

## 西中国地域における三郡期・領家期の重複変形

豊原富士夫\*・前坂 巖\*\*・九十九光博\*\*\*

Foldings in the ages of the Sangun and Ryoke metamorphisms  
and their superposition in West Chugoku, Japan

Fujio TOYOHARA\*, Iwao MAESAKA\*\* and Mitsuhiro TSUKUMO\*\*\*

**Abstract** In the Sangun–Yamaguchi zone in the eastern Yamaguchi Prefecture, folds in the microscopic scale (microfolds), which are considered to have been formed at the time of the Sangun metamorphism, are flow fold, fold with crenulation cleavages, or fold with slaty cleavages in folding style. The axes of the microfolds have not a uniform trend. Folds in the mappable scale, which have E–W trendig axes, are flexure-slip ones in style.

In the Ryoke zone, microfolds, the axes of which trend in a E–W direction, change their style from south to north, from the style of flow fold to that of fold with slaty cleavages through that of fold with crenulation cleavages. This change of folding style is considered to be due to a northward temperature decrease at the stage of the Ryoke metamorphism. Microfolds are presumed to change into flexure-slip ones in style further northward. Folds in the mappable scale have the axes running from east to west, which agree in the direction with those of the macroscopic folds in the Sangun–Yamaguchi zone as well as those of the microfolds in the Ryoke.

Folds in the mappable scale both in the Ryoke and in the Sangun–Yamaguchi zone appear to be harmonious with each other in geologic profiles and their axial trend. The folded strata in the zones include Upper or Middle Jurassic ones and are covered unconformably by the Upper Cretaceous sedimentary or volcanic rocks or intruded by dykes of the same age. On the basis of these data, it is concluded that the folding in both zones were of the same age. It took place in the time ranging from the latest Jurassic to the Early Cretaceous, which is in agreement with the age of the Ryoke metamorphism, when the microfolds in the Ryoke zone were also formed. The macroscopic folds with the style of flexure-slip ones in the Sangun–Yamaguchi zone are considered to have been formed in this age under the lower temperature condition than in the Ryoke metamorphic rocks proper, superposing upon the microfolds which had been formed in the age of the Sangun metamorphism.

## はじめに

三郡-山口帯 (KIMURA &amp; TOKUYAMA, 1971) に関し

\* 熊本大学理学部地学教室. Geological Institute, Faculty of Science, Kumamoto University, 2-39-1 Kurokami, Kumamoto, 860 Japan.

\*\* 日本工営株式会社. Nippon Koei Co Ltd., Nihon Seimei Building, 3 Miya, Omiya, 330 Japan.

\*\*\* 福岡県行橋中学校. Yukuhashi Junior High School, 1-11-1 Ohashi, Yukuhashi, 824 Japan.

て最近の約10年間に明らかになってきた重要な事実として、放散虫化石からジュラ系が分布すること(例えば、早坂ほか, 1983)、古くから知られている大賀衝上断層 (KOBAYASHI, 1941) 以外にも、大規模な衝上断層が幾つか存在すること(例えば、早坂・原, 1983; OTOH, 1987)、三郡変成岩類の放射年代が複数のグループ存在すること(柴田・西村, 1985; 西村・柴田, 1986)を挙げることができる。これらの新しい事実の陰に、三郡-山口-領家帯の重要な地質

構造が褶曲であることや、地質構造上山口帯と領家帯が連続あるいは漸移しているというすでに知られている事実、あまり注目が払われなくなっている観がある。これらの事実は三郡結晶片岩類の変形を含めて、三郡-山口帯の地質構造をみるときは、領家期の変形をも考慮する必要があることを示している。山口県東部には、領家変成岩類プロパーからその弱～非変成層、三郡結晶片岩類およびその弱変成層が分布している。この地域は、それぞれの変成作用に関連した大小の地質構造(本論ではそれらを領家期、三郡期の変形あるいは地質構造と呼ぶ)を調べ、両者の関係をみるのに適した、あるいはそれが可能な唯一の地域であると思われる。

本論では、これら二つの時期の地質構造、とくに大小の褶曲構造に焦点を当てて述べる。なお、変形様式に関して述べるときは、とくにことわりがない限り、泥質岩に観察されるものを記述している。

### 錦川中流地域の三郡-山口-領家帯 (弱～非変成部)の地質構造

#### 1. 分布する地層

錦川中流域の錦町、美川町およびそれらの周辺に分布する地層は、三郡変成岩類プロパー(都濃層群)、その弱～非変成部の錦層群、地体構造上の所属について後述するような問題のある美川層群、領家帯弱～非変成部の玖珂層群に分けられる(豊原, 1976; TOYOHARA, 1977)。都濃層群は結晶片岩化した泥質岩を主とし、苦鉄質火山岩類や砂質岩等を含む。錦層群は砂岩を主とする層と、泥岩・中性～酸性凝灰岩を主とする層からなる。砂岩を主とする層は、分布上少なくとも2層はあるように見える。このうち地域北西部木谷原付近や北部の出合から錦川に沿って南下して原付近までに、三郡結晶片岩類(都濃層群)を囲むように分布する砂岩には(Fig. 1)劈開も

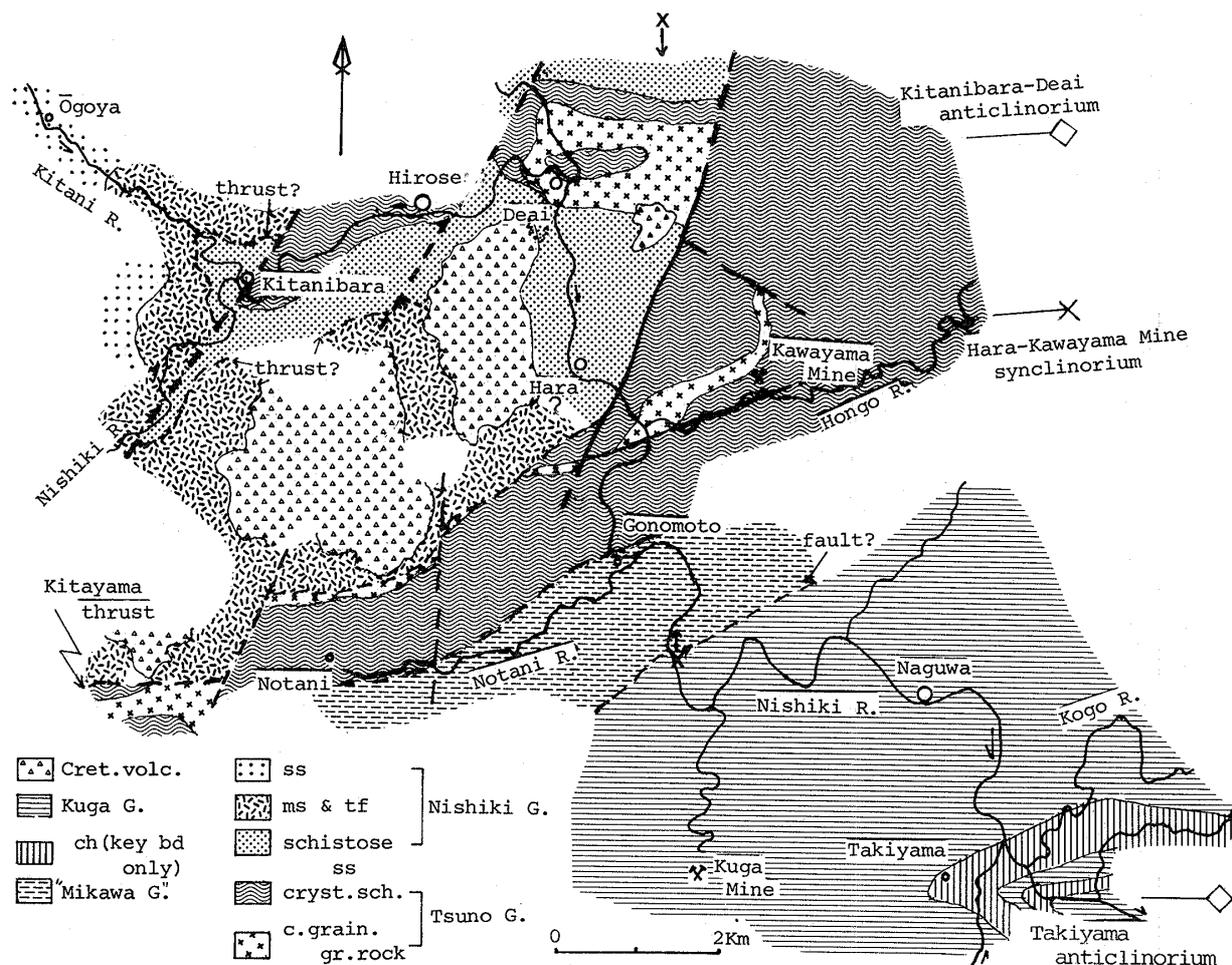


Fig. 1. Simplified geologic map in the Nishiki-Mikawa area (in the mid. reaches of the Nishiki River) (modified from TOYOHARA, 1977).

ss : sandstone, ms : mudstone, tf : tuff, ch : chert, volc : volcanic rock, cryst. sch : crystalline schists, c. grain gr rock : coarse grain green rock.

しくは片理面が発達し(Plate I-c), かつて準片岩と呼ばれた(小島・佐々木, 1950). もう一つの砂岩は, 地域北西端部に分布するもので, 片状構造はあまり発達しない(Plate I-d). ただし, 挟まれる泥岩中にはスレート劈開が見られる. 泥岩・凝灰岩を主とする層にもスレート劈開が観察される. 地域北西部に分布する本層からは二畳紀を示す放散虫化石が発見されている(中・石賀, 1985).

地域南部に分布する玖珂層群は主としてスランプ礫岩, 泥岩, チャートからなる. 泥質岩(泥岩およびスランプ礫岩の基質)中に一般に見られる penetrative な構造はスレート劈開である(Plate I-f). チャートから三畳紀を示すコノドント化石(豊原, 1974; TOYOHARA, 1977)が, 泥岩からは *Entomonotis* (HASE, 1961) や, ジュラ紀前・後期を示す放散虫化石(早坂ほか, 1983)が発見されている.

都濃・錦層群と玖珂層群に挟まれて分布する美川層群は, 主としてチャート・泥質岩細互層(チャートラミナイト: 吉田, 1981), スランプ礫岩からなり, チャートや苦鉄質火山岩を含む. 泥質岩中には, 三郡結晶片岩類中のものほど強くはないが, 片理面が発達する. 本層群は, チャートから二畳紀を示すコノドント化石が産出し, それによって二畳系であると考えられてきた(豊原, 1976). 最近, 本層群の泥質岩からジュラ紀を示す放散虫化石が発見されたことによって, 美川層群はジュラ系であることが示され, 玖珂層群の一部ではないかと考えられている(高田・磯崎, 1986; 高田, 1987). しかしながら, 両層群のあいだには, 以下に述べるような異なる点がみられる. それらの違いが, 一連の地層の中での地域とか層準の違いによるものか, もともと異なる地層群であることに起因するのかは議論の生じうるところであり, 筆者ら自身も現時点では結論を出せないでいる. 本論では異なる点に着目して, 美川層群, 玖珂層群に分けて記述する.

高田(1987)は, 多くの地点から発見した放散虫化石に基づいて, ジュラ系分布地域(本論における美川・玖珂両層群をあわせた分布地域)を南北二つのユニットに分け, 北部の地層の方が南部のものよりも古い時代の地層であることを示している. 高田(1987)の両ユニットの境界と豊原(1976)の美川・玖珂両層群の境界の位置は少しずれているが, ここに異なる二つの時代の地層群が分布しているという点では, 認識に変わりはないように思われる. 高田(1987)によって報告された放散虫化石のうち泥質岩から発見されたものをみると, 豊原(1976)の美川層群にあたる地層からはほとんど後期三畳紀～前期ジュラ紀の, 玖珂層群からはそれより若い前期ジュラ紀ないしは中期ジュラ紀～後期ジュラ紀の放散虫が産出している. 現時点では, これらの放散虫が示す時代を地層の時代とみなしてよいと思われる.

美川層群の層序・構造上の所属については次の点も考慮する必要がある. 一つは美川層群が変成作用を受けている点である. 泥質岩中には, 再結晶鉱物として, 普遍的にセリサイトが見られ, それが配列して片理面を形作っている. また, 苦鉄質火山岩類にパンペリー石が見られる場合もある. もう一点は, 三郡結晶片岩類中にしばしば見られるのと類似した縮緬じわ劈開をもつ小褶曲が美川層群中にも観察されることである(Plate I-e).

美川層群と玖珂層群を比べてみると, セリサイトの結晶度は美川層群中の方がよいようにみえる. この違いが, 美川層群中の面構造は片理面と呼ばれ, 玖珂層群中のものはスレート劈開と呼ばれてきた理由の一つであろう. 縮緬じわ劈開は美川層群中にはしばしば観察されるが, 玖珂層群中にも, その分布北部では, まれには発見されることがある. ただし, 玖珂層群中のものは, 1枚の薄片中にまばらに見られるにすぎない. 両層群間のこれらの texture の違いが, 同一の再結晶作用・変形運動における強弱な

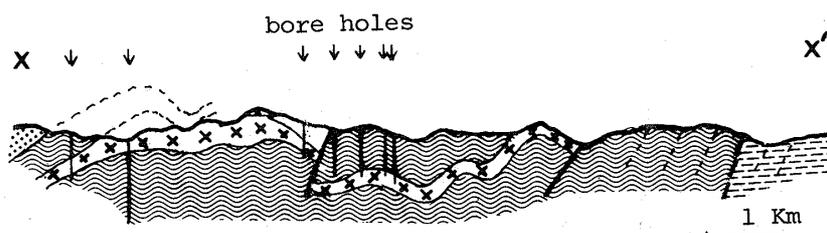


Fig. 2. Geologic profile in the Sangun-Yamaguchi zone in the Nishiki-Mikawa area, along X-X' in Fig. 1. See Fig. 1 on legend.

のか、異なる成因なのかは現在のところ不明である。

上の事実の中で注目してよいと思われるのは、美川層群の受けた変成作用である。その変成作用が領家変成作用に関係したものなのか、三郡変成作用に関係したものなのかは、検討してみる価値がある。この地域の玖珂層群は、南方に位置する由宇-柱野地域の領家変成岩類ブローパーと岩相・地質構造上一連のものと考えられ(KOJIMA, 1953; 豊原, 1974)、その弱~非変成部であるとみられる。美川層群が領家変成作用の影響を弱く受けたと考えると、北に位置する美川層群の方が、その南に分布する玖珂層群よりも、セリサイトの結晶度がよく、また片理面も発達しているという事実をどう説明できるかに疑問が残る。

美川層群から前期ジュラ紀を示す放散虫化石が産出することから(高田, 1987)、その変成作用は都濃層群の受けた三郡変成作用(225 Ma 前後: 西村ほか, 本地質学論集)と同時期のものではない。三郡変成岩類と呼ばれる変成岩類の中には、これより若い変成年代をもつものが知られている。鳥取県若桜地域に分布する八東層の変成年代は130~170 Ma であるとみられる(西村・柴田, 1986)。筆者らの一人豊原の予察的調査によると、八東層に見られる微小褶曲は、ほとんどのものが縮緬じわ劈開を伴う褶曲であり、美川層群に見られる変形と同様である。八東層の構成岩石にチャートラミナイトが多い点などの岩相や、パンペリー石を産することも相互に類似している。八東層に知られる変成年代と、美川層群中の放散虫化石の示唆する地層の時代との前後関係は、微妙であるようにも思われるが、美川層群の変成時期をこの時期であると考えざるを必ずしも否定するものではなさそうである。

上記の可能性のほかに、美川層群が都濃層群に衝上されたと考え、それによって生じた構造的荷重圧によって美川層群が変成されたというような、他の考え方もありうる。いずれにせよ、将来、美川層群の受けている変成作用の性質と変成時期が明らかにされることが望まれる。

## 2. 大地質構造

調査地域の基本的大地質構造は褶曲である。この褶曲構造が最も確実にわかるのは地域北部においてである。ここでは都濃層群と錦層群の少なくとも片状砂岩層と一緒に、西方にプランジした東西方向の軸をもって、褶曲している(Figs. 1, 2)。地域北部

の木谷原-出合付近を通る軸をもつ複背斜、その南方の原-旧河山鉦山付近を通る軸をもつ複向斜の存在は疑いえない。これらの褶曲構造は、これらが開いた褶曲の形をとるので、地表調査による走向・傾斜の変化や岩相の繰り返しパターンからも明らかにされるが、旧河山鉦山が行ったボーリングによって裏づけられる。河山鉦山はその操業中約270本のボーリングを行っているが\*、出合北方五味付近から原南方および河山鉦山付近にかけては、地下浅所に鉦床胚胎層準の地層があるために、とくに密にボーリングがなされ、掘削地点数は100前後に達する。鉦床胚胎層準が、地表では出合付近や河山鉦山付近に露出する粗粒緑色岩より上位であったために、多くのボーリングはこの緑色岩にまで達している。この緑色岩や片状砂岩は、肉眼による岩石の鑑定でも間違える可能性は小さいので、ボーリング柱状図において、これらとほかの層との境界の位置は信頼を置ける。Fig. 2はいくつかの掘削地点を通るような断面線で切った地質構造断面図である。断面線から100 m 以内のボーリング・データも考慮されている。なお、これらの褶曲軸が西方へプランジしていることも、ボーリング柱状図を利用して東西方向の地質断面図を作製することによって、明らかになっている。このような西方にプランジした褶曲構造に規制されて、地表における地層の分布形態は、背斜軸部において西方に凸面を向けた馬蹄型をなしている。

同様の複背斜は玖珂層群分布域にも見られる。その軸跡は滝山付近を通り(Fig. 1)、上記都濃・錦層群中のものと同じく東西方向に走る。地層は西方に凸面を向けた馬蹄型の分布をとり(Fig. 1では連続性のよいチャートを2層だけ鍵層として示した)、この軸がやはり西方にプランジしていることを示している。この分布形態はチャートがオリストリスであるとしても、大きくは変わらないと思われる。

このように、調査地域の地層は、三郡-山口帯のものも、領家帯弱~非変成部のものも、その基本構造として褶曲を形作っており、それらの褶曲構造は調和的である。すなわち、大褶曲構造をみる限り、全体の地層が同一の褶曲運動を受けていると考えられる。

\* 筆者の一人豊原は、まだ操業していた頃の河山鉦山、閉山後の日本鉦業K.K.本社で、これらのボーリングのうちの約半分の柱状図を写させていただいて保持している。

三郡-山口帯中の一つの重要な地質構造として、衝上断層の存在が注目されている。本調査地域では、西部において錦層群分布南縁を限る北山衝上断層(小島・佐々木, 1950)の存在が知られている。この北山衝上断層は都濃層群(三郡変成岩類プロパー)と錦層群との境界に沿って全域に続くという意見があるが、これはさらに検討の必要があるように思われる。地域北東部の原と旧河山鉱山との間を通る両層群の境界は高角の断層である。この境界の東西 100 m 以内に掘削された 20 本近くのボーリング柱状図を用いて、都濃・錦両層群の地下における境界を追跡してみると、この境界が低角の断層でないことが明らかである。

出合付近の両層群の境界については、両者の地質構造が調和的であるかどうかの一つの大きな検討点であろう。出合北方から原付近にかけての地域で掘削されたボーリング柱状図を検討すると、地下における両層群の境界は、鍵層になる緑色岩(とくにその下底面)とともに、地表調査から推定される褶曲構造と調和的な形態をとっているように見える。この付近の両層群には片理面が発達するが、後述するように、それらは一連のものであると考えられる。また、ボーリングの結果では、ほとんどの場合、錦層群の片状砂岩と確実な結晶片岩との間に(ときに数 10 m の間、錦層群の泥岩なのか都濃層群の泥質片岩なのかボーリング柱状図からは読み取れない場合があるので、幅を大きくとった)、地域西部の北山衝上断層に伴って露頭で観察されることが報告(小島・佐々木, 1950)されているような、破碎帯は見られない。これらは、両層群の間に大きな構造的不連続面がないことを支持しているように思われる。一方、より詳細にみたとき、出合付近において都濃層群の最上部が地表に露出していない点のように、両層群の境界を衝上断層とみるのも、一つの解釈としては、ありえることを示す事実もみられる。この境界についてはさらに検討が必要であろう。その境界が衝上断層であるとしても、それは褶曲運動以前に形成されたものか、褶曲形成に伴うデコルマであろう。両層群が一緒になって褶曲を形作っているのは間違いないと思われる。

上に述べたように、錦層群と都濃層群の境界に沿って、全域にわたって、北山衝上断層が連続すると考えるのは疑問であるが、この断層もしくは他の衝上断層が上記とは異なる位置を通っている可能性

はある。最もありうる位置は、地域北西部木谷原付近の片状砂岩層と泥岩・凝灰岩層との境界である。この付近では川沿いの地形的に低い位置には片状砂岩が、山腹や尾根の高い位置には泥岩・凝灰岩が分布する。この分布を説明できる二つの解釈がある。一つは、低角の断層が存在するという解釈である。この場合、下盤側に位置する片状砂岩を、上盤側の錦層群と同一の層群に属するものではなく、都濃層群の一部であるとみることも可能であろう。他の解釈は、この付近が木谷原-出合複背斜の軸部にあたり、地層の傾斜が非常に緩いため生じた分布形態であるという解釈である。どちらであるのか、現時点では結論を出せない。

### 3. 小地質構造、とくに小褶曲

三郡結晶片岩類(都濃層群)に発達する片理面は、異なる岩質間の境界面(層理面)付近で観察すると、層理面と平行あるいは平行に近い。錦層群の泥質岩にとくによく発達する面構造は、スレート劈開と呼びならわされるが、層理面との関係は都濃層群の片理面の場合と同様である。泥質岩にみられる両者の違いは面構造を形作って配列するセリサイトの結晶の大きさが異なる点である。都濃層群の下部では、結晶度がよく典型的な片理面の texture をもっている。上部では、淡緑色石英片岩にみられる texture はより下位のものと同様で変わらないが、それを挟む泥質岩の texture は、錦層群の片状砂岩中に挟まれる泥岩のものと似ていて、スレート劈開と呼んだ方がよい場合がある(Plate I-h)。片理面・スレート劈開という異なる名称で呼ばれるけれど、両者は漸移していると考えられる。

都濃層群中には、波長数 cm ~ 数 10 cm の小褶曲がしばしば観察される。短い波長をもった褶曲の褶曲波面が、より大きな波長の褶曲を形作っているのがしばしば見られる。小褶曲には少なくとも二つのステージのものがある(豊原, 1976)。一つはその軸面が片理面と平行な閉じた褶曲である(fold I)。この褶曲は次に述べる後成の褶曲の影響によってか、あまり多くは観察されない。褶曲様式は流れ褶曲あるいは縮緬ちりめんじわ劈開へきをもつ褶曲であると思われる。都濃層群上部には、上述のスレート劈開状の軸面劈開をもった小褶曲が観察されるところがある(Plate I-h)。さらに詳しい研究が必要であるが、都濃-錦層群中の片理面・スレート劈開はこの時期の褶曲運動と関係して形成され、流れあるいは縮緬じわ劈開

をもつ褶曲からスレート劈開をもつ褶曲(いわゆる  
剪断褶曲)へと階層構造をなしていた可能性がある。

片理面が小褶曲を形作っているのはしばしば観察される(fold II). 上述の fold I とこの褶曲の両方が観察される露頭では, 形の上で, fold II が fold I の軸面を褶曲させている. 見かけ上片理面が褶曲しているといっても, 顕微鏡スケールでは, 片理面上に並んだ個々のセリサイトが曲がっているわけではない. 後述する領家帯の流れ-縮緬じわ劈開をもつ褶曲と同様に, 隣接する自形のセリサイトが横方向に角度を変えながら配列し, 全体として褶曲を形作っている. 都濃層群にみられる fold II の褶曲様式は, 流れ褶曲および帯状~不連続縮緬じわ劈開(zonal~discrete crenulation cleavage)をもつ褶曲である(Fig. 3). 都濃層群において流れ褶曲と呼んでいるものは, 顕微鏡スケールで, 個々の背斜・向斜は領家帯の流れ褶曲と同様の texture をもっているが(cf. Fig. 5), 薄片全体のスケールでみると, 数箇所の翼部に, セリサイトの配列方向に斜交する帯状縮緬じわ劈開に似た部分が観察されることが多い

(Plate I-g). ただし, 縮緬じわ劈開とはその発達密度が大きく異なる. この点は領家帯の流れ褶曲とは少し違っている. 流れ褶曲は都濃層群の下部に多く見られ, 縮緬じわ劈開をもつ褶曲は中・上部に多い傾向はあるが, 後述する領家帯におけるほど規則性をもった textures による分帯は現在のところできない.

fold II の小褶曲軸のトレンドとプランジを Fig. 4 に示した. 一つの露頭で 20~30 の軸のトレンドとプランジを測定すると, それらはいずれも 20~30° の範囲内におさまる. Fig. 4 はこのようになんらの数測定できた場合だけについて, 一つの露頭における平均的な方向を 1 点として示してある. この図に現れるように, 小褶曲の軸の方向はかなりバラついている. また, 地質図スケールの褶曲軸の方向である東西と異なった方向をもつものが多い. これは, 後述するように, 小褶曲が形成された時期と, 大褶曲が形成された時期とが異なっているためであると考えられる.

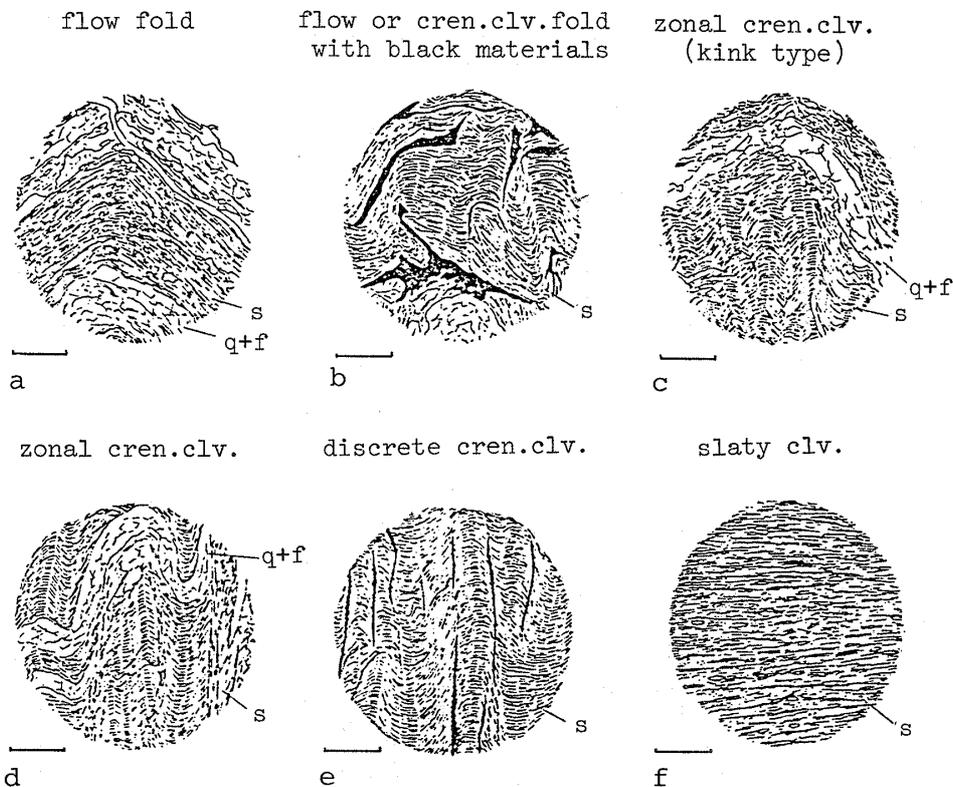


Fig. 3. Textures of microfolds II (a~e) in the Sangun pelitic schists in the Nishiki-Mikawa area. f: Slaty cleavage in the mudstone intercalated in the schistose sandstone. q: quartz, f: feldspar, s: sericite; scale bar=0.5mm.

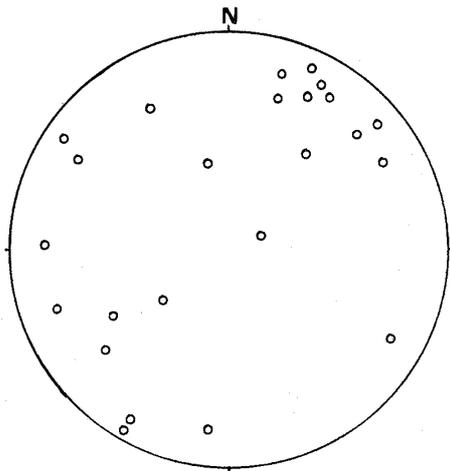


Fig. 4. Equal-area projection (lower hemisphere) of axes of microfold II in the Sangun metamorphic rocks in the Nishiki-Mikawa area.

Each point shows the average trend and plunge of a few tens of axes measured at an outcrop.

### 領家帯の地質構造

領家帯の地質構造については別に報告する予定なので、ここでは簡単に述べる。領家帯の地質構造のなかで、とくにその褶曲様式の系統的变化が注目される。この変化が最もよく現れているのは西九州の領家帯北部である。この領家帯の岩石は、南から北へ、肥後片麻岩類、間の谷片岩、水越層と呼ばれる。変成度は南から北へ下降していく(YAMAMOTO, 1962; TSUJI, 1965)。小褶曲様式は、南から北へ、流れ褶曲、縮緬じわ劈開をもつ褶曲、スレート劈開をもつ褶曲へと変化する(豊原・中村, 1983a, b)。これらの各褶曲様式は地質図上で zone を形作る(これを textural zone と呼ぶ)。これらの zone の境界、すなわち、褶曲様式の変化する地点を結んで得られる線を小褶曲様式アイソグラッドと呼ぶとすると、このアイソグラッドは変成鉱物組合せの変化によって決められる変成アイソグラッドと平行になっている。この事実や、小褶曲が変成鉱物の配列によって形作られていること等から、上記の小褶曲は領家変成作用と同時期に形成され、その様式の変化は、各様式をもつ岩石が置かれた変成条件、おそらくは主として温度条件の違いを反映していると考えられる。このような褶曲様式の変化は、構造層準(tectonic level)の違いに応じてしばしば現れることが知られているが(例えば、KIMURA, 1968; IWAMATSU, 1975)、本質的には深さの違いによるのではなく、変形時の

温度圧力等の物理条件の違いによって起こると考えてよい。階層構造としてスレート劈開をもつ褶曲より上位の構造層準には曲げ-スリップ褶曲が現れる。西九州領家帯北部には、若い時代の地層や火山岩類に覆われて地表には露出していないが、スレート劈開の発達する水越層分布域の北方に、より温度の低い条件下で曲げ-スリップ褶曲の形成された地層が存在すると思われる。なお、西九州領家帯では、肥後片麻岩類の南に分布する花崗岩質岩地帯に最高温度部があり、そこから南方に向かって再び変成度が下降する(植田, 1961)。その弱変成部にあたる竜峰山帯南部にもスレート劈開が発達し、上述の変形様式の変化が温度条件の違いによるものであることを支持している。西九州領家帯でも、次に述べる山口県東部と同様、大小の褶曲軸の方向は大略一致している。

山口県東部の由宇-柱野地域には珪線石帯から黒雲母帯に至る領家変成岩類が分布する。この地層は玖珂層群の一部であると考えられている(KOJIMA, 1953)。この地域でも、西九州領家帯と同様の小褶曲様式の系統的变化がみられる。ここに観察される小褶曲の textures を Fig. 5 に示した。それらは流れ褶曲、縮緬じわ劈開をもつ褶曲、スレート劈開に大別される。流れ褶曲と呼ぶものには3種の textures がある。褶曲の曲面の接線方向に雲母類が配列するもの(type 1)、個々の雲母は褶曲軸面に平行に配列しながらも、それらの雲母類を含む layer は褶曲を描くもの(type 3)、両者の textures が一緒にみられるもの(type 2)の3種である。縮緬じわ劈開をもつ褶曲の劈開にも3種ある。一つは多層をなす雲母類が褶曲を形作っているとき、その一翼部の雲母が同一の方位を向いている(したがって、顕微鏡のステージを回転していくと一斉に消光する)もので、ここでは“キンク”型の帯状縮緬じわ劈開と呼ぶ(type 4)。二つめも帯状縮緬じわ劈開と呼ぶが、この type のものでは、劈開が数10 $\mu$ m の幅をもっていて、その内部はそれ以下の大きさの雲母によって占められている(type 5)。次の不連続縮緬じわ劈開と異なって、帯内部の鉱物が雲母であることが顕微鏡下で識別できる。三つめは不連続縮緬じわ劈開と呼ばれるもので、数10倍程度の顕微鏡下では黒い線状に見える劈開である(type 6)。スレート劈開は、この劈開の方向に雲母類が配列していることによって特徴づけられる(type 7)。

一つの薄片内にいくつかの type が観察されることがある。変成鉱物の共存をみるのと同様の手法で、上記の type の組合せを観察し地図上にプロットすると、この地域では三つの textural zone に分帯できる。それらの textural zone は、南から北へ、流れ褶曲 (types 1, 2, 3) が見られ、他の type が見られない帯、帯状縮緬じわ劈開 (type 4, 5) が見られ、不連続縮緬じわ劈開 (type 6) が見られない帯、不連続縮緬じわ劈開が見られることによって特徴づけられる帯である。地域のより北方では、詳しい調査は行っていないが、縮緬じわ劈開は発達せず、スレート劈開が見られる。

由宇-柱野地域の領家変成岩類では、南から北へ向かって変成度が下降する (例えば、中島, 1983)。その変成アイソグラッドと上述の小褶曲様式のアイソグラッドとは平行である。小褶曲は、変成鉱物が曲げられる等の変形によって形作られるのではなく、それらが配列することによって作られている。これらの事実から、この地域の小褶曲も、西九州領家帯と同じく、領家変成作用の条件下で形成されたと考えられる。

由宇-柱野地域の上記小褶曲の軸の方向は、比較

的バラつきが小さく、東西に近い。この地域には地質図スケールの複背斜もみられるが、その軸の方向も東西で、小褶曲軸の方向と一致する。

### 三郡期・領家期の褶曲の重複

領家帯の大小の褶曲の形成は、ジュラ紀末から白亜紀前期の期間中のいずれかの時期である。西中国地域では、領家帯弱～非変成部の地層からジュラ紀後期を示す放射虫化石が発見されている (早坂ほか, 1983)。一方、領家帯の地層は西九州では、非変成の上部白亜系姫浦層や御船層に不整合に覆われている (植田・古川, 1960; 柳田, 1958)。放射年代測定による領家変成岩類の変成時期もこの期間に入る (例えば、地質アトラス出版委員会, 1982)。領家帯の小褶曲の形成は領家変成作用の時期であると考えられること、上述の層序。構造上の事実から大褶曲も少なくとも同じ頃に形成されたと考えてよいこと、大小の褶曲軸の方向が一致すること等から、領家帯の褶曲は、地質図スケールのものも小褶曲も、ステージが異なることはあるかもしれないが、同一の褶曲運動によって形成されたと考えられる (領家期の褶曲)。

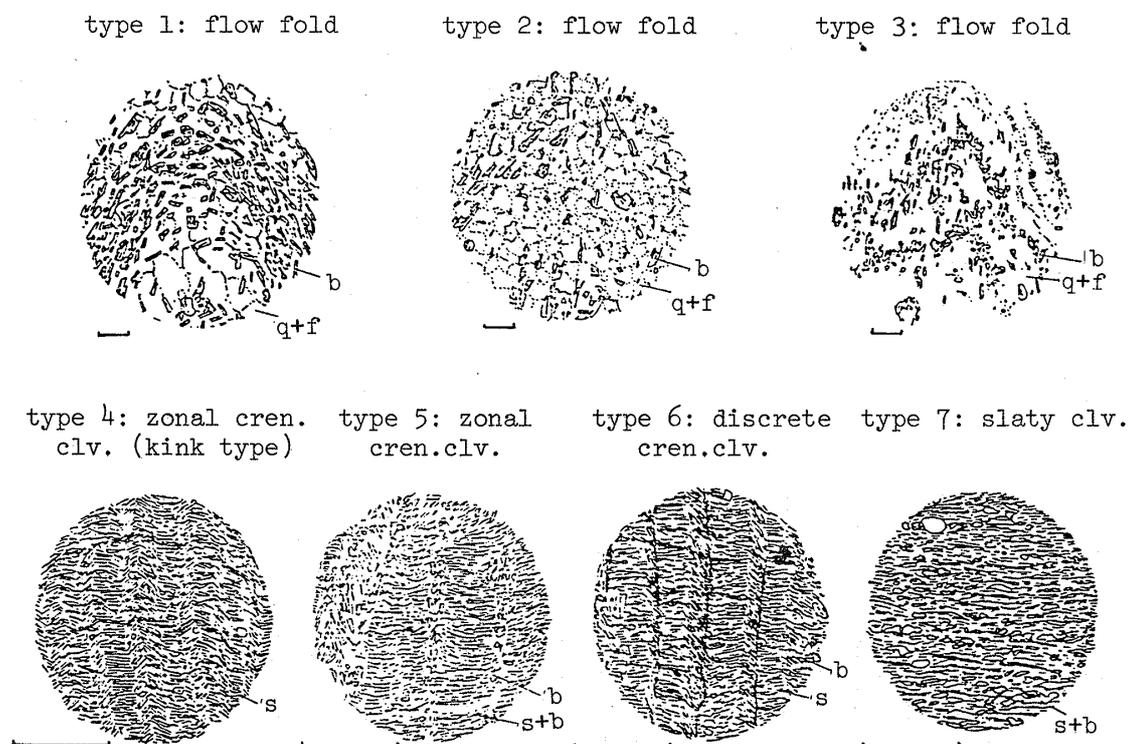


Fig. 5. Textures of microfolds in the Yuu-Hashirano area in the Ryoke zone.  
q: quartz, f: feldspar, b: biotite, s: sericite; scale bar=0.5mm.

錦川中流域では、三郡-山口帯の大褶曲と領家帯弱～非変成部のそれが、調和的であることはすでに述べたとおりである。由宇地域を含めて、三郡-山口-領家帯の大褶曲は東西方向の軸をもっている。これらの褶曲は白亜紀後期の安山岩質～流紋岩質火砕岩類の活動より前に形成されている(例えば、TOYOHARA, 1977)。三郡-山口帯の東西方向の軸をもつ大褶曲は、これらの地域ばかりでなく、さらに北方の島根県日原地域(Fig. 6)にも知られている(KIMURA, 1960; TOYOHARA, 1977)。日原地域には複向斜が存在するが、それを形作る地層は、玖珂層群と同様の岩相をもち、ジュラ紀中期を示す放散虫化石を産出する(早坂ほか, 1983)。この褶曲構造は白亜紀後期と考えられる安山岩質の岩石に、構造的不調和に貫入されている。日原地域の複向斜も領家期に形成されたと考えられる。このように、中国地方西部の三郡-山口-領家帯に知られる地質図スケールの褶曲は、互いに調和的であり、形成の時期も同一であるとみてさしつかえないことから、同一の褶曲運動によって作られたと考えられる。すなわち、それらの大褶曲は領家期の変形であると思われる。

都濃層群に観察される小褶曲(folds I, II)は、一般に変成条件下で形成されると考えてよい様式をもつことや、領家変成岩類中の小褶曲と同様の textures をもつこと等から、三郡変成作用と関連して形成されたとと思われる(三郡期の褶曲)。三郡変成岩類中の小褶曲では、褶曲を形作って配列する鉱物として黒雲母が含まれない点が領家帯のものとは異なる。この違いは、温度・静岩圧等の物理条件がある領域内にあるときには、同様の様式をもった褶曲が形作られることを示している。

錦川中流域の三郡変成岩類に見られる小褶曲軸の方向が大褶曲軸の方向と一致しないのと、領家帯ではそれらが一致しているのとは好対照をなしている。筆者らの調査によると、同様のことが、領家変成作用の黒雲母帯の岩石と三郡変成岩類が末武川断層を挟んで接して分布する末武川地域にもみられる。前述のように、三郡-山口帯の東西方向の軸をもつ大褶曲は領家期の変形であると思われることから、これらの地域で大小の褶曲軸の方向が一致しないのは、両者が異なる褶曲運動によって形成されたことを示すと考えられる。三郡期の小褶曲軸の方向がバラついているのは、領家期およびその他の時期の変形をも受けているからであろう。

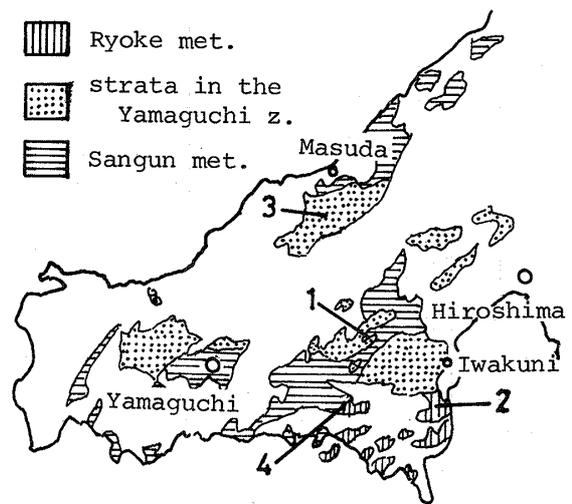


Fig. 6. Situations of the areas discussed.

1 : Nishiki-Mikawa area (mid. reaches of the Nishiki River), 2 : Yuu-Hashirano area, 3 : Nichihara area, 4 : Suetake River area.

三郡-山口帯における褶曲の重複は褶曲様式の観点からも示される。錦川中流域では、2箇所で地質図スケールの褶曲軸部を観察できる。木谷原-出合複背斜の軸部が木谷原で観察される(Plate I-a)。ここには片状砂岩が分布する。この砂岩は泥岩(スレート)の薄層を挟み、砂岩自体も層状なので、容易に層理面を識別できる。層理面と劈開面(片理面)は平行である。これらの面が、非常に緩い傾斜をもって、半波長 20 m 程度で波打っている。層理面・片理面は板を曲げたような曲面を描き、一部には折れたように急に傾斜角度の変化するところも見られる。この褶曲形成に伴って流動が起こった形跡は認められない。軸面劈開も観察されない。このような特徴からみて、この褶曲は曲げ-スリップ褶曲の範疇に入る低い温度・圧力条件下で形成された変形であると推定される。少なくとも、変成条件下で流動や再結晶を伴って形成された三郡変成岩類中の小褶曲とは、変形時の物理条件を異にしている。

領家帯弱～非変成部の滝山を通る複背斜軸部が、錦川沿岸を走る国道187号線沿いに露出している。ここに分布する層状チャートは、西方に凸面を向けた馬蹄型の分布(Fig. 1)と調和的に、走向・傾斜の方向を徐々に変化させる。スランプによるとみられる横方向の層厚の変化がいくつかのベッドに観察されるが、褶曲に伴って起こったと考えられるような規則性をもった流動や劈開は認められない。岩質の違いはあるが、木谷原-出合複背斜に見られたもの

と基本的には同様の褶曲様式であると思われる。

領家変成作用時の主として温度条件の地域的变化に応じて、流れ-縮緬じわ劈開-スレート劈開へと褶曲の textures が変化することは、領家帯に広く存在すると思われる(豊原・中村, 1983b)。さらに、低温部には曲げ-スリップ褶曲が現れると予想される。上記木谷原-出合および滝山両複背斜軸部に観察された事実は、それらが領家期に形作られたこととあわせて、この予想が現実のものであることを示している。

錦川中流域の都濃層群中には、その形からみて、褶曲形成時に流動が起こったことを示す特徴をもたない露頭スケールの褶曲が観察される場合がある。また、玖珂層群中の同スケールの褶曲をする層状チャートには、大略傾斜方向のスリッケンサイドが観察されることがある。同層群のチャートにはスランプ褶曲も見られるが(Toyohara, 1977)、上のような褶曲は、少なくとも露頭内では非調和を形作らず、またベッドの層厚も横方向に変化しないことから、スランプ褶曲ではないと思われる。これらの事実も、岩質の違いはあるが、領家帯弱~非変成部以北には曲げ-スリップ褶曲があることを示しているように思われる。

このように、褶曲様式をみると、錦川中流域の三郡変成岩類中に多く観察される小褶曲はその変成作用の時期に流動や再結晶を伴って形成されたのに対して、大褶曲は、領家変成作用の条件下で形成された褶曲の一部で、その弱~非変成部に曲げ-スリップ褶曲の様式をもって形作られたと考えられる。

西村(1974)は、末武川地域(Fig. 6)の三郡変成岩類の斜長石に組成の異なる2種類のものがあることを明らかにし、一つは三郡変成期のもの、他はそれより固相圧の低い条件下で形成されたもので、花崗岩質岩による接触熱変成の影響であろうと推定している。この地域の三郡変成岩類が複変成を受けているのは、間違いないと思われる。この地域では、三郡結晶片岩中にも黒雲母が含まれる。この黒雲母は、花崗岩質岩による接触熱変成作用か、領家の広域変成作用によって形成されたかのいずれかであろう(一般的には前者の意見がとられている)。筆者らの観察によると、三郡変成岩類泥質片岩中に発達する小褶曲および片理面と黒雲母との textures 上での関係には2種類ある。花崗岩質岩に近い所では、黒雲母は、小褶曲・片理面を形作って配列する他の鉱

物と斜交する形をとり、また定向配列を示さない。花崗岩質岩から離れた所では、褶曲を形作る白雲母の一部を交代する黒雲母が観察される。したがって、黒雲母も褶曲を形作る鉱物の一つになっている。いわゆる mimetic texture と呼ばれる組織である。前者の texture は花崗岩質岩の接触熱変成の影響によって形作られたと考えられる。後者の黒雲母の texture は、同様の熱変成に起因するがその影響が小さいために形作られた texture である可能性のほかに、領家の広域変成時のものとも考えうる。すなわち、この texture の違いが黒雲母の形成時期の違いを示している可能性がある。この点は今後の研究課題ではあるが、末武川地域では、三郡期・領家期の変形の重複ばかりでなく、錦川中流域では実証できない両期の変成作用の重複もみられるのかもしれない。

## おわりに

以上述べてきたように、錦川中流域の三郡-山口帯の褶曲には、大小の褶曲軸の方向が異なることや、両者の間に褶曲様式の大きな違いがみられること等の特徴が指摘される。小褶曲はその褶曲様式から三郡期に形成されたとみられるのに対して、大褶曲は三郡-山口-領家帯に知られる中生代の地層・岩石間の層序・構造関係や、領家帯にみられる褶曲様式との関係等から、領家期に形成されたと考えられる。これは三郡期の褶曲に領家期の褶曲が重なっていることを示している。

三郡帯、領家帯といった異なる地体構造区では、それぞれが変形も含めて独立した地史をもつと考えられがちであるが、事実はそのほど単純ではないように思われる。三郡変成岩類のテクトニクスを考える上で、領家期の構造運動の影響を無視することはできない。

## 文 献

- 地質アトラス出版委員会, 1982: 日本地質アトラス. 119p., 地質調査所.
- HASE, A., 1961: A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi. Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 42, 79-87.
- 早坂康隆・原 郁夫, 1983: 舞鶴帯夜久野岩類の産状について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 466.
- ・磯崎行雄・原 郁夫, 1983: 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見. 地質雑, 89, 527-530.

- IWAMATSU, A., 1975: Folding styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **19**, 95-131.
- KIMURA, T., 1960: On the geologic structures of the Paleozoic group in Chugoku, West Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **10**, 109-124.
- , 1968: Some folded structures and their distribution in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **39**, 1-26.
- and TOKUYAMA, A., 1971: Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, 9-20.
- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **5**, 219-578.
- KOJIMA, G., 1953: Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zones. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **1**, 17-46.
- 小島丈兒・佐々木伝一, 1950: 山口県玖珂郡河山鉦山附近の地質. *地質雑*, **56**, 1-5.
- 中 孝仁・石賀裕明, 1985: 三郡-中国帯西部に分布する錦層群からのペルム紀放射虫の発見. *地球科学*, **39**, 229-233.
- 中島 隆, 1983: 岩国・柳井地域の領家変成岩類について. *地調月報*, **34**, 429-430.
- 西村祐二郎, 1974: 徳山地域の三郡変成岩類-中国地方の三郡変成作用の最高温度について- 楠見 久先生退官記念文集, 153-163.
- ・柴田 賢, 1986: 鳥取県若桜地域の変斑れい岩質岩石の産状と K-Ar 年代. 内帯高圧変成帯, no. 3, 44-48.
- ОРОН, S., 1987: Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu geosyncline in the East Chugoku Mountains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **21**, 379-415.
- 柴田 賢・西村祐二郎, 1985: 三郡-中国帯の放射年代. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 13-14.
- 高田正治, 1987: 山口県東部, ジュラ紀コンプレックス玖珂層群の再検討-二種の地質体の識別とその意義- 内帯高圧変成帯, no. 4, 27-37.
- ・磯崎行雄, 1986: 山口県東部, “美川層群”からのジュラ紀放射虫化石の産出. *地質雑*, **92**, 447-450.
- 豊原富士夫, 1974: 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. *地質雑*, **80**, 51-53.
- , 1976: 山口県東部の三郡-山口帯-“領家帯”の地質構造. *地質雑*, **82**, 99-111.
- TOYOHARA, F., 1977: Early Mesozoic tectonic development of the northwestern Chichibu geosyncline in West Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **19**, 253-334.
- 豊原富士夫・中村智昭, 1983a: 九州西部領家帯の小褶曲様式と佐川系列造山期高温帯. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 455.
- ・———, 1983b: 西九州領家帯北部の褶曲様式と佐川系列造山期高温帯. 津末昭生編: 日本の花崗岩岩石区と鉦床に関する研究, 119-128.
- TSUI, S., 1965: Petrology of the Higo metamorphic complex in the Kosa-Hamamachi area, Kumamoto Prefecture, Kyushyu, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **38**, 13-25.
- 植田俊明, 1961: 熊本県八代地方の対照的な2つの広域変成地域. *地質雑*, **67**, 526-539.
- 植田芳郎・古川 凡, 1960: 天草上島の姫浦層群. 九州大理研報, **5**, 14-35.
- 上村不二雄・坂本 享・山田直利, 1979: 若桜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 91p., 地質調査所.
- YAMAMOTO, H., 1962: Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, **12**, 93-172.
- 柳田寿一, 1958: 上部二疊系水越層. *地質雑*, **64**, 222-231.
- 吉田鎮男, 1981: チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状. *地質雑*, **87**, 131-141.

## Explanation of Plate

## Plate I

- a. Axial part of the Kitanibara–Deai anticlinorium at Kitanibara. Scale : EW = ca. 50m.
- b. Ibid. Scale : EW = ca. 10m.
- c~h. Microphotographs (Scale bar = 1mm).
  - c : Schistose sandstone in the Nishiki Group at Kitanibara (crossed nicols).
  - d : Sandstone (not schistose) in the Nishiki Group at Ogoya, including lithic fragments of mudstone (so-called "shale" patches) with slaty cleavages (crossed nicols).
  - e : Crenulation cleavages in the Mikawa Group at Gonomoto (one nicol).
  - f : Slaty cleavages in the Kuga Group near the junction of the Nishiki and Negasa rivers (crossed nicols).
  - g : "Flow fold" (fold II) in the Tsuno Group at Takagahara (one nicol).
  - h : Fold with slaty cleavages in the upper part of the Tsuno Group at Deai (crossed nicols).