの岩石は、泥質岩に見られる緑泥石・絹雲母・石英の生成と片理の発達から、明らかに準片岩であって、その変成鉱物の組合せは三郡変成岩の特徴を示している。緑色片岩も大体これと同じ程度の変成度を示している。砂岩、チャートに殆ど変成作用の影響が認められない点は、これらの岩石が変成作用を受けにくいことを示している。変成の度合は北部三郡帯に接する付近は高く、南方に行くにしたがって弱くなる傾向があり、南方不変成帯に近い所ではわずかに絹雲母の微少片が認められる程度でほとんど再結晶作用は認められず、北から南に漸減して行く傾向がある。

石灰岩、剪断岩帯には各所に石灰岩の小岩体のはさまれている。形状は一般にレンズ状であるが、採石場などで精しく観察すると必ずしも単純なレンズではなくしばしば不規則に周囲の岩石と入り組んだ境界を示している。大きさは露出面で幅数mから数十mにおよぶものまでいろいろである。多くの場合泥質岩にはさまれているがチャートの中に夾在される場合でも周辺部は泥質ないしシルト質のことが多い。また岩体の中央部では塊状で均質であるが、周縁部はふつう圧砕されている場合が多い。大部分は結晶質になっているが、時には不完全であるが鑑定にたえる化石を産する事がある。筆者はさきに高野の石灰岩から *Yabeina* を発見したが、最近松尾征二 (1961) はこの帯の数カ所から紡錘虫の化石を含む標本を採集した。河野通弘の鑑定によれば *Parafusulina*, *Triticites*, *Neoschwagerina* などが存在するということである。

D 玖 珂 層 郡

剪断岩帯の南の地域一帯、岩国、高森地方、さらに柳井地方の領家縞状片麻岩帯にいたるまで広範囲に分布する。剪断岩帯との境は漸移的であるが、比較的厚い砂岩層から南には剪断岩類は見出せないなのでこの砂岩層で両者を分帯する。南方は調査地域外であるが、岩徳線付近を境として領家片状 hornfels 帯に接している。

構成岩石はチャート、スレートを主とし砂岩層が夾在されている。所々に石灰岩レンズをはさむ。チャートは黒灰色または乳白色で、規則正しい縞状構造が見られる。露頭で観察される程度の褶曲から、地質図の岩層分布に大きな彎曲構造が示される程度の大きい褶曲構造を有する。スレート*は本地域においてはむしろ厚いチャート層に夾在された状態で、地質

* 泥質岩中に変成鉱物として絹雲母・緑泥石を晶出していることは、不変成玖珂層群とされている岩層には全般的に見られる現象である。黒雲母が形成されていることもあるが、一般的ではなく、むしろ花崗岩などの熱影響によると考えられる。この低変成岩は領家外縁帯であるから、低度の領家変成を受けたというわけではなく、熱変成作用で特徴づけられる領家変成作用とは別のものであると考えられる。しかしこの変成が何に起因するか今のところ明かでない。長野県の領家帯や大和高原の領家帯で外縁帯の黒雲母粘板岩帯とされているものとは、黒雲母の有無のちがいがいからこの地域のスレートとは対比できないようである。

図における分布もかなり膨縮に富んだり、尖滅したりするものが多い。砂岩は北部に2~3枚の層が認められ、厚い所では100mにもおよんでいる。岩石は堅硬、緑灰色ないし黒灰色で、はっきりした層理は認められない。岩質は arkose または graywacke type である。粗粒の部分ではわずかに黒色頁岩質の微細なチップを含むことがある。石灰岩は主として頁岩層にはさまれたレンズ状の小岩体であり、大きさも剪断岩帯のものと同様であるが、結晶質になっていて未だ化石は見出せない。この地域の古生層は全体として弱い変成を受けているようで、泥質岩では顕微鏡でかろうじて識別される程度の絹雲母や緑泥石、所によっては黒雲母の生成が認められる。

III 層 序 と 構 造

A 層 序 の 概 要

小島(1953)はすでに内帯の三郡変成帯の相互関係についての論文の中で、この地域の層序関係を次のように総括した。

三 郡 変 成 帯		領 家 変 成 帯	
都 濃 層 群	上部層(大田層群)	玖 珂 層 群	上 部 三 疊 紀 ↓ ペンシルバニヤン
	中 部 層		
	下 部 層		

その後の調査においても、地域が限られた範囲であるためにさらに精しい層序を立てるにいたっていない。剪断帯を含めて玖珂層群の岩層柱状図も、地質構造が複雑であるために正確に立てにくい。剪断岩帯の石灰岩の中から *Parafusulina* や *Neoschwagerina* が発見されたことにより、この岩層の時代は一層ははっきりしてきた。南方に広く分布する古生層についても、かつて瓦谷附近から内藤*(1917)により *Neoschwagerina* が発見された報告があるので、恐らく剪断帯を含めての玖珂層群**は三疊紀の *Parafusulina*-*Yabeina* 帯に相当すると考えられる。

この地域の大田層は岩相の性質から見て秋吉地域の大田層の中・上部層に対比できるものであろう。秋吉地方では大田層の上部層は二疊紀下部あたりから始まるとされている。したがって三郡変成岩の原岩層は大田層下部層(CI-CIV)、さらにはそれよりもかなり古い時代

* 同氏の記載された場所には、その後の道路工事のためか石灰岩は現在見当らない。

** 本地域の友廻の東方約6kmの向畑で最近 *Entomonotis* が発見され、長谷見(1961)によって記載された。これを含む上下の地層は明らかに古生層のメンバーであって、長谷はこの *Entomonotis* を含む地層を *schuppe* と解釈している。しかしこの三疊紀層も周囲の古生層と殆ど区別がつかないような岩相であるので、さらに精査がのぞましい。

に対比される*。この地域では三郡変成岩は見掛け上剪断岩層の上位にあるように見えるが、層序的に見て両者は連続の岩層とは考えられず、別々の層序単元に属すると考えるのが妥当である。

B 構 造

各岩石の構造とその Geometry について考察し、ついで断層 および地質構造について述べる。構造については、北山衝上断層から南部に問題が多いので、三郡変成帯、剪断岩帯および不変成古生層帯についての構造とそれら相互の関係について述べることにする。

三郡変成岩類 一般に片理がよく発達していて、泥質岩起源の片岩では優白質と優黒質の compositional banding (S_1) によって葉理 (foliation) が明瞭である。緑色片岩では片理の発達 は著しいが、葉理はあまりはっきりしない。黒色片岩では葉理に平行した石英の分結脈が多い。ふつう肉眼的な scale で微褶曲することが多く、これらの軸面に平行に劈開 (S_2) が発達していて、これが剝理面となっている。野外で測定される主な面構造はこの剝理面であって、微褶曲のない平面的な葉理をなす場合、 S_1 と S_2 は平行すると考えてよい。顕微鏡下においては、片理面に斜交して fracture cleavage (S_3) が見られることがある。

線構造は、微褶曲軸のほか、各 S 面の交線、鉱物の方向配列として表われる。野外で最も認め易いのは、小褶曲軸と鉱物の平行配列であって、両者は殆どの場合に平行する。

剪断岩 チャートの面構造は縞状の規則正しい葉理であって、これはもとの成層面である。泥質岩の場合面構造は成層面ではなくて、縞状あるいは葉片状に引きちぎられたり、引きのばされたりした小岩片の配列面、すなわち剪断面である。これはもとの地層が滑動や変位によって生じた機械的葉理 (mechanical foliation) であって、野外ではこの面が剝理面となっている。

しかしチャートと泥質岩の面構造は、露頭の観察でも、S 面の統計的処理によっても一致した傾向を示している。

線構造は弱く、殆ど測定困難な場合もあるが、剝理面上にあらわれた小さなしわやうねり、時には紡錘形の小岩片の伸びの方向によって認めることができる。しかし取り込まれた砂岩やチャートの岩片は、剪断面 (ab面) での圧延は明瞭であるが、伸びの測定は、困難な場合が多い。

不変成古生層 チャート、スレートでは成層面がはっきりしているが、砂岩では明瞭でない。砂岩の中に含まれている頁岩の破片も方向性がなく、shearing の形跡は全然認められない。三郡変成岩、剪断岩、不変成岩を通じて、顕微鏡下において、主要面構造に斜交して fracture cleavage が発達していることがある。これらは殆どが (hol) 面であると思われるが、地域の全般的な傾向はまだ検討するにいたっていない。

線構造は、チャートでは褶曲軸、スレートでは成層面上の小じわとして観察されるが、砂

* 秋吉周辺の大田層群では下部層 (二神層、村田) は石炭紀の Cr 帯~Civ 帯に対比され、厚さは約 500m とされている。本地域の場合、都濃層群の下部すなわち三郡変成岩層は、地層の褶曲繰返しがあるとしてもその原岩層の厚さは数百m程度ではなく、数千mにもおよぶと考えられる。したがって本地域の都濃層群上部の不変成層を大田層上部、あるいは大田層上、下部に対比し得るとしても、大田層と都濃層群とは別々の堆積区ないし層序単元に属するものであろう。

岩でははっきりしない。スレートの場合、線構造は成層面と斜交する劈開面の交線である。

以上述べた各帯の構造要素を比較、解析するために、各々の面構造および線構造の Schmidt 投影を行った。第 2 図にその結果を示す。

図を読んで次の諸点が指摘される。

i) 三郡帯変成帯では走向は $N80^{\circ}E \sim 70^{\circ}W$ でほぼ東西性であり、北傾斜が一般的である。線構造は東方に $10 \sim 20^{\circ}$ 落すものが多いが、西方に落すものもあって集中度はあまりよくない。線方向に一般的傾向を外れたものがあるが、これは局部的擾乱によるものである。

ii) 剪断帯と不変成古生層とは非常によく似た構造を示している。走向は東—西から $N50^{\circ}E$ 位までが多く、北に傾斜するものが多いが、局部的 girdle を示していて、その pole (β) は線方向の傾向とほぼ一致している。線構造は $N70^{\circ}W, 20^{\circ}W$ のものが多い。剪断帯ではやや散乱する傾向があるが不変成帯では集中度が高い。両帯とも π -girdle の pole が線方向とほぼ一致することは、これらの岩層が均質な褶曲構造を有することを意味している。

iii) 詳細に検討すれば、三郡帯変成帯の構造は剪断帯および不変成帯の構造と多少のずれが認められる。これは後述するように三郡帯と剪断岩帯の間に走向断層が存在するので、両者の直接の構造関係を考察する資料にはなりにくい。

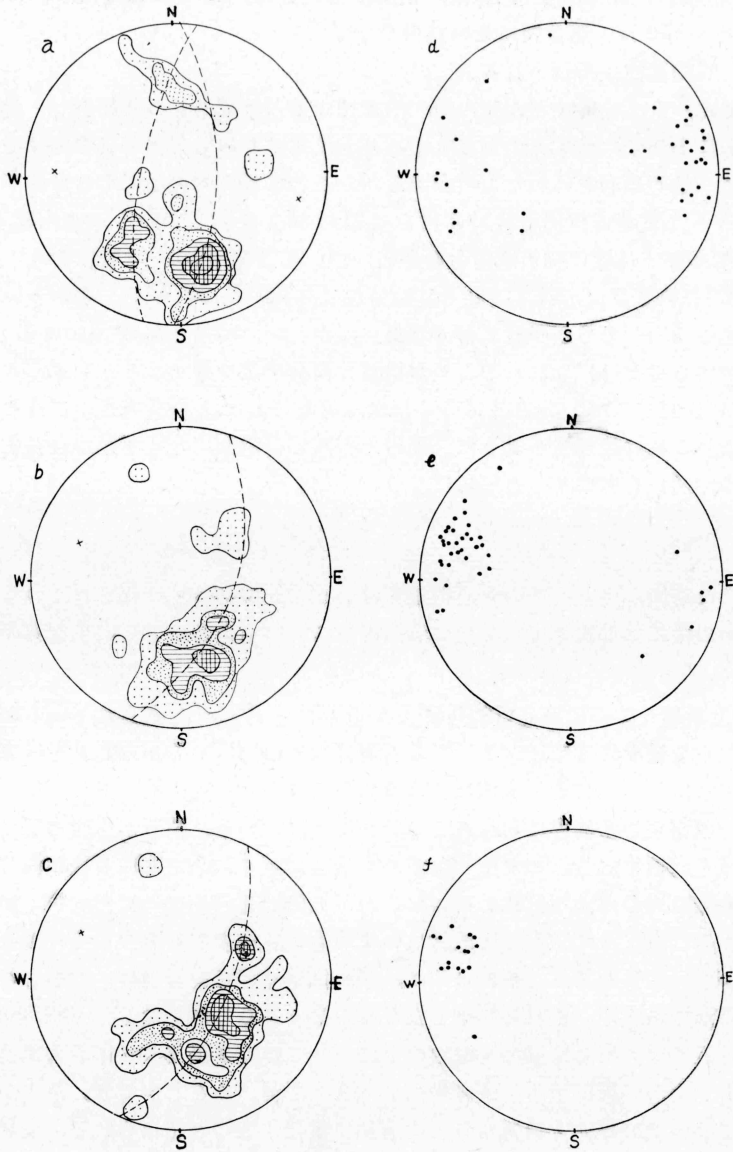
2 断層

この地域には断層が多く、このために地質はいくつかにブロック化されている傾向がある。これらの断層の中には地質上にも重要な意味を持つものもあるのでその主なものについて述べる。

i 北山衝上断層 すでに小島(1951)によってかなり詳しく記載されているのでその後明らかにされた点を補う程度に述べる。この断層は西方の山口地方から鹿野を経て約 50km 以上にわたり東西に追跡される。本地域ではほぼ東西に走り、大田層と三郡帯とを分けている。東北—西南系の断層群に切られて階段状にずれている。須万から西方では各所で明瞭な断層の露頭を観察することができ、いずれも東西に近く、北に 40° 前後傾斜する。須万から東方では直接断層の露頭を確認していないが、大田層と三郡帯とは常は数十mの間で急に变化し、しかもこれに接する三郡帯変成岩はいずれも低変成度のものでなく、プロパーであって、岩質に著しい相異があって両者の間に断層を推定せざるを得ない。しかしこの関係は崩ヶ谷までは確かであるが、それより東方になるとはっきりしなくなる*。須万東方の野々峰、池田、清水付近では大田層は三郡帯変成岩の上ののっぺりして長径 5 km におよぶ楕円状の分布を示している。両者の境に著しい破碎帯を 2, 3ヶ所認めることができ、清水から水越にいたるルートでは両者の走向・傾斜が急に不連続に変化するの認められる。境界線を地図上で読むと、thrust 面はゆるく北西に傾斜している。

* 北衝上断層の東の延長は、最近の河山鉾山の地質図(1962)には、宮の串付近を通る NE—SW の断層で切られて、河山鉾山付近では存在しないように書かれている。そしてこの付近では北方不変成古生層と三郡帯変成岩とは NE—SW の正断層で境され、一部漸移するとされている。筆者らの予察的調査でもこの付近での thrust の存在ははっきりしない点がある。しかし河山の東北方 4 km あたりから本郷にかけては明らかに不変成層と三郡帯との間に thrust が確認されるので、この間における thrust の存在や性格は今後十分に検討されなければならない。

第2図 foliation の pole および lineation の投影 (Schmidt 投影)



- | | | |
|---|-------------------|---------------------|
| a | 三郡変成岩類の π S | 48 p. 0-2-4-6-8-12% |
| b | 剪断岩類の π S | 97 p. 0-2-4-6-10% |
| c | 不変成古生層の π S | 33 p. 0-3-6-10-12% |
| d | 三郡変成岩類の lineation | |
| e | 剪断岩類の lineation | |
| f | 不変成古生層の lineation | |

ii 末武川構造線 領家帯および剪断岩帯を含めた玖珂層群と、三郡帯変成帯とを境する南北性の断層である。南部は下松市末武川沿いに中須、大田原を経て本地域に連続し、本地域では南から駄床—升谷—野々峰の北方まで追跡することができる。北限は東西性の断層で切られていて、それより北方では見出せない。一升谷の西方では明瞭に須万の klippe を切っているの、明らかに北山衝上断層以後で、東西性断層以前に形成されたことが分る。一升谷の南で klippe に接する場所で明瞭な固化した破碎岩を認めることができる。この地域の資料では急傾斜する正断層と考えられるが、この断層が剪断岩帯および不変成古生層の西端を限っており、しかもこの断層から西方では三郡帯のみで玖珂層群のメンバーは全然見当たらないという点からして、この断層がかなり古く形成されたものであり、地質構造の発達史の上で重要な役割を果していることがうかがえる。

iii 東西性断層 上記の北山衝上断層および末武川構造線を切って、この地域にはほぼ東—西から $N70^{\circ}E$, $N45\sim60^{\circ}$ 傾斜の断層がある。おもに三郡帯変成岩と剪断岩の境にあたっていて両者の構造と平行する走向断層である。鳴谷の路辺では数十mの破碎帯があり、合の本の上流では河床に数mの破碎帯が見られる。合の本から野谷に至る間にもこれに平行したいくつもの走向に沿ったずれが認められる。東方高野の北方では断層の存在はあまり確かでなく、剪断帯は三郡帯に漸移するようである。

iv 長谷—須万断層帯 中国地方の山陽側に多く発達する東北—西南性の断層系に属するものである。須万—長谷を通る断層は北は広瀬を経て深須付近、南は中須付近まで追跡され、地形的にも断層谷の発達が明らかに認められる。この断層に平行して須万から東方錦川にいたる間に数百mないし1kmの間隔をおいて数本の断層がある。須万から西方では約10kmにわたってこの傾向の断層が見当たらないので、この地帯は一つの断層帯となっているものと思われる。須万、長谷では幅20m~30mにおよぶ顕著な断層破碎帯が見られ、各所に蛇紋岩がはさみ込まれている。この断層は広瀬南方の河床で、長谷、崩ヶ谷北方の石英斑岩を明瞭に切っているのが観察されるので、断層の形成はこの地方の石英斑岩ないし流紋岩類の活動よりも新しいことが明らかになった。石英斑岩の分布の状態から、主断層の垂直落差は少なくとも200mで東落し、水平のずれは長谷付近で1kmにおよんでいる。

3 地 質 構 造

地質図や前述のダイアグラムからも読み取れるように、各岩帯を通じて走向の一般的傾向はE—Wから $N70^{\circ}E$ 、傾斜は $N40^{\circ}\sim70^{\circ}$ が卓越していて、見掛け上は単斜構造を呈する。しかし精しく検討すれば、南部の不変成古生層では $N70^{\circ}W$ 、ゆるく 20° 西に落す軸を持つ背斜構造が見られ、根笠川から北はその北翼にあたる。剪断岩帯では線方向(褶曲軸)は不変成帯と同じ傾向であるが、チャートの分布から見ると単斜構造を思わせる。しかし高野、長走、伊田川などの石灰岩よりの化石から見た場合、見かけ上、下部の層から新しい化石が出て地層の逆転を示すこともある。三郡帯変成岩類も見掛け上、北にほぼ連続して単斜構造を示している。高橋英太郎・他(1960)によれば、根笠から南方玖珂・高森地域にかけて広く分布する古生層は、少なくとも二回の背斜・向斜を繰返すゆるい波状構造を示すということである。そして南方の地域も層序的に見てこの地域の剪断帯と同じ層準ということであるので、根笠川に沿った線がほぼ古生層の大きな波状褶曲の北部の背斜軸にあたり、その北翼が

見掛け上比較的急角度の単斜構造をなす剪断岩帯に連続していることになる。剪断帯の地層の逆転も偏圧による地層の滑動による変位とを考え合せて、剪断岩帯では同斜状褶曲構造をしていると考えられる。そして上述のように東西性の断層による剪断岩帯と三郡帯の構造的なギャップはそれ程大きくないと考えられるので、三郡帯は見掛け上単斜構造をなして剪断岩帯の上部に連続していることになる。

IV 剪断岩帯の形成

この地域で三郡変成岩帯と南部の非変成古生代層との間に存在する剪断岩類は、前章で記載したようにいろいろな点で重要な問題を含んでいて興味深い。これらのいくつかの点について考察してみよう。

1) 剪断岩類の野外の産状および顕微鏡下に見られる構造の特徴、すなわち葉理および線構造の発達、断裂構造や boudinage 構造の見られる点などから考えて、この岩類は古生代堆積物が恐らくまだ十分に続成作用が進んでいない可塑流動性を有していた時期に偏圧一応力を受けて剪断、断裂運動によって形成されたことは疑いない。この点に関して付言しなければならないことは、これと類似した岩類が前縁剪断帯からはなれた地域にも分布している点である。すなわち、山口県東部に広く分布するいわゆる玖珂層群中にはこの地域ほど広い分布ではなく狭い範囲ではあるが、玖珂郡北部深須付近で三郡帯と非変成古生代層群の接する部分に幅200~300mに亘って分布し、その他にも局部的ではあるが、高森付近、領家片状ホルンフェルス帯では師木野、末武川流域、笠戸島、さらには縞状片麻岩帯中にもこれと同じ原岩に由来すると思われる岩相が見られる。しかし都濃層群（三郡帯）や大田層にはこれまで見だしていない。最近中央アルプス領家外縁帯から磯見・片田・他地質調査所領家グループ（1959, A, B）端山（1960）などにより、大和高原北縁からは中島（1960）により、古生代層の異常堆積岩相が報告されている。これらについてはフリッシュ型の異常堆積が考えられている。これに類似した岩相としては、この地方でも、広瀬北方の大田層群の砂岩層や南方の玖珂層群の砂岩層の中に黒色頁岩のチップを多量に含んだ岩相があり、また粘板岩層に夾在される礫状の岩相もこの型式のものであろう。しかしここで問題の岩相は、かなり広範囲な剪断運動を著しく受けている点でこれらの単なる異常堆積岩とは本質的に異なっている*。

2) この岩層に夾在される引きちぎられたような岩片が、石灰岩レンズをも含めて、外来性のものではないか（例えば第二次地向斜性の堆積物）という疑問がある。これについても、この地方の玖珂層群中には点々と無数の石灰岩がこの剪断帯と同じ程度の密度に存在していて、この帯のみが外来性のもとは考えられず、一応現地堆積性のもと考えられる。また秋吉周辺の非石灰岩古生代層中の石灰岩レンズの産状も玖珂層群の場合とよく似ているようである。

3) この帯の岩種構成は玖珂層群プロパーと同様であるがこれらの岩石がとくにこの帯の北部では三郡様式の変成作用を受けて准片岩となっていて、変成作用は北の三郡帯に接する

* 鹿児島県の時代末群千枚岩層から河内洋祐（1962）は boudinage 構造を有する岩石を報告し、これについては変成時における岩石の competency の差と解している。

部分から南に遠ざかるにしたがって漸移的に弱まっている。さきに筆者は鳥取県若桜地域で北方の三郡帯変成岩が、幅2 kmにおよぶ剪断岩帯を境にして南方のチャート、頁岩の互層からなる古生代層に接していることを報告した。若桜地域でも単斜構造をなし、見掛け上、下部から非変成古生代層、剪断帯、三郡帯変成岩帯となっていて、本地域の地質構造とよく似ている。つまり、三郡帯変成岩帯の周辺部で非変成古生代層との間に剪断帯が存在する点が共通である。

4) 玖珂層群を領家変成岩類の原岩層であるとしても、領家変成作用が剪断岩類の形成されたと同じ時期であることにはもちろんならない。いわゆる領家変成作用は堆積層の褶曲運動から後の時期に段階的に行なわれたものであることは、濡木(1960)や岡村(1960)によって明らかにされている。

以上述べた諸事実から判断して、この地域の剪断岩帯の形成を次のようにまとめることができる。古生代の堆積層である都濃層群と玖珂層群とは、もともと異なった堆積区に属していて、都濃層群上部(非変成層)と玖珂層群とは同時異相の関係にあった。したがって都濃層群の三郡帯変成岩の原岩層になる部分は玖珂層群(二疊紀)よりもずっと以前から堆積が行なわれていた。これらの堆積層は二疊紀末か三疊紀に、岩石がまだ十分に固化作用の進まない流動可塑性を有する時期から造山運動を蒙り、都濃層群下部は三郡帯変成作用をうけ、上部層や玖珂層群には現在見られるような変形や褶曲構造が形成された。この変成、褶曲運動の過程において(恐らく末期)に都濃層群の南縁部で三郡帯変成岩層が北から南への衝上性運動によって玖珂層群に接するようになった。そしてこの運動に伴って玖珂層群の衝上帯に接する部分は、剪断運動によって砂岩、チャートなどは断裂、剪断作用を受け、同時に弱い広域変成作用をも蒙って准片岩が形成された。玖珂層群中に局部的に発達する剪断岩もこの時期の運動に伴って派生した剪断運動によると考えられる。

V あ と が き

本論文では、従来の報告にその後の調査による新しい資料を加えて、主として次の諸点を明らかにした。1) 末武川構造線は、この地方の玖珂層群(剪断岩帯、領家変成帯を含めて)の西端を限る南北性の断層であって、衝上性のものではなくむしろ正断層と考えられ、これによって玖珂層群は三郡帯変成帯に接している。断層の北限は東西性断層で切られ、それより北方には見当らない。断層の形成は北山衝上断層よりも新しく、東西性断層よりも古い。2) 三郡帯変成帯は北部は北山衝上断層により不変成古生層(大田層相当層)に接し、南部は須万から東方においては、剪断岩帯をはきんで玖珂層群に接する。3) 剪断岩帯は玖珂層群のメンバーで、造山運動による変形、褶曲運動の過程において都濃層群中・下部層(三郡帯変成岩層)の北から南への衝上性の運動に伴って形成され、三郡帯に接する部分は三郡帯変成作用を受けて准片岩となった。したがって各地の古生層に見られる異常堆積相や層内礫岩などとは区別されるべきである。

この地域は比較的せまい範囲ではあるが、内帯の変成帯や古生代層の各メンバーの直接的関係を知ることのできる重要なフィールドであるが、内帯の基盤岩類の地質構造および変成の発達史を解明するためには、もち論今後さらに広い地域の調査と資料による考察が必要である。

文 献

- HASE A. (1961): A find of *Monotis* (*Eotomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, (42), 49—87.
- HAYAMA Y. (1960): Geology of the Ryōrke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref., Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, (773), 87—101.
- 磯見博・片田正人 (1959): 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積層についての考察. 地質調査所月報, 10, (12) 1—17.
- 小島丈児・佐々木伝一 (1951): 山口県河山鉾山付近の地質. 地質雑, 56, (652), 1—7.
- 小島丈児・岡村義彦 (1952): 柳井地方 (巡検案内書) 九州大学地質学教室.
- KOJIMA G. (1953): Contribution to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zone of Chūgoku and Shikoku, southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural feature of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 1 (3), 18—44.
- 片田正人・磯見博・他 (1959): 中央アルプスとその西域の地質その1: 中央アルプスの領家帯. 地球科学, (41), 1—12.
- 柏木日出治 (1953): 山口県玖珂郡桑根村付近の地質および灰重石鉾床. 広島大学 地学研究報告, (3), 15—24.
- 木野崎吉郎 (1961): 山口県玖珂郡美川鉾山のマグネサイト鉾床について, 鉾山地質, 11, 208—212.
- 河内洋祐 (1962): 鹿児島県高隈山地時代未詳層郡中に発達する千枚岩帯 (予報). 地球科学, (58), 18—25.
- 松尾征二 (1962): 山口県須万東方の地質. 山口大学教育学部卒業論文 (未発表).
- 内藤 匡 (1917): 周防国岩国北方の秩父層 (英文). 東京大学卒論.
- 中島和一 (1960): 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, (49), 1—14.
- 西沢章三郎 (1962): 河山鉾山 (地質学会巡検案内書) 広島大学地質学鉾物学教室.
- NUREKI T. (1960): Structural investigation of the Ryōké metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, southwestern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 3, (1).
- 岡村義彦・小島丈児 (1951): 山口県徳山東北方における三郡変成帯と領家変成帯の関係について. 地質雑, 57, 607, p. 342.
- 岡村義彦 (1960): 鳥取県若桜町付近の三郡変成岩類について. 山口大学教育学部研究論叢, 第10巻, 第2部, pp. 85—93.
- OKAMURA, Y. (1960): Structural and petrological studies on the Ryōké gneiss and granodioritic complex of the Yanai district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 3, (2)
- 高橋英太郎・他 (1960): 山口県玖珂郡山地中央部部の古生層. 山口大学文理学部理科報告, 第11巻, pp. 147—149.
- 高橋英太郎・小島丈児・松本達郎・他 (1953): 20万分の1山口県地質図, 同説明書. 山口県庁.

図 版 説 明

- A チャート質剪断岩の露头写真
美川町合の本
- B 泥質剪断岩の露头写真
美川町高野北方
- C 剪断岩の研磨面 //b 実物大
美川町笹谷

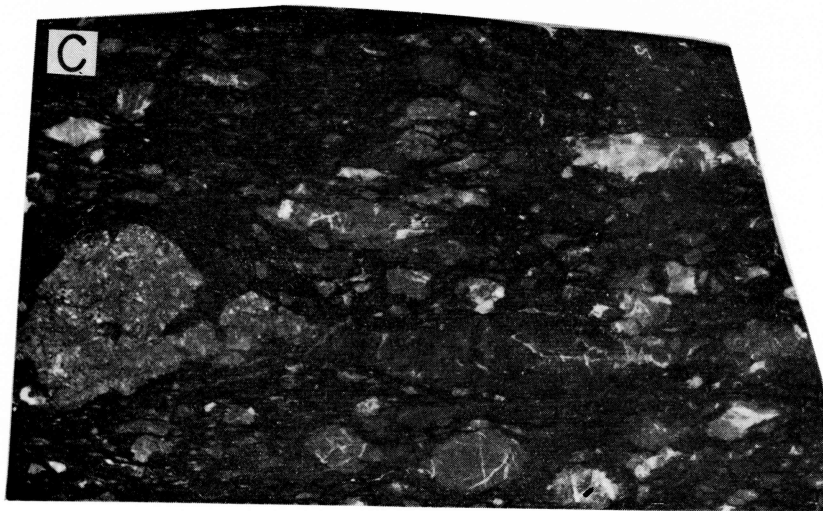
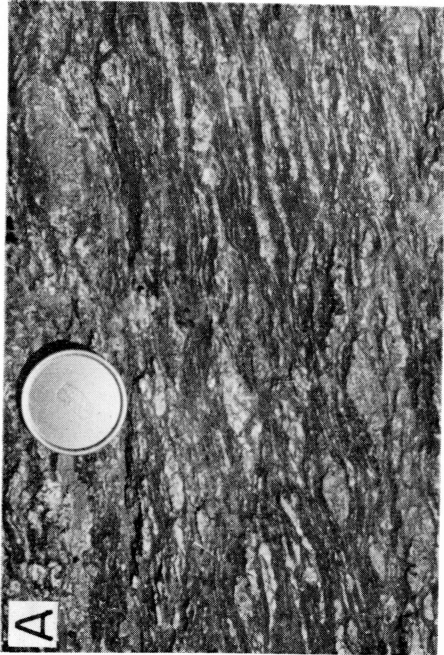
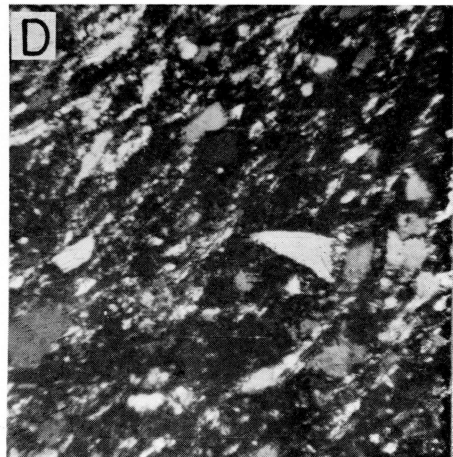
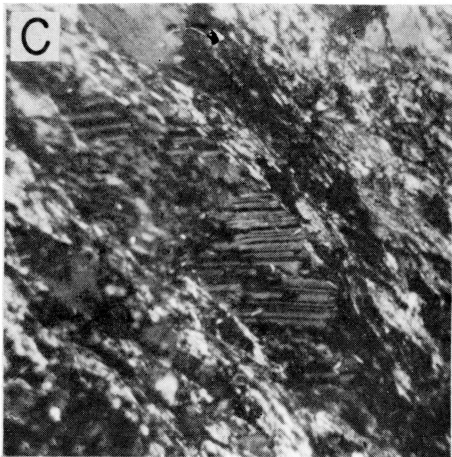
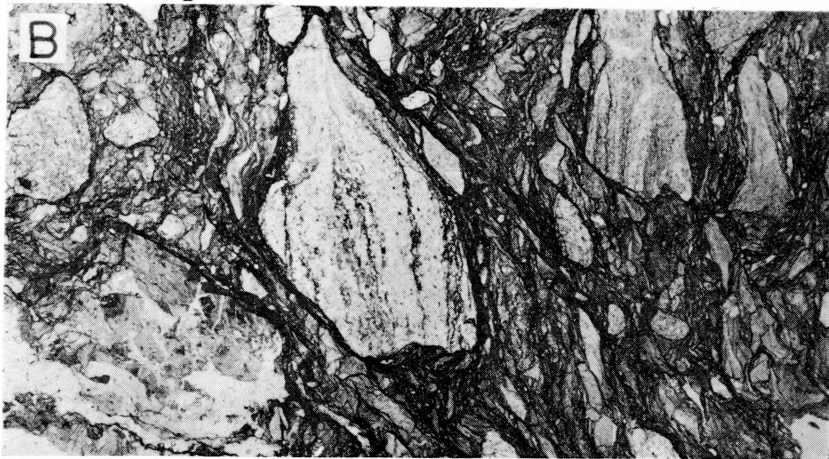
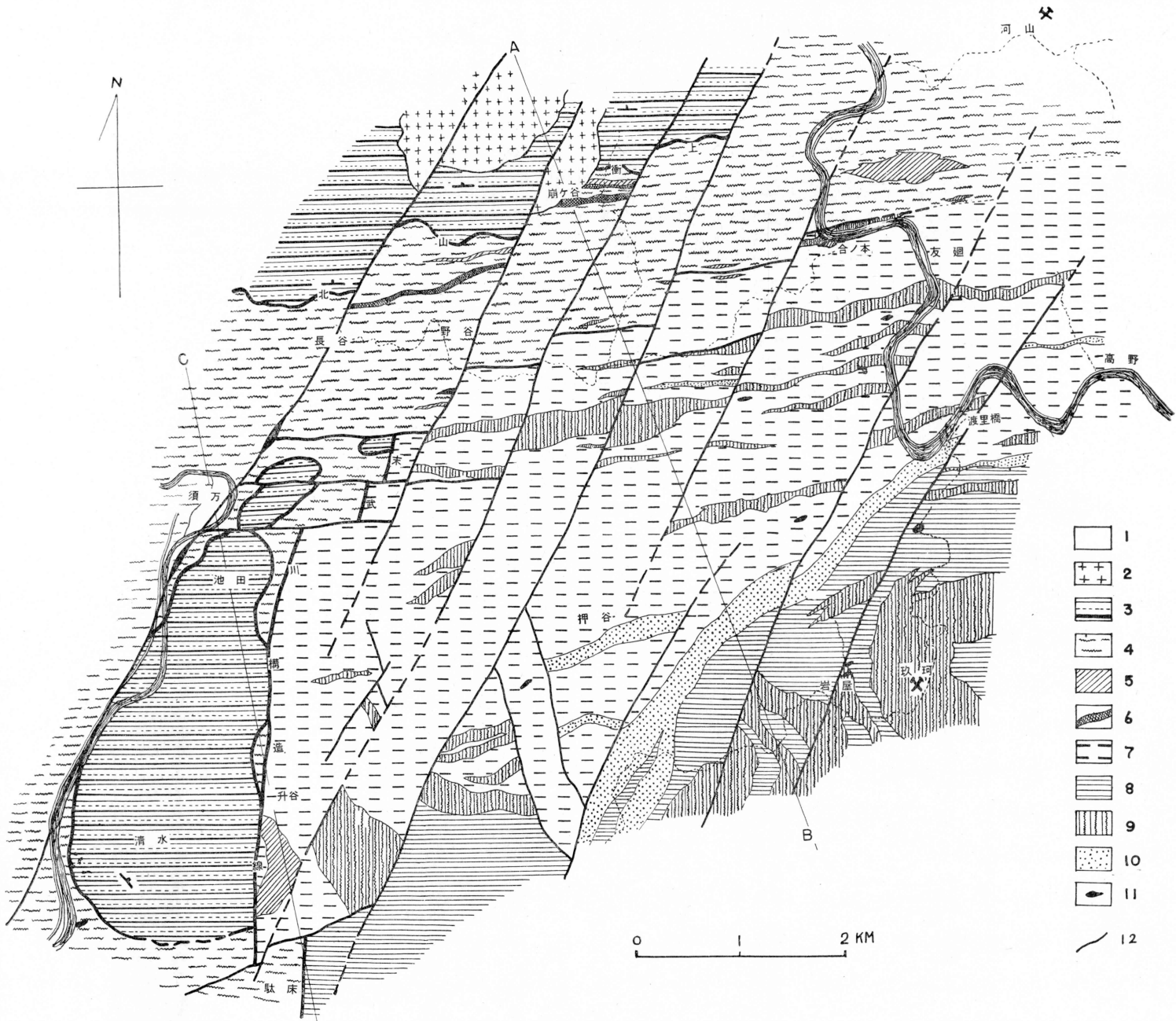


図 版 説 明

- A 剪断岩の薄片拡大図, 黒色準片岩
美川町西ヶ谷
- B 剪断岩の薄片拡大図, 黒色準片岩
斜交する cleavage が発達している
都濃町大久保
- C 顕微鏡写真黒色準片岩 ×40
絹雲母・緑泥石により片理が発達して
いる
美川町野谷
- D 顕微鏡写真 黒色準片岩 ×40
肉眼的には剪断の影響は認められない
が顕微鏡下では破碎構造が著しい。
都濃町柏谷

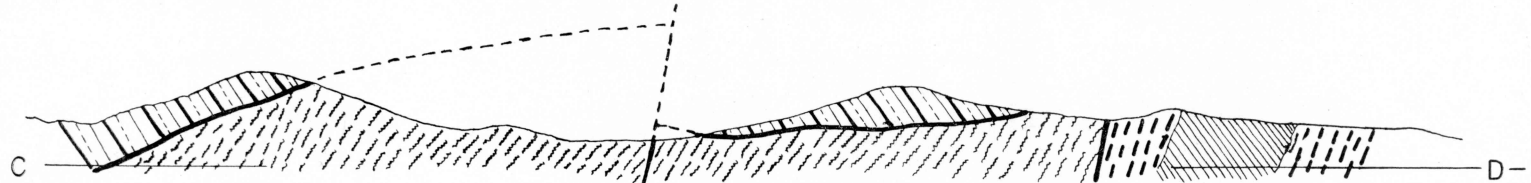
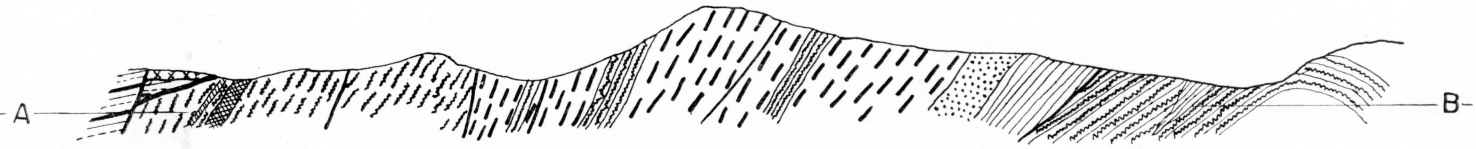


山口県須万東方の地質図



- 1 [Blank box]
- 2 [Cross-hatched box]
- 3 [Horizontal hatched box]
- 4 [Wavy hatched box]
- 5 [Diagonal hatched box]
- 6 [Serpentine hatched box]
- 7 [Vertical hatched box]
- 8 [Horizontal hatched box]
- 9 [Vertical hatched box]
- 10 [Dotted box]
- 11 [Leaf-shaped symbol]
- 12 [Wavy line symbol]

0 1 2 KM



凡 例

1 : 沖積層, 2 : 流紋岩類, 3 : 大田層群, 4 : 黒色片岩, 5 : 緑色片岩, 6 : 蛇紋岩, 7 : 剪断岩 (泥質),
 8 : スレート, 9 : チャート, 10 : 砂岩, 11 : 石灰岩, 12 : 断層.