

紀伊半島三波川帯・秩父帯・四万十帯の地質
—奈良県吉野地域及び三重県橿田川地域—

竹内 誠*

TAKEUCHI Makoto (1996) Geology of the Sanbagawa, Chichibu and Shimanto Belts in the Kii Peninsula : Yoshino area in Nara prefecture and Kushidagawa area in Mie prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.47(4), p.223-244, 21figs.

Abstract : The geology in the Sanbagawa, Chichibu and Shimanto Belts in the eastern central Kii Peninsula, where there are few previous geological reports, was studied and a description of lithologies, division of geological units and analysis of geological structures were carried out.

In structurally descending order the sedimentary rocks in the Yoshino area were divided into the Kosoku and Iro Formations of the Sanbagawa Belt and the Mugitani, Unokawa, Takaharagawa, Akataki and Makio Formations of the Shimanto Belt. Each formation of the Shimanto Belt is in thrust contact, but the sedimentary rocks of the Shimanto Belt are in a high-angle fault contact with those of the Sanbagawa Belt. The sedimentary rocks in the Kushidagawa area were divided into the Iitaka and Kayumi Formations of the Sanbagawa Belt ; the Kayumi Formation suffered stronger metamorphism and deformation than the Iitaka Formation.

The Iitaka Formation is thrust onto the sedimentary complex of the Chichibu Belt which is, in turn, thrust onto the Mugitani, Unokawa, Takaharagawa and Akataki Formations of the Shimanto Belt. The nappe structure was deformed by an anticlinorium whose axis trends to the northeast-southwest and plunges to the north, and by normal faults trending in the same direction as the axis of the anticlinorium.

The tectonic evolution of the eastern central Kii Peninsula area is discussed as follows. The nappe structure of the Sanbagawa Belt in the Kushidagawa area, the Chichibu Belt and the Shimanto Belt in structurally descending order was formed during Late Cretaceous to Miocene. Subsequently a relative uplift took place in the central Kii Peninsula region accompanied by formation of high-angle faults such as the Aridagawa Tectonic Line and Yanase fault and the anticlinorium in the central Kii Peninsula.

要 旨

従来地質についての報告がほとんどなかった紀伊半島中央部から東部にかけての三波川帯, 秩父帯及び四万十帯分布域の調査を行い, 岩相記載, 地質ユニット区分及

び地質構造解析を行った。

吉野地域では構造的上位より, 三波川帯の香東層と色生層, 四万十帯の麦谷層, 東川層, 高原川層, 赤滝層及び榎尾層に区分される。四万十帯の各層はそれぞれスラ

Keywords : Kii peninsula, Sanbagawa, Chichibu, Shimanto, nappe, uplift, Nara prefecture, Mie prefecture

* 名古屋大学理学部 (元地質部)

ストで境され、吉野地域の三波川帯と四万十帯は高角度断層で接する。榎田川地域では構造的上位より、三波川帯の飯高層及び粥見層に区分され、粥見層の方が高変成、高変形を受けている。

飯高層は秩父帯の堆積岩コンプレックスに衝上し、秩父帯の堆積岩コンプレックスは四万十帯の麦谷層、東川層、高原川層及び赤滝層に衝上している。このナップ構造はより新期の北東-南西方向で、北にプランジする軸をもつ複背斜及びその軸と同方向の正断層によって変形を被っている。

これらの地質構造から、紀伊半島中央部及び東部の地質構造発達について以下のように考察した。白亜紀新世から中新世の間に構造的上位より榎田川地域の三波川変成岩類、秩父帯の堆積岩コンプレックス及び四万十帯の堆積岩コンプレックスがナップ構造を形成した。その後紀伊半島西部の有田川構造線や梁瀬断層などの高角度断層系の活動と紀伊半島中央部の複背斜構造の形成に伴って、紀伊半島中央部の隆起が生じた。

1. はじめに

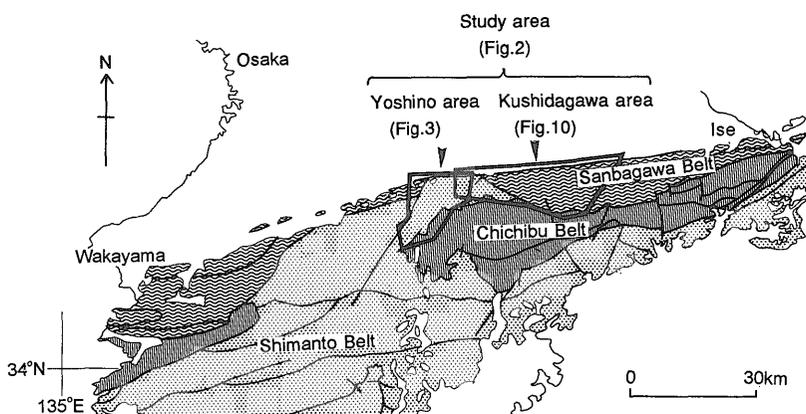
西南日本外帯は一般的に北から南へ三波川帯、秩父帯及び四万十帯が顕著な帯状構造をなして分布している。しかし、紀伊半島中央部では、栗本 (1982) や竹内・大和大峯研究グループ (1984) などにより従来秩父帯と考えられていた地域から白亜紀古世後期及び白亜紀新世の放散虫化石が報告され、それらの地層は四万十帯に属し、秩父帯あるいは三波川帯が欠如すると考えられた。これ

によって四万十帯は帯状構造を大きく乱して北に張り出し、三波川帯や中央構造線と直接接する特異な地質構造が明らかとなってきた (第1図)。磯崎・丸山 (1991) は西南日本の各地質体の形成年代や地質構造、特に紀伊半島での四万十帯と三波川帯が直接接するという関係を重視し、従来の三波川帯の位置づけを変更し、秩父帯、三波川帯及び四万十帯が順次構造的下位に付加していったと考えた。

紀伊半島の地質はこのように西南日本の構造発達を考える上で重要な地域であるにもかかわらず、その地質についての報告は少ない。特に奈良・三重県境から三重県榎田川地域にかけては、飯塚 (1932) による7万5千分の1地質図幅や山本 (1974) があるにすぎない。竹内・大和大峯研究グループ (1984) は紀伊半島中央部で秩父帯の構造的下位の四万十帯が広く中央構造線まで分布するとしたが、Kimura (1954) は紀伊半島東部の滝原にて、三波川帯が秩父帯に衝上することを報告しており、この地域の四万十帯と三波川帯及び秩父帯の関係は不明のままとなっている。

本研究では、竹内 (1986) にて報告した吉野地域 (Fig. 3の範囲) の地質を再検討し、更に従来ほとんど調査報告のない榎田川地域 (Fig. 10の範囲) の調査を行い、その地質及び地質構造を明らかにし、西南日本外帯の地質構造発達史について考察する。

用語の定義 本地域の地質は堆積後の造構作用によって、多数のスラストによる層序の繰返しや様々な大きさの様々な種類の岩塊が泥質岩中に含まれて産することが一



第1図 紀伊半島における地質構造区分と研究調査地域 地質調査所(1992)100万分の1日本地質図による。
 Fig. 1 Map showing geotectonic division of the Kii Peninsula and study area. Based on 1 : 1,000,000 Geological Map of Japan (3rd edition) by Geological Survey of Japan (1992).

般的で、堆積時の層序を保存していることは極めて少ない。したがってこのような地質体を堆積岩コンプレックスと呼ぶことにする。三波川帯は現在は変成岩類からなるが、その原岩は堆積岩コンプレックスである可能性が高いので、本論では堆積岩コンプレックスとして扱う。四万十帯及び三波川帯とされていた地域の堆積岩コンプレックスについては更に、岩相、産出化石年代、地質構造、変成作用などの観点から、いくつかの地質ユニット区分を行った。このような地質ユニットには、古来の層序学の成り立つ地層について用いられる“層”という名前は不適當で、それぞれに“ユニット”と命名すべきであるが、本地域にて行われてきた数々の研究報告の地層名を踏襲し、本報告では“層”を用いた。

2. 地質概説

本研究対象地域は地質調査所(1992)によれば三波川帯、秩父帯及び四万十帯に属する(第1図)。本地域には三波川帯及び四万十帯の従来の定義では区分が困難な地層が存在するため、本論の記載では三波川帯及び四万十帯の区別を行わない。両帯の定義については後で考察する。また本研究地域の地質の分布より、吉野地域と櫛田川地域とに分けて報告する。

吉野地域は北端を中央構造線によって境され、秩父帯以外の堆積岩コンプレックスは香東層、色生層、麦谷層、東川層、高原川層(以上、新称)、赤滝層及び楨尾層に区分される。香東層と色生層及び色生層と麦谷層は高角度断層で接する。そのほかの各層はそれぞれスラストで接し、構造的上位より下位へ上記の順に重なっている。これらの各層は地質図上では北東-南西方向の軸をもつ複背斜をなしている(第2, 3, 4図)。秩父帯の堆積岩コンプレックスはこのうちの麦谷層、東川層、高原川層及び赤滝層に衝上している。赤滝層の黒色泥岩からチューロニアン、楨尾層の酸性凝灰岩からコニアシアン-サントニアンを示す放射虫化石が報告され(大和大峯研究グループ, 1989)、また本研究地域近傍の麦谷層分布域より白亜紀古世前期を示す放射虫化石が報告されている(大和大峯研究グループ, 1994)。これらの地層は高圧型変成作用を被っており、プレーナイト-パンペリー石相から緑色片岩相を呈する(関ほか, 1964)。香東層は平山・岸本(1957)の点紋帯にほぼ一致し、泥質岩にはザクロ石、塩基性岩にはアルカリ角閃石が形成されている(竹内, 1988)。

櫛田川地域は北端を中央構造線によって境され、秩父帯以外の堆積岩コンプレックスは構造的上位より飯高層及び粥見層が分布し、吉野地域より連続する麦谷層とは飯高層が高角度断層で接する(第2, 10図)。飯高層が秩

父帯の堆積岩コンプレックスに衝上している。吉野地域とは異なり、西北西-東南東方向の軸を持つ褶曲が卓越する。構造的下位に分布する粥見層の方が変形度及び変成度共に強く、粥見層の塩基性岩中にアルカリ角閃石とアルカリ輝石を見いだした。

3. 吉野地域の地質

香東層(新称)

[模式地] 奈良県吉野郡吉野町田尻の西方の農耕用道路の切り割り。

[分布] 田尻から小名にかけての中央構造線沿いに幅200-600mで分布する。

[岩相] 黒色の泥質片岩を主とし、緑色-濃緑色の塩基性片岩及び白色-淡緑色ないし淡赤色の石英片岩を挟む。田尻周辺のもののがもっとも再結晶が進んでおり、粗粒の結晶片岩で、アルバイトの斑状変晶が認められる。小名の南方では南部のものほど再結晶度が低く、殿川の北方ではアルバイトの斑状変晶は認められない。

[年代] 本層から化石は得られていない。柴田ほか(1988)は本層を三波川帯に対比し、結晶片岩の白雲母のK-Ar年代で62.3-69.4 Ma, Rb-Sr 全岩年代で72.5-70.4 Maを報告している。

色生層(新称)

[模式地] 奈良県吉野郡吉野町田尻の西方の農耕用道路の切り割り。香東層の模式地の南方。

[分布] 津風呂湖の北部から色生、殿川南方及び鷺家口北方にかけての地域に幅500-1,000mで分布する。

[岩相] 黒色の泥質片岩を主とし、緑色、濃緑色及び暗赤色の塩基性片岩や灰色の砂質片岩を挟む。砂質片岩や塩基性片岩は層厚数-10mで、側方への連続性がよい。鷺家口の北方の沢では石英質片岩と白色石灰質片岩が分布する。塩基性片岩は凝灰岩や溶岩を起源とするものがあり、溶岩を起源とするものはピロタキシティック組織を残すものがある。砂質片岩は片理構造が発達し、再結晶のため碎屑粒子はほとんど認められない。石英片岩は淡緑色凝灰岩を薄く挟む層状で、やや再結晶している。石灰質片岩はやや再結晶している。

[年代] 本層から化石は得られていない。放射年代についても報告がない。

麦谷層(新称)

[模式地] 奈良県吉野郡東吉野村高見川と四郷川の合流点より伊豆尾に至る高見川沿い。

[分布] 津風呂湖周辺と鷺家口より東方の高見川流域及び四郷川流域に広く分布する。

[岩相] 本層は大きく千枚岩を主とするユニットと破断

された砂岩頁岩互層を主とするユニットに区分される。後者は走向方向に連続して前者に挟まれて分布することが多い。

千枚岩を主とするユニットは灰色-淡緑色千枚岩を主とし、黒色千枚岩や玄武岩を挟む(第5図)。折りたたみ褶曲やちりめんじわ劈開が発達している。本層北部に分布する本ユニットはチャートや玄武岩の岩塊を多く含む。チャートはやや再結晶しており、白色、淡緑色、灰色、赤色などを呈し淡緑色の凝灰岩や赤色頁岩などの薄層を挟む層状チャートである。

破断された砂岩頁岩互層を主とするユニットは片理の発達した黒色頁岩中に数 cm-数十 m の大きさの様々な程度に剪断変形を被った砂岩岩塊を含むものである。このユニットもまたちりめんじわ劈開が発達している。まれではあるが、三尾の北西に分布する本ユニット中にチャートと石灰岩の細互層岩塊や白色層状チャート岩塊が認められた。

[年代] 本報告地域内からの化石は得られていないが、大和大峯研究グループ (1994) は白屋岳東方の麦谷層に対比される淡青灰色酸性凝灰岩から白亜紀古世前期を示す放射虫化石を報告している。柴田ほか (1988) は鷲家付近の本層千枚岩から K-Ar 全岩年代 69.4-76.6 Ma を報告している。

東川層 (新称)

[模式地] 奈良県吉野郡川上村北塩谷から白屋岳に至る沢。

[分布] 新子から白屋にかけての吉野川右岸地域及び寺

尾周辺の吉野川左岸地域に分布する。

[岩相] 片理の発達した黒色-灰色頁岩中に数 cm-数十 m のチャート、玄武岩類、石灰岩、砂岩などの岩塊を含むいわゆる混在岩相、破断された砂岩頁岩互層、淡緑色珪質岩と黒色頁岩のラミナイト、黒色と灰色頁岩のラミナイト、灰色-淡緑色凝灰質頁岩などからなる。また新子の周辺では蛇紋岩が岩塊として存在する。

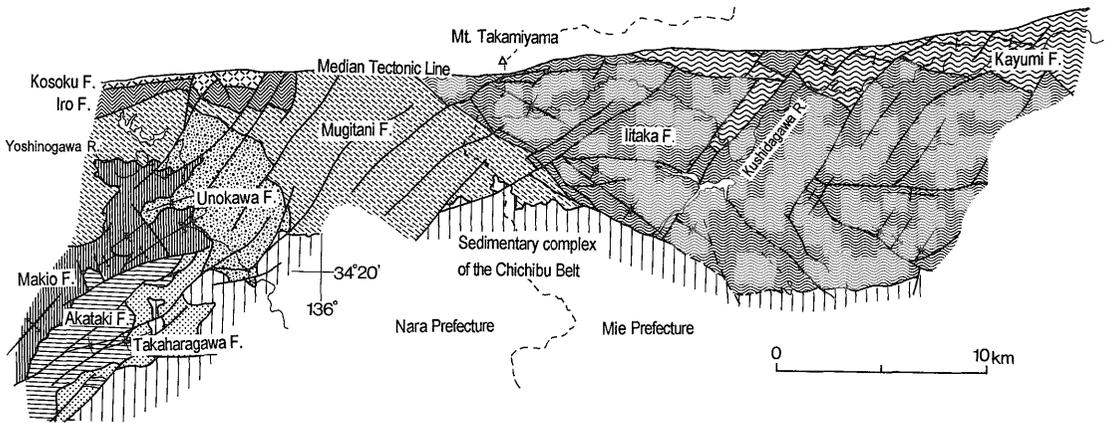
泥質岩類にはスレート劈開やちりめんじわ劈開が発達しており、スレートや千枚岩質になっているところが多い。

砂岩頁岩互層は南部ほど変形が弱く、寺尾周辺では成層構造を保持し、数十 cm-数 m の砂岩と数 cm-数十 cm の頁岩の互層が認められる。柳瀬の東方付近では層理面を残しながらもブロック化している broken formation がところどころ認められるが、多くは層理面を保持せずに砂岩がブロック化あるいはレンズ化している。砂岩は一般的に中粒石質ワックで、重鉱物は少ない。

チャートは赤色、緑色、白色、灰色、黒色などを呈する層状チャートである。柳瀬の南南東の小沢に数 m のチャート石灰岩互層岩塊が認められた。

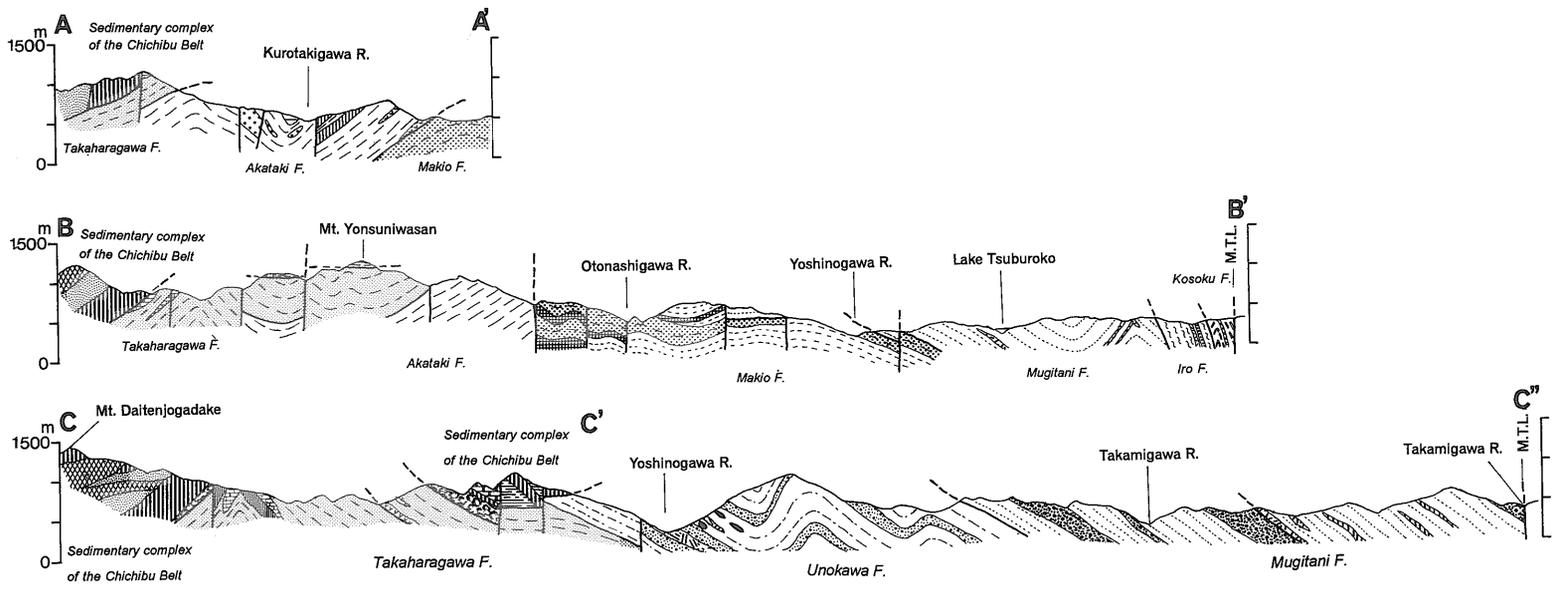
石灰岩は南部の白屋から寺尾にかけての吉野川右岸の斜面に露出する。石灰岩は黒色、灰色及び白色を呈し、玄武岩や玄武岩質凝灰岩中に層状あるいはブロック状に挟まれた岩塊として産する。

玄武岩類は凝灰岩や溶岩で、本層の構造的下位に比較的大きな岩塊が含まれる。枕状溶岩は新子の東方の高見川河床、柳瀬付近に分布する。



第 2 図 調査地域の地質概略図

Fig. 2 Geological outline of the study area.



第 4 図 吉野地域の地質断面図
 Fig. 4 Geological cross sections of the Yoshino area.



第5図 麦谷層の灰色-黒色千枚岩 東吉野村三尾の四郷川河床

Fig. 5 Gray and black phyllite of the Mugitani Formation on the reverbed of the Shigo River at Mio, Higashj-yoshino Village.

[年代] 本層より化石は得られていない。

高原川層 (新称)

[模式地] 奈良県吉野郡川上村高原川中流付近

[分布] 川上村寺尾の南西から四寸岩山周辺, 高原川中流域及び洞川の北方に分布する。

[岩相] 層状砂岩を主とし, チャート, 石灰岩及び玄武岩類の岩塊を伴う。本研究地域では最も変形が弱い地質ユニットである。

砂岩は単層厚数十 cm-数 m で数 cm-10 cm の頁岩を挟む (第6図)。岩片を少し含む中-粗粒の長石質ワックで, 緑簾石, スフェン, ザクロ石及び黒雲母を特徴的に含む。ソールマークや斜交層理などの堆積構造は認められない。

チャートは本層の下部に岩塊として産する。白色-灰色の層状チャートである。

石灰岩は白色, 灰色及び黒色を呈し, 塊状である。しばしば玄武岩溶岩や凝灰岩を伴い, これらの中に角礫として含まれることがある。

玄武岩類は溶岩や凝灰岩があり, 四寸岩山東方の高原川支流や上述の石灰岩に伴って産する。

[年代] 本層泥質岩中に岩塊として含まれる石灰岩から

は三疊紀新世のコノドント化石や四国鳥の巢層群に特徴的な六射サンゴ化石や石灰藻などが報告されている (志井田, 1962: 大和大峯研究グループ, 1992)。本層に対比される伯母谷川地域の伯母谷層 (志井田, 1962) の砂岩頁岩互層に挟まれる酸性凝灰岩よりアルビアン-セノマニアンを示す放散虫化石が報告されている (大和大峯研究グループ, 1981)。

赤滝層 (再定義)

[再定義] 大和大峯研究グループ (1994) の赤滝層のうち, 大滝以北の地層を除外したもの。

[模式地] 奈良県吉野郡黒滝村黒滝川沿い。

[分布] 大滝の南西方から槇尾の南方, 柏原山周辺及び黒滝川流域に分布する。

[岩相] 黒色頁岩を主とし, 淡緑色-緑色及び赤色の凝灰質頁岩ないし凝灰岩を挟む。多くのチャート, 玄武岩類及び砂岩の岩塊を伴う。

黒色頁岩や凝灰質頁岩は劈開が発達し, 特に槇尾周辺の褶曲軸部ではスレートになっている (第7図)。

チャートは黒滝川下流部から柏原山北東にかけて比較的連続性のよい大きな岩体が分布する。このチャートは単層厚 1-5 cm の赤色チャートと 5 cm 以下の赤色頁岩



第6図 高原川層の砂岩頁岩互層 高原川中流の支流沿いの林道

Fig. 6 Interbeds of sandstone and shale of the Takaharagawa Formation at the logging road along the tributary of the Takaharagawa River.

の互層からなる(第8図)。また白色チャートの小岩塊が赤滝の北東などに分布する。

玄武岩類は溶岩や凝灰岩で、本層の構造的低位に位置する槇尾から寺戸の南方に比較的集中して分布する。また赤滝の東方にも小規模な岩体が分布する。

砂岩は本層の構造的上位に位置する赤滝周辺に分布する。砂岩は粗粒-極粗粒の塊状石質ワッケで、岩片は酸性火山岩がほとんどである。一般的に淘汰は悪く円磨度も低い。

[年代] 大和大峯研究グループ(1989)は泥質岩より白亜紀新世、赤色泥岩よりアルビアン後期-セノマニアンを示す放散虫化石を報告し、本層形成年代をチューロニアンとしている。

槇尾層(再定義)

[再定義] 大和大峯研究グループ(1994)の槇尾層のうち、喜佐谷川の西方の地層を除き、大滝以北の赤滝層を加えたもの。

[模式地] 奈良県吉野郡黒滝村槇尾周辺

[分布] 吉野町宮滝付近から音無川流域及び槇尾から寺戸にかけて分布する。

[岩相] 本層は砂岩卓越相と頁岩卓越相及び混在岩相からなり、これらが何回か繰り返して重なっている。

砂岩卓越相は塊状砂岩や砂岩頁岩の薄互層及びそれらが破断した泥質基質中にレンズ状砂岩を含むものからなる(第9図)。南部の寺戸周辺では砂岩頁岩互層は破断されてはいるものの片理は弱い。北部の宮滝付近の砂岩は片理が発達している。砂岩は中-粗粒で岩片が少ない石英に富む長石質ワッケである。重鉱物は概して少ない。

頁岩卓越相は黒色頁岩及び砂岩ラミナの発達した縞状頁岩を主とし、砂岩の薄層を挟む。大滝周辺の褶曲の発達する地域では劈開が発達しており、スレートになっている。

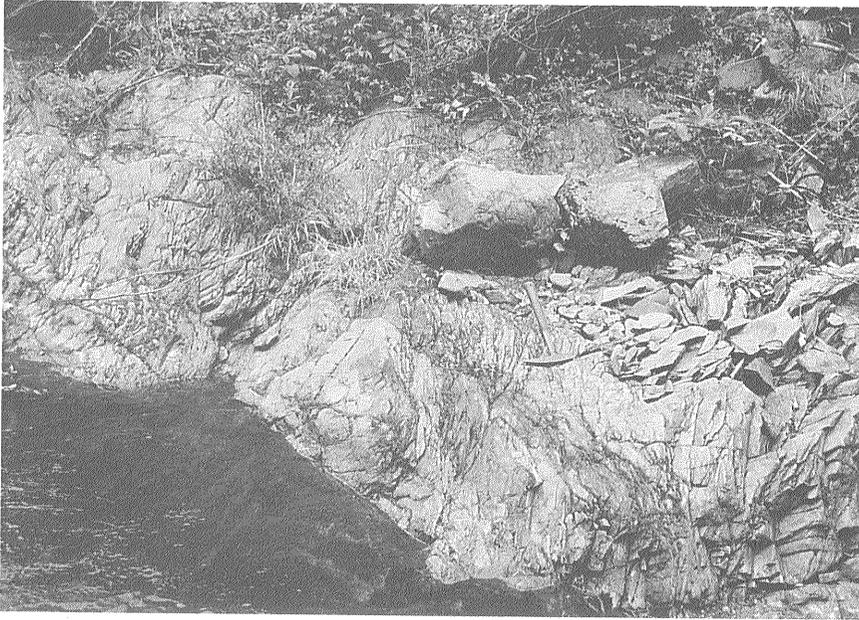
混在岩相は泥質基質中に玄武岩類、砂岩及び凝灰質頁岩の岩塊を含む地質体である。

[年代] 大和大峯研究グループ(1989)は酸性凝灰岩よりコニアシアン-サントニアンを示す放散虫化石を報告している。

秩父帯の堆積岩コンプレックス

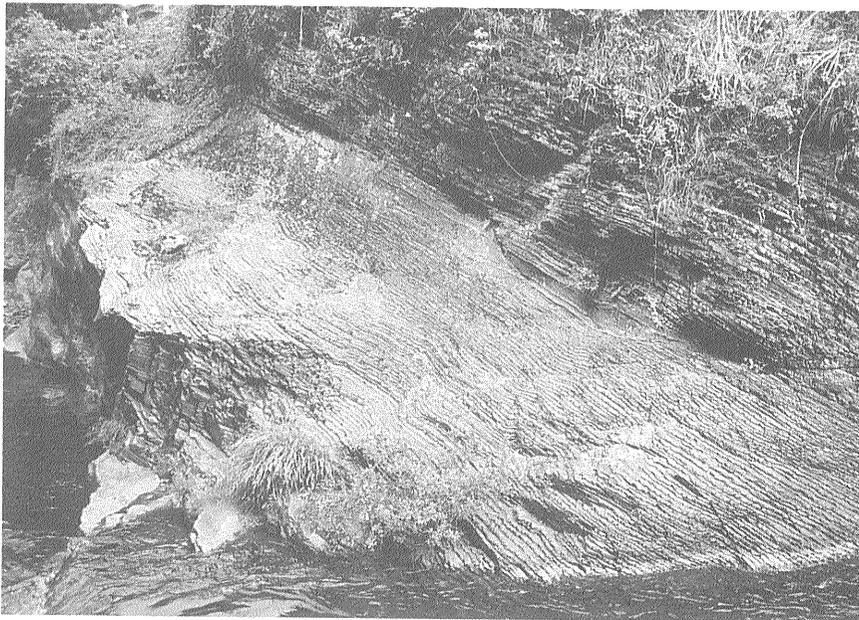
本地域の地質体は、構造的に低位に位置する泥質基質中に玄武岩類、石灰岩及びチャートなどの岩塊を含むユニットと上位のチャート及び砂岩を主とし、玄武岩類を伴うユニットが分布する。

前者の玄武岩類は溶岩、ハイアロクラスタイト、凝灰岩などで、黒色や灰色塊状石灰岩や石灰岩、チャートの



第7図 赤滝層の剝離性の強い灰色-黒色粘板岩 黒滝村槇尾

Fig. 7 Gray and black fissile slate of the Akataki Formation at Makio, Kurotaki Village.



第8図 赤滝層の赤色層状チャート 黒滝村赤滝の西方の黒滝川沿い

Fig. 8 Red bedded chert of the Akataki Formation at the Kurotaki River to the west of Akataki, Kurotaki Village.



第9図 棋尾層の破断された砂岩頁岩互層 黒滝村寺戸

Fig. 9 Broken formation of sandstone and shale of the Makio Formation at Terado, Kurotaki Village.

互層あるいは層状チャートを挟む。まれに酸性凝灰岩を伴う。岩塊は秩父帯以外の堆積コンプレックス中のものと比較して大きく、数m-2km程度の大きさである。

後者は、最下位に閉じた褶曲はしているものの走向方向に連続性のよい層状チャートが分布する。このチャートはしばしば珪質頁岩を伴う。大天井ヶ岳の北方から洞川にかけては比較的連続して砂岩が分布する。この砂岩は塊状で、中粒の長石質ワッケである。黒雲母を多く含む。一方、大天井ヶ岳北東付近では、砂岩、玄武岩類及びチャートが複雑に入り乱れて分布する。チャートは赤色層状のものがほとんどである。玄武岩類は濃緑色のドレライトが多く、緑色の凝灰角礫岩や凝灰岩、赤紫色凝灰岩などがある。赤紫色凝灰岩にはドロストーンや石灰岩を挟むものがあり、一部凝灰岩中に自形のドロマイトが形成されているものがある。

4. 榑田川地域の地質

飯高層（新称）

〔模式地〕 木屋切の南方，唐谷川沿いの林道。

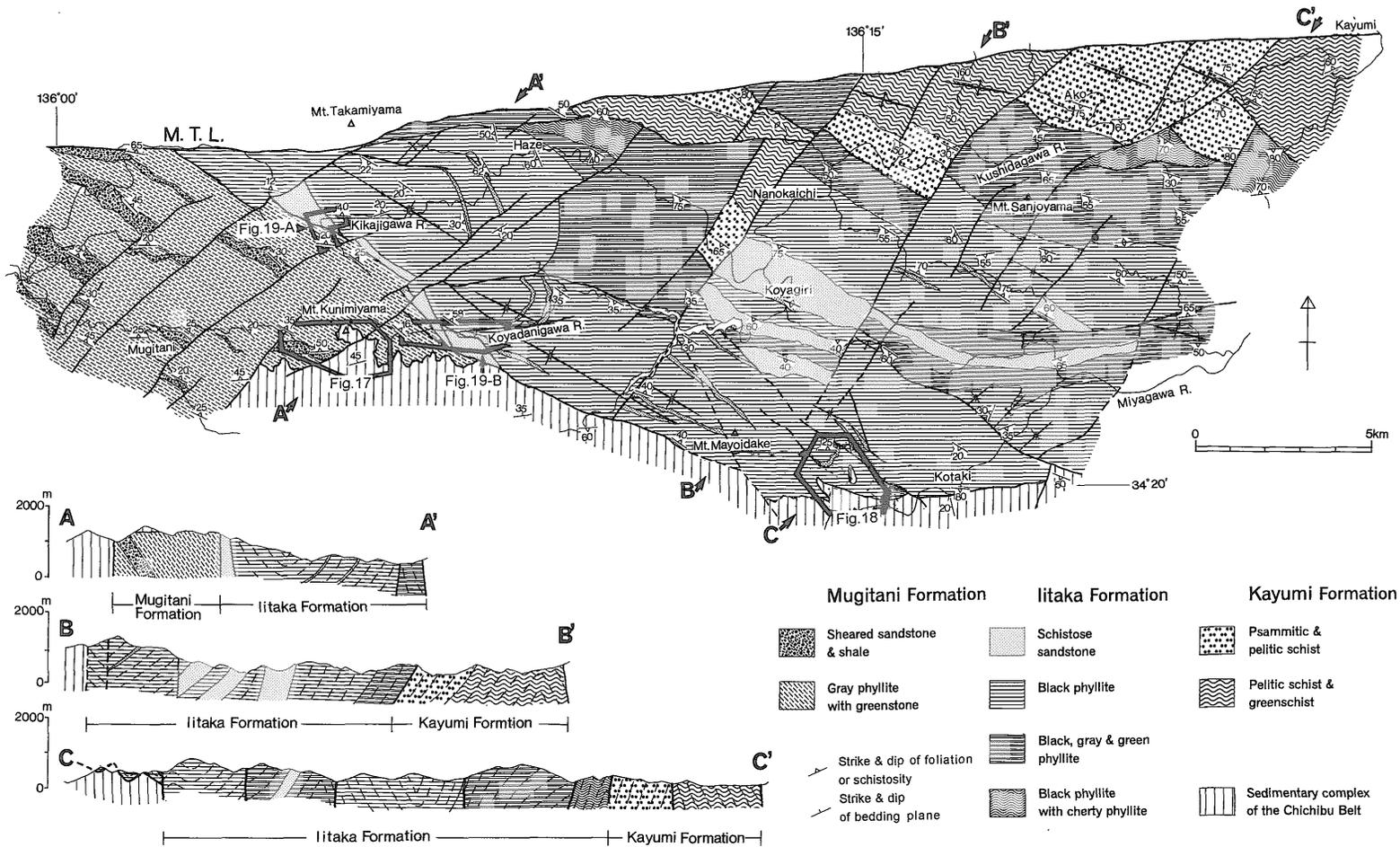
〔分布〕 木梶川上流から迷岳を結ぶ断層より東側の榑田川，木屋谷川及び宮川流域に広く分布する。

〔岩相〕 木屋谷川の北方の東西性の断層，木屋切付近及

び宮川の北方に東西に延びる断層より北側と南側では若干岩相が異なる。北側の榑田川流域の地域は、構造的低位よりチャート質千枚岩を挟む黒色千枚岩，緑色千枚岩を挟む淡緑色千枚岩と黒色千枚岩の互層，砂岩や酸性凝灰岩を伴う黒色千枚岩からなる。一方，南側の地域では，片状砂岩を頻繁に挟む黒色千枚岩を主とし，まれに緑色千枚岩を伴う。また木屋切付近の北側地域の地質体との境界付近には強く剪断を受けたレンズ状砂岩を多く含む黒色千枚岩が分布する。これらには波長数十cm-数kmの褶曲が発達しており，劈開もよく発達している。また木屋切の西方約3kmの青田川の北側斜面に登る林道沿いに蛇紋岩が分布している。蛇紋岩は幅40mで剪断を受けた黒色千枚岩中に産する。蛇紋岩の周辺部もまた剪断を受けており，片状構造が強いが，内部は塊状である。

片状砂岩は木梶川上流から迷岳に延びる断層沿い，木屋切の南西などに主として分布する。片状砂岩は数十cm-数mの層厚で，数cm-数十cmの頁岩を挟む層状をなしたり，変形によって砂岩がブロック化していたりする。砂岩は片状構造をもつが粥見層の砂質片岩よりは明らかに弱く銀色の光沢もない。砂岩は中粒-極粗粒の石英に富む長石質ワッケである。

黒色千枚岩は本層中に最も普遍的に産する岩相で，し



第10図 榑田川地域の地質図と地質断面図

Fig. 10 Geological map and cross sections of the Kushidagawa area.

ばしば砂岩を挟んだり、レンズ状砂岩を含み、まれに酸性凝灰岩の岩塊を含む。レンズ状砂岩を含むものは木屋切周辺に分布し、泥質岩は片理が発達し、砂岩は細長くレンズ状に引き延ばされている（第11図）。酸性凝灰岩は木樨川上流や三条山南方域で、黒色千枚岩中に数mの岩塊として産する（第12図）。酸性凝灰岩は淡緑色で、数mmの非珪質部と数cmの珪質部からなる。

淡緑色千枚岩はしばしば白色珪質の層厚1cm程度の薄層と互層をなし、変形によってその白色珪質層がレンズ状になっていることもある。

〔年代〕本層から化石及び放射年代は得られていない。

粥見層（新称）

〔模式地〕上部の地質体については三重県多気郡飯高町赤桶の櫛田川河床、下部の地質体については飯南町粥見の南方の櫛田川河床。

〔分布〕粥見から波瀬付近までの中央構造線と櫛田川に挟まれる地域を中心に分布する。

〔岩相〕下部は緑色塩基性片岩を挟む淡緑色片岩や黒色泥質片岩からなり、上部は砂質片岩や泥質片岩からなる（第13図）。これらの岩石は片理及び線構造ともによく発達している。

塩基性片岩は緑色-濃緑色で、一部淡緑色を呈する。泥

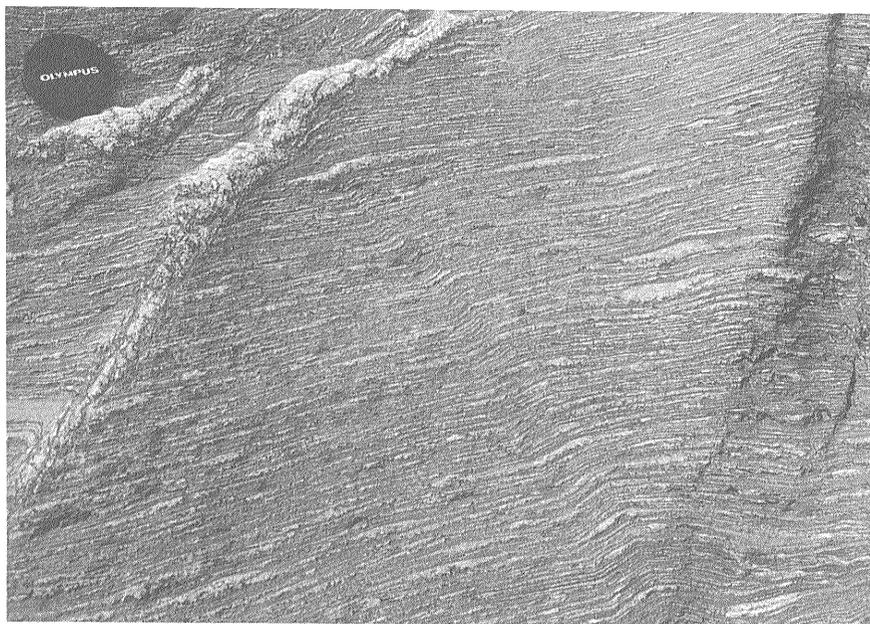
質片岩は黒色で片理面ではやや光沢がある。砂質片岩は灰色を呈し、片理面は銀色の光沢がある。

〔年代〕本層から化石は得られていない。高木ほか(1989)は本層結晶片岩の白雲母のK-Ar年代73.6-75.6 Ma, Rb-Sr年代72.2 Maを報告している。

秩父帯の堆積岩コンプレックス

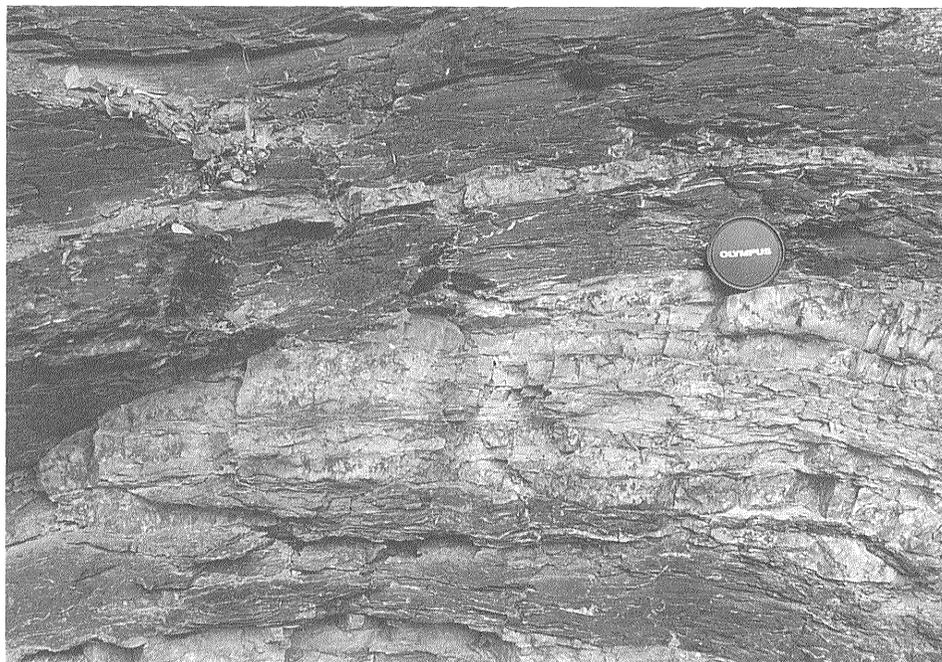
櫛田川地域の本層は大局的には3つのユニットからなる。構造的に下位より、チャート、石灰岩及び玄武岩類などからなるユニット、チャート及び砂岩からなるユニット及び泥質岩中にチャート、玄武岩類及び砂岩の岩塊を多く含むユニットがある。

最下位のチャート、石灰岩及び玄武岩類などからなるユニットは、国見山南西域や迷岳西方域などに分布する。チャート、石灰岩及び玄武岩類の岩塊間の関係は不詳であるが、いわゆる基質となる泥質岩はほとんど挟まない。チャート及び砂岩からなるユニットは主として層状チャートと塊状砂岩からなり、本地域ではほとんどが変形のためブロック化している。前者とは20°の低角断層で接するのが国見山南方にて確認できた（第17図）。最上位の泥質岩中にチャート、玄武岩類及び砂岩の岩塊を多く含むユニットは神滝南方域に分布し、神滝西方の宮川沿いにてチャート及び砂岩からなるユニットの上位に擾乱帯を



第11図 飯高層の砂岩レンズを含む黒色泥質千枚岩 飯高町木屋切

Fig. 11 Black pelitic phyllite including sandstone lenses of the Iitaka Formation at Koyagiri, Iitaka Town.



第12図 飯高層の黒色千枚岩中に含まれる層状酸性凝灰岩岩塊 飯高町木堀川上流

Fig. 12 Block of bedded acidic tuff in black phyllite of the Iitaka Formation at the upper reaches of the Kikajigawa River, Iitaka Village.

もって重なるのが観察される。

5. 変成鉱物

関ほか(1964)は紀伊半島中央部の変成作用について詳しく報告し、更に竹内(1988)は吉野地域の北縁部よりアルカリ角閃石の産出を報告した。榎田川地域では越後・木村(1973)が粥見周辺の地質記載にてアルカリ角閃石の産出を報告しているが、産地などの詳細は明記されていない。

本研究では吉野地域から榎田川地域の変成鉱物について検討し、榎田川地域から新しく数カ所でアルカリ角閃石を見だし、更に一カ所でアルカリ輝石を見だした。全体的な変成鉱物の産状と併せて以下に述べる。詳細な岩石学的解析結果については改めて報告する予定である。
塩基性岩 塩基性岩類は玄武岩質溶岩、凝灰岩及びびドレライト起源で、ピロタキシティック組織を残すものや碎屑性の角張った単斜輝石を多く含むものなどがある。特に粥見層と香束層以外の各層では原岩組織を残すものが多い。

赤鉄鉱を含む塩基性片岩は本地域ではほとんど産しないが、榎田川地域の粥見層及び吉野地域の殿川付近の香

束層に若干産する。これら赤鉄鉱を含む塩基性片岩にはアルカリ角閃石が含まれる。吉野地域の殿川地区のアルカリ角閃石片岩については、竹内(1988)にて詳細に報告した。粥見付近の粥見層中にはアルカリ輝石やアルカリ角閃石を含むものが見いだされた(第14図)。アルカリ輝石を含むものはアルカリ輝石-アルカリ角閃石-白雲母-スティルブノメレン-石英-アルバイト-方解石-赤鉄鉱の組み合わせを持ち、普通輝石の残晶や二次的形成物と考えられる緑泥石が若干含まれる(第15図)。スティルブノメレンは普通輝石の周辺に形成されている。アルカリ輝石を含まず、アルカリ角閃石を含むものはアルカリ角閃石-緑泥石-白雲母-緑簾石-石英-アルバイト-スフェンの組み合わせを持ち、アルカリ角閃石の核に褐色の普通角閃石の残晶があるものやアルカリ角閃石のまわりを透閃石が取り囲んでいるものなどが認められる。

赤鉄鉱を含まない塩基性岩は、変成鉱物の産出組み合わせから大きく4つの相が区分できる。第一に秩父帯の堆積岩コンプレックスに代表されるプレーナイトを産する相、第二に東川層、麦谷層、飯高層に認められるプレーナイトを含まず、パンペリー石、アクチノ閃石、緑簾石、緑泥石に代表される鉱物組み合わせを持つ相、第三



第13図 粥見層の砂質片岩 飯南町粥見の南西約3 km 付近

Fig. 13 Psammitic schist of the Kayumi Formation at the point of about 3 km southwest of Kayumi, Inan Town.

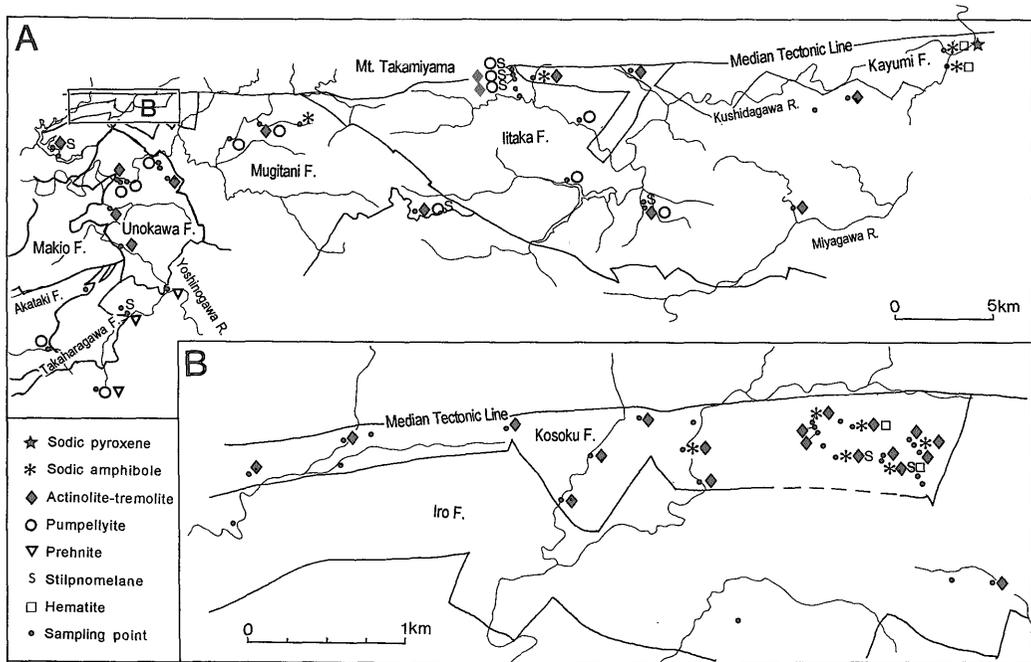
に殿川付近の香束層や粥見層に認められるパンペリー石を含まずアルカリ角閃石を含む相，第四に殿川付近以外の香束層に認められるパンペリー石もアルカリ角閃石も含まず，アクチノ閃石，緑簾石，緑泥石に代表される組み合わせを持つ相である。第一，二及び四の相はそれぞれ関ほか（1964）の Zone I，II 及び III にほぼ対応する。**泥質岩** 泥質岩の鉱物組み合わせの変化は極めて単調で，大部分の地域では白雲母と緑泥石に代表されるが，香束層の殿川地区の中央構造線寄り，及び田尻地区ではザクロ石，緑泥石の組み合わせが認められる（第16図）。

6. 地質構造

各層の地質構造 吉野地域の片理面や層理面の走向と傾斜は，後述する新期の複背斜によって大きく変化する。

香束層の片理面の一般的な走向は東北東-西南西で，色

生層との境界に沿って背斜が存在するため，背斜の北翼では北に 40-80° 傾斜し，南翼では南に 60-75° 傾斜する。色生層の片理面はほぼ東西性の走向を示し，東西方向の軸を持つ正立褶曲が発達し，北や南に 30-60° 傾斜する。麦谷層の片理面は吉野地域北西部の津風呂呂湖付近では東西走向，吉野地域北東部の分布域では西北西-東南東の走向で，北に 20-70° 傾斜する。本層の千枚岩には折りたたみ褶曲が発達している。東川層には西北西-東南東方向で東に 10-30° プランジした軸を持ち，波長約 1 km の開いた褶曲が発達し，片理面は北西-南東走向で北傾斜から西北西-東南東走向で南傾斜まで大きく変化する。傾斜角は 15-70° で一般的には 30-50° の中傾斜である。高原川層には東西方向で東に緩くプランジした軸を持ち，波長 1 km 前後のほぼ正立の褶曲が発達している。この褶曲のため層理面は東西走向で南傾斜から南北走向で東傾斜，東西走向



第14図 吉野及び榑田川地域の塩基性岩中に産する変成鉱物の分布

Fig. 14 Distribution of metamorphic minerals in basic rocks of the Yoshino and Kushidagawa areas.

で北傾斜まで変化する。傾斜角は 10-55°で、一般的には 20-30°の緩傾斜である。赤滝層は全体的に北東-南西走向で、水平から南に 60°傾斜するが、赤滝付近に東西方向で東にプランジした軸を持つ波長約 1 km の開いた褶曲が発達し、北や東傾斜の部分がある。榑尾層では寺戸から榑尾にかけての地域ではほぼ水平層であるが、青根ヶ峰から北部の地域では東西から北西-南東方向で東にプランジした軸を持ち波長約 500 m の褶曲が発達し、層理面の走向は大きく変化し、傾斜角は水平から 40°と緩傾斜である。

榑田川地域の片理面は概して西北西-東南東走向で南傾斜が卓越する。吉野地域と異なり、西にプランジする軸を持つ褶曲が卓越する。

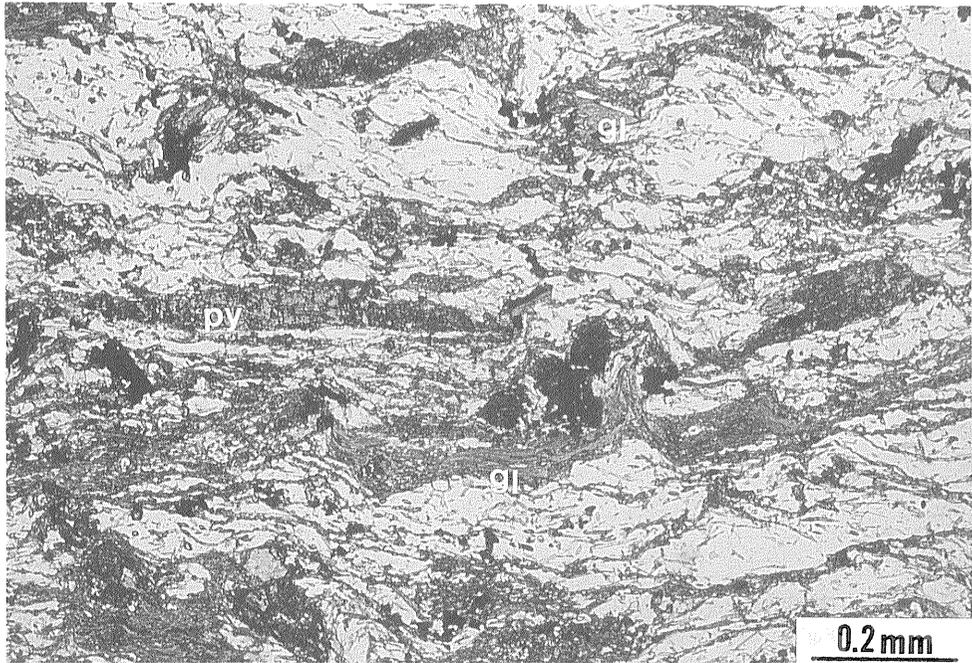
飯高層では高見山西方の中央構造線から迷岳に延びる断層沿いに、西に緩くプランジした軸を持ち、波長 4-7 km の開いた正立した向斜が存在する。片理面は一般的に西北西-東南東走向で、その向斜の北翼で南傾斜、南翼で北傾斜を示す。傾斜角は 20-80°で、向斜軸部に近い部分では 30°前後の比較的緩傾斜であるが、軸部から離れた部分ではやや高角度になる。榑田川地域の東部の三条山南方の東西方向と西北西-東南東方向の断層に囲まれた地域では、東西方向の軸を持つ背斜と北東-南西方向の軸を持

つ向・背斜が存在する。

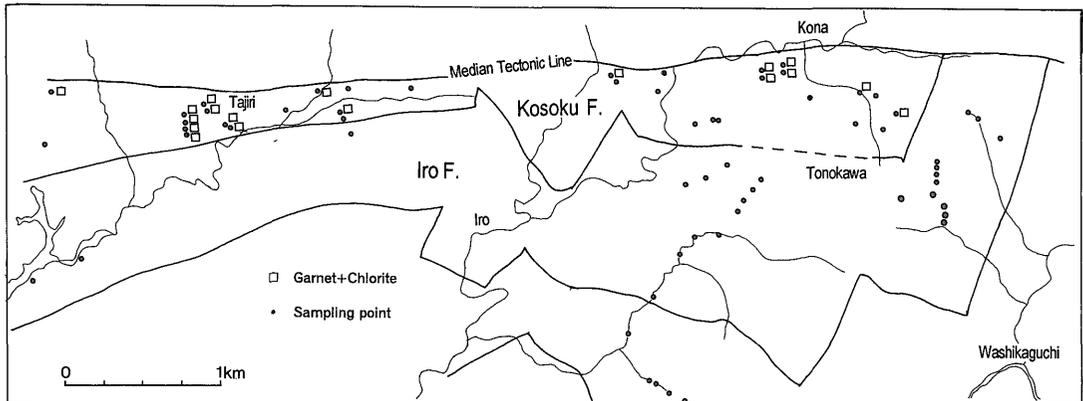
粥見層には西北西-東南東の軸を持ち波長約 10 km の背斜がエシェロン状に存在する。片理面の走向は一般的に西北西-東南東で、北翼では北に 55-80°、南翼では南に 30-80°傾斜する。

各地質体間の関係 秩父帯の堆積岩コンプレックスは吉野地域の麦谷層、東川層、高原川層及び赤滝層に低角な断層で衝上している。高原川層に衝上する断層は高原川中流にて確認され、塊状砂岩の上に破碎された玄武岩類がのっている。麦谷層及び東川層と秩父帯の堆積岩コンプレックスの関係は直接は確認できていないが、国見山付近の地質の分布 (第 17 図) から麦谷層と秩父帯の堆積岩コンプレックスのナップ構造が推定される。国見山の西や南東方の標高の低い部分に西北西-東南東から東西走向で北や南に 20-75°傾斜する麦谷層が分布し、その走向方向の標高の高い部分 (国見山から南南東へ延びる標高約 1,200 m の尾根部分) には東西走向で北に 16-70°傾斜する秩父帯の堆積岩コンプレックスが分布する。このことから両地質体の片理や面構造を切る低角のスラストを介して両者が重なっていると考えられる。

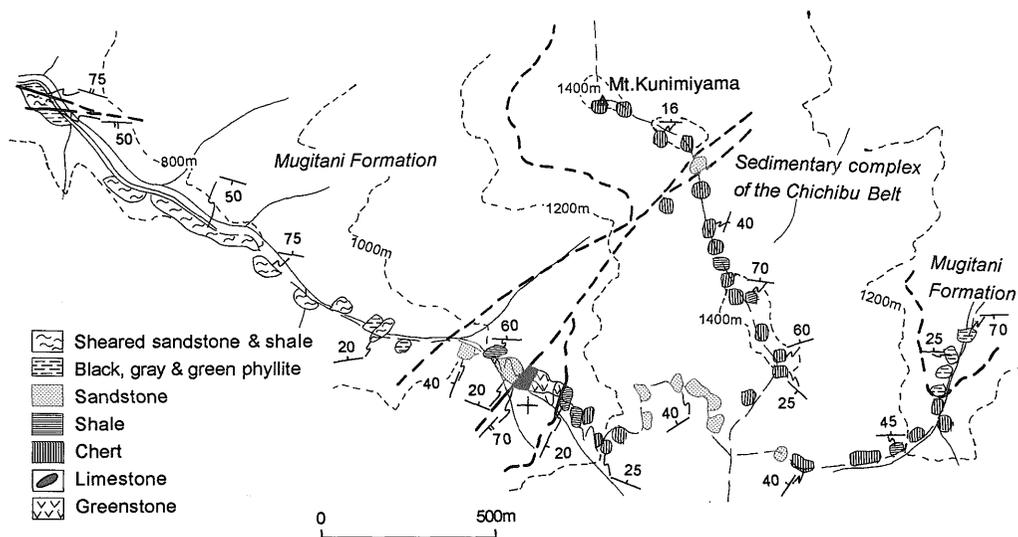
東川層と秩父帯の堆積岩コンプレックスにおいても上



第15図 粥見層の含アルカリ輝石-アルカリ角閃石片岩の顕微鏡写真 py:アルカリ輝石,gl:アルカリ角閃石
 Fig.15 Photomicrograph of alkali pyroxene and alkali amphibole bearing schist of the Kayumi Formation. py: alkali pyroxene, gl: alkali amphibole.



第16図 北部吉野地域の泥質岩中に産する変成鉱物の分布
 Fig.16 Distribution of metamorphic minerals in pelitic rocks of the north Yoshino area.



第17図 秩父帯の堆積岩コンプレックスと麦谷層の関係を示すルートマップ
 Fig.17 Route map showing relationship between the sedimentary complex of the Chichibu Belt and the Mugitani Formation.

記と同様な関係が白屋岳からその西方の吉野川付近において観察され、秩父帯の堆積岩コンプレックスが東川層の構造的上位に重なると推定される。

榎田川地域では、飯高層が秩父帯の堆積岩コンプレックスに低角な断層で衝上する。このことは宮川沿いの雲母付近(第18図)にて新しく確認された。宮川から北に延びる支流の谷底には、チャートや石灰岩の岩塊を含む泥質岩からなる秩父帯の堆積岩コンプレックスがフェンスターとして分布し、周辺の標高の高い部分に飯高層の千枚岩が分布する。

以上吉野地域及び榎田川地域における各地質体間の関係をまとめると、麦谷層、東川層、高原川層及び赤滝層に秩父帯の堆積岩コンプレックスが、更に秩父帯の堆積岩コンプレックスに高圧型変成作用を受けた飯高層が、それぞれ極めて低角なスラストで重なっている。これらのスラストは各地質体内部の地質構造を切っている。

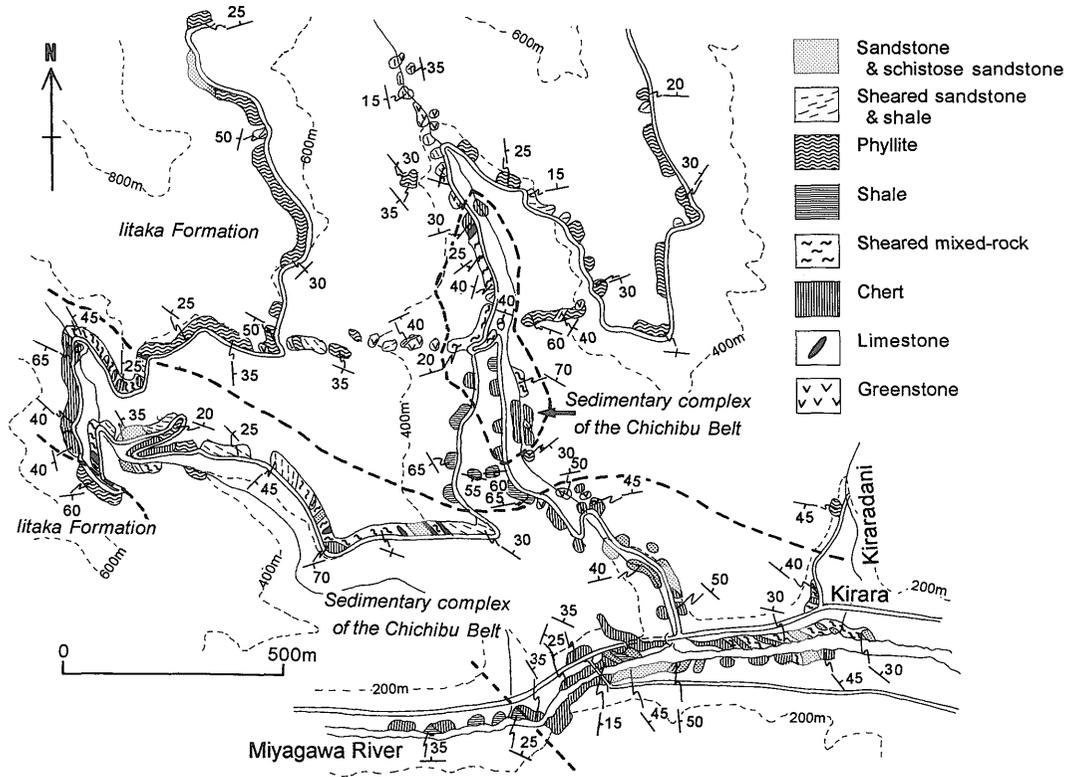
後生変形 上記の地質構造はより新期の変形を被っており、いくつかの重要な地質構造が認められる。

高見山西方の中央構造線から東南東の迷岳付近に西北西-東南東方向の高角度正断層が存在し、ナップ形成時には秩父帯の堆積岩コンプレックスの構造的に上位と下位に位置した飯高層と麦谷層が、この断層で接している。

この関係は木棍川上流域と木屋谷川上流域にて観察される(第19図)。この断層の変位は北西ほど大きいと考えられ、飯高層は北西ほど相対的に沈降している。このことは飯高層の向斜が北西にプランジすることと調和的である。また雲母付近で確認される飯高層と秩父帯の堆積岩コンプレックスを境するスラスト面は、この高角度断層と同じ方向の褶曲軸を持つ褶曲によって曲げられている。

一方、吉野地域では北東-南西方向の軸を持つ複背斜が存在する。この複背斜の両翼では構成地質ユニットが異なり、西翼では麦谷層が直接槓尾層に重なり、東川層、高原川層及び赤滝層が欠如する。この複背斜は西南日本外帯の三波川帯、秩父帯及び四万十帯の一般的な東西の構造方向と斜交し、紀伊半島中央部における特異な地質構造の形成に大きく寄与していると考えられる。

上記の榎田川地域の西北西-東南東方向の断層及び吉野地域の北東-南西方向の軸を持つ複背斜構造は、北東-南西方向の高角度断層群によって切られている。この方向の断層は50cm幅の固結した破碎帯(第20図)を持つものやほとんど破碎帯のないものなどがある。後者は白屋岳西方にてチャートと頁岩が接する正断層に認められた。またこの方向の断層近傍では片理面や層理面の走向が断層の走向と平行になることがしばしばある。



第18図 秩父帯の堆積岩コンプレックスの構造的上位に位置する飯高層を示すルートマップ
 Fig. 18 Route map showing that the Iitaka Formation has been emplaced on the sedimentary complex of the Chichibu Belt.

7. 考察

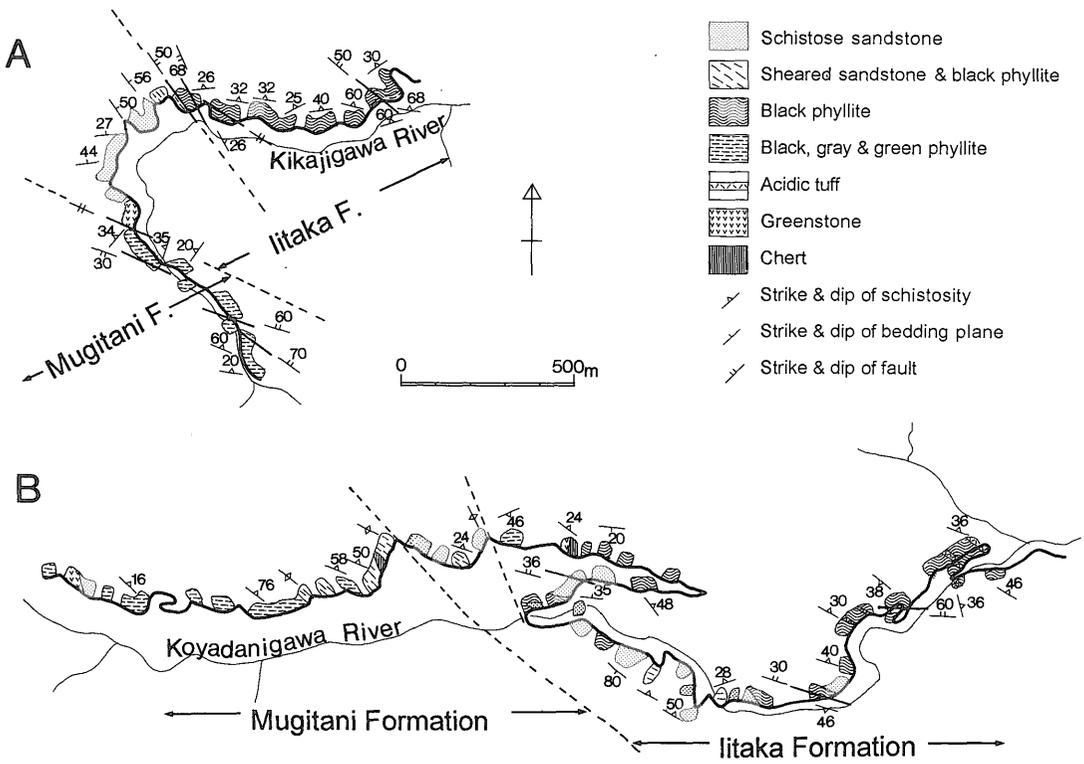
7.1 三波川帯と四万十帯

本地域における三波川帯及び四万十帯の区分の議論は古く、関ほか (1964) の三波川変成作用が四万十帯にまで及んでいるとする考えと、加納 (1964) の三波川変成帯と四万十帯変成帯が接近しているとする考えの対立から始まっている。紀伊半島では従来秩父帯とされていた地層から白亜紀新世の放射虫化石が見いだされ (栗本, 1982), 四万十帯と三波川帯が接するとされた。また吉野地域では従来みかぶ構造線とされていた断層は認められず、四万十帯の堆積岩コンプレックスが三波川帯とされていた地域に連続すること、従来三波川変成帯とされていた地質体から白亜紀新世を示す化石は得られないが、岩相上四万十帯の堆積岩コンプレックスと類似することから、広く四万十帯の地層が中央構造線まで分布し、三波川帯も欠如するとされた (竹内・大和大峯研究グループ, 1984)。また竹内 (1986) は砂岩の岩石学的研究から

従来三波川帯とされていた地質体中にその南方に分布する四万十帯と酷似する砂岩岩塊が分布し、四万十帯と一連の地質体が従来三波川帯とされた地域にも分布するとした。

しかし、これらのいずれの研究においても三波川帯と四万十帯の定義については明記されていない。両者の定義が異なった基準によってなされているため、このように三波川帯と四万十帯が隣接する地域では混乱を生ずるのである。すなわち、三波川帯は従来秩父帯の北側に分布し、ジュラ紀から白亜紀の放射年代を示す低温高压型の変成岩類が分布する地帯に用いられ、四万十帯は秩父帯の南側に位置し、白亜紀古世後期-白亜紀新世の堆積年代を示す地質体が分布する地帯に用いられている。すなわち、前者は変成年代から後者は堆積年代からという異なった要素によって定義されている。

三波川帯及び四万十帯とされている地質体からの放射年代をみても、両者の年代は紀伊半島においては 70 Ma 前後を示し (柴田ほか, 1988; 高木ほか, 1989), 明らか

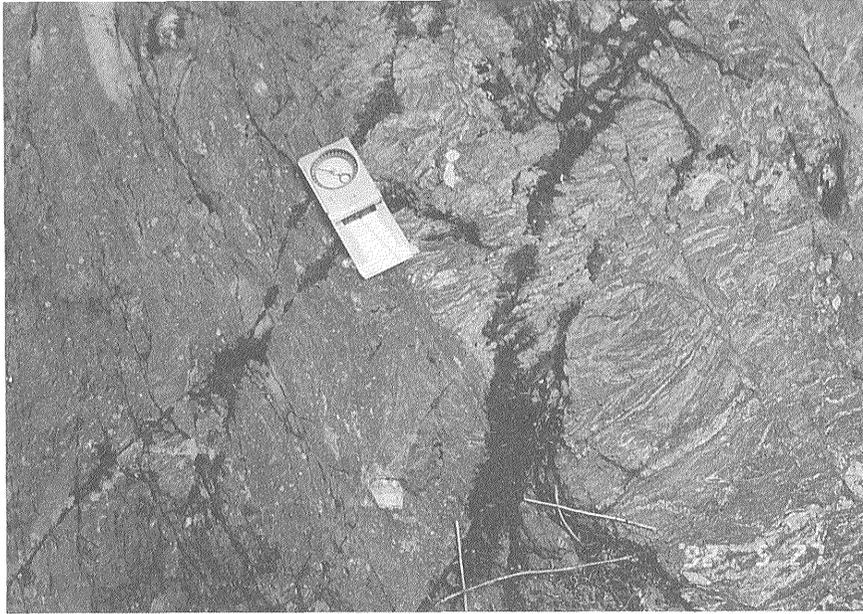


第19図 飯高層と高角度断層で接する麦谷層を示すルートマップ
 Fig.19 Route map showing that the Mugitani Formation is in a high-angle fault contact with the Iitaka Formation.

な差異は認められない。特に吉野地域のように変成度が見かけ上漸移しているようにみえる地域では変成作用の観点から区分するのは困難である。一方、三波川変成岩類からもいくつかの二疊紀からジュラ紀新世の化石が報告され(例えば岩崎ほか, 1984), その原岩はジュラ紀中世から白亜紀古世に付加した三宝山帯の地層に対比されるという考えがある(磯崎, 1988)。三波川変成岩の原岩の堆積年代が明らかになれば、四万十帯との区分に有効であるが、三波川変成岩から堆積年代を示す化石を見いだすのは、大部分の地域で困難である。Toriumi (1990) は三波川帯と四万十帯のチャート中の放散虫化石の変形様式に相違が認められるとしている。これらの変形時階が明らかにされ、三波川帯と四万十帯の変形史に明らかな相違があると認識されたならば、より確かな区分の基準となり得る可能性が高い。ちなみに Toriumi (1990) が四万十帯とした地層は麦谷層、東川層、高原川層、赤滝層及び榎尾層で、三波川帯は吉野地域の香束層と色生層及び榎田川地域の飯高層と粥見層とほぼ一致する。

三宝山帯と四万十帯の岩相を比較すると、三宝山帯はチャート、石灰岩及び緑色岩などの岩塊を多数含むいわゆるメランジュ相を呈するのに対し、四万十帯は砂質頁岩互層を主体とし、両者の境界は岩相上も明確であることが多い。

では本研究地域で岩相上の相違は認められないだろうか。高原川層、赤滝層及び榎尾層は共に放散虫化石年代より四万十帯と認定されるべき地質体である。麦谷層及び東川層はチャート、石灰岩、玄武岩類、砂岩、頁岩及び凝灰質岩など様々な岩相からなり、先の三者よりは変形度も高い。一方、香束層、色生層、飯高層及び粥見層は変成度と変形度はこれらの地質体より更に高いが、岩相は黒色泥質岩を主とし、砂質岩や塩基性岩を伴い、これらの岩相は側方方向に比較的連続性がよい。この特徴はいわゆる三波川変成岩に一般的である。麦谷層と考えられる地層より白亜紀古世前期の放散虫化石が報告されていること(大和太峯研究グループ, 1994)なども合わせると、東川層及び麦谷層は既存の四万十帯と三波川帯



第20図 層理面を切る高角度断層
Fig.20 High-angle fault cutting bedding plane.

の地層の中間的な性質を持っているといえる。これらは他の地域では報告されていない地質体が分布しているのかもしれない。

本研究では明確な定義はできないため、岩相や Toriumi (1990) の変形パターンを重視し、香東層、色生層、飯高層及び粥見層を従来の三波川帯に属するとし、麦谷層及び東川層については放散虫化石年代が従来四万十帯から報告されているものより古い、四万十帯に属するとして以下では扱う。

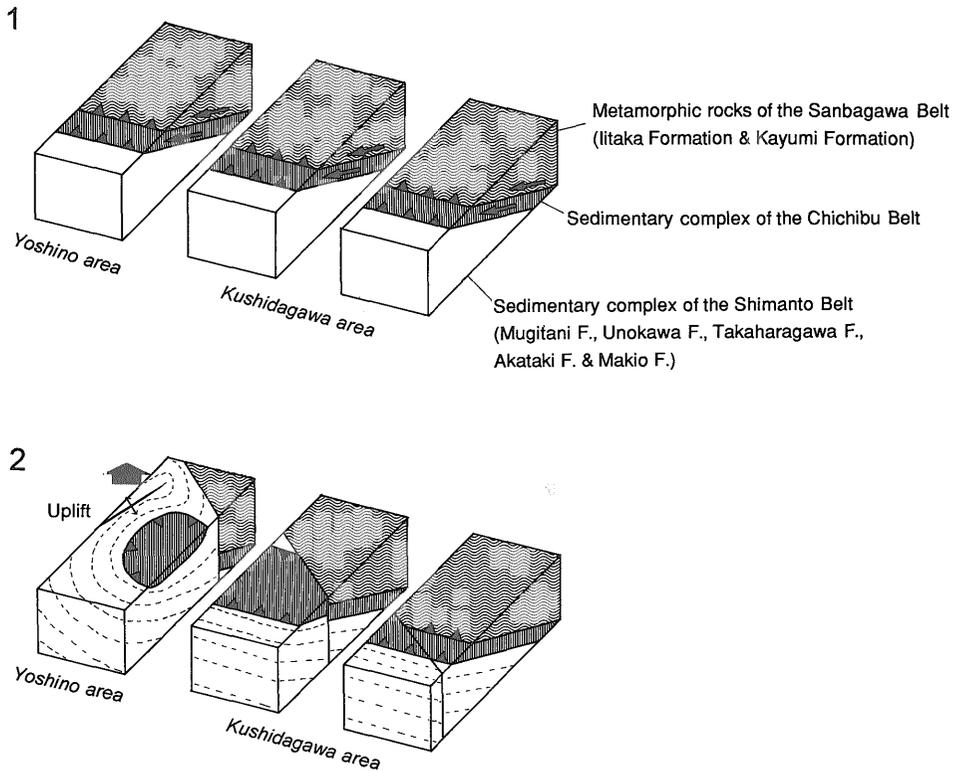
7.2 ナップ構造

本研究地域のナップ構造は構造的最低位に吉野地域の四万十帯の堆積岩コンプレックスが存在し、秩父帯の堆積岩コンプレックスがその上位に衝上している。更にその秩父帯の堆積岩コンプレックスの上位にいわゆる三波川帯に属すると考えられている飯高層と粥見層からなるナップが衝上している(第21図の1)。本研究地域以外の紀伊半島東部においても、このような三波川帯が秩父帯の上位に衝上する関係が Kimura (1954) や加藤 (1995) によって報告されている。

吉野地域の秩父帯の衝上によるナップ構造の形成は赤滝層の構造を切っていることから、少なくともチューロニアン以降で、四万十帯及び秩父帯の両堆積岩コンプレ

ックスに中新世の大峯酸性岩類 (Shibata and Nozawa, 1968; Itaya *et al.*, 1982) が貫入していることから中新世以前であることが明らかである。櫛田川地域では秩父帯より変成度の高い三波川帯の地質体が秩父帯の堆積岩コンプレックスに衝上していることから、三波川帯の変成年代を示す K-Ar 年代約 70 Ma 以降にナップ構造が形成されたと考えられる。

では吉野地域の三波川帯と四万十帯の関係はどうであろうか。佐々木・磯崎 (1992) は吉野地域の北端部で三波川帯と四万十帯が低角スラストで接すると報告している。彼らの報告した断層露頭は本報告の香東層と色生層及び色生層と麦谷層の間のものであり、地質ユニット区分においても本報告と相違がある。また香東層において田尻付近ではほとんどがザクロ石帯に属しアルカリ角閃石は産しないが、殿川付近では北半分のみがザクロ石帯に属し全体的にアルカリ角閃石が産し、変成度において明らかに違いが認められる。すなわち、香東層は単純に側方に連続して分布するのではなく、殿川付近の香東層は田尻付近のものとは異なった変成度の地質体が分布している。この地域は中央構造線の近傍であり、多数の低角断層や高角断層が認められ、地質ユニット間の低角断層としたものが地質ユニット全体の境界をなす地質構造を反映しているかどうかはわからない。また後述するよ



第21図 吉野及び櫛田川地域における地質構造発達史を示すブロックダイアグラム

1. ナップ構造の形成 2. 複背斜と高角度断層を伴った紀伊半島中央部の上昇

Fig. 21 Schematic block diagrams showing the tectonic evolution in the Yoshino and Kushidagawa areas. 1. Formation of nappe structure. 2. Uplift of the central Kii Peninsula (Yoshino area) with anticlinorium and high-angle faults.

うに紀伊半島西部の三波川帯と四万十帯を境する有田川構造線は高角度断層であり (Kurimoto, 1994), その東延長はほぼ直線的に吉野地域に連続することから, 三波川帯と四万十帯の境界断層は高角度である可能性が高い。更に香東層と色生層の境界断層も吉野地域より西方へ点紋帯と無点紋帯の境界断層としてほぼ直線的に連続すること (平山・岸本, 1957) から, 両者の境界断層は高角度の断層である可能性が高い。

以上のことから, 紀伊半島中央部から東部では三波川変成岩の変成年代 70 Ma 以降, 中新世の間にナップ構造が形成され, 構造的上位より, 櫛田川地域の三波川帯, 秩父帯の堆積岩コンプレックス及び四万十帯の堆積岩コンプレックスが重なったといえる。吉野地域の三波川帯は後生の高角度断層で四万十帯と接するため, このナップ形成時の構造関係はわからない。

7.3 紀伊半島中央部の上昇

Kurimoto (1994) は有田川構造線と梁瀬断層という高角度断層の活動に伴って, 紀伊半島の中央部ほどより大きな上昇が起こったため, 紀伊半島中央部で秩父帯が欠如したとした。本地域で有田川構造線や梁瀬断層と同時期に活動したと考えられる変位の大きい断層は高見山の西方から迷岳南方に延びる断層であろう。この断層は西側の麦谷層や秩父帯の堆積岩コンプレックスが東側の飯高層より相対的に上昇する変位である。そしてこれらの断層より中央部よりの地域では, 大滝から南西に延びる軸を持つ複背斜 (志井田 (1962) の笠木背斜) をなし, 軸部付近で最も上昇量が大きく (第 21 図の 2), 構造的に最下位の地質ユニット, 本地域では榎尾層が分布し, 背斜軸より東あるいは西へ離れるにつれてより上位の地質ユニットが分布する。この複背斜構造の形成とほぼ同時期に背斜軸と平行な北東-南西方向の正断層系が形成さ

れ、これらの断層によっても中央部がより上昇するような変位がもたらされている。この紀伊半島中央部の上昇の時代については現在のところ特定できる資料を得ていない。

8. ま と め

紀伊半島中央部から東部にかけての三波川帯、秩父帯及び四万十帯の調査を行い、地質ユニット区分及び地質構造を検討した結果、以下のことが明らかとなった。

- 1) 吉野地域の地質体は、香束層、色生層、麦谷層、東川層、高原川層、赤滝層及び楨尾層に区分できる。香束層、色生層及び麦谷層の境界はそれぞれ高角度断層と推定されるが、そのほかの各層間はスラストで重なる。
- 2) 櫛田川地域の地質体は構造的上位より、飯高層及び粥見層に区分できる。両者は共に高圧型の変成作用を被っているが、粥見層がより変成度及び変形度が高い。
- 3) 粥見層よりアルカリ角閃石とアルカリ輝石を見いだした。
- 4) 本地域にはナップ構造が発達し、麦谷層、東川層、高原川層及び赤滝層に秩父帯の堆積岩コンプレックスが衝上し、更に秩父帯の堆積岩コンプレックスに高圧型変成作用を受けた飯高層が衝上している。
- 5) 岩相、変形パターン、産出化石などから、香束層、色生層、飯高層及び粥見層は三波川帯に、麦谷層、東川層、高原川層、赤滝層及び楨尾層は四万十帯に属すると判断した。
- 6) 吉野地域の北東-南西方向の複背斜及び同方向の正断層と櫛田川地域の西北西-東南東方向の正断層によって、吉野地域の地質体が相対的に上昇し、複背斜の軸部に近くほど上昇量が大きく構造的低位の地質ユニットが露出している。

謝辞：本研究は四万十帯付加体深部の造構作用に関する研究(層序構造の研究、平成2-4年度)及び高圧変成岩類の上昇過程の研究(地質の研究、平成5-7年度)によって得られた成果の一部をまとめたものである。本研究に際し、地質部の木村克己、宮崎一博及び元科学技術庁フェローのM. A. Awanの各氏には野外及び室内で有益な討論をしていただいた。地質標本館の安部正治、野神貴嗣及び大和田 朗の各氏及び北海道支所の佐藤卓見氏には多数の薄片を作成していただいた。以上の方々には深く感謝の意を表する。

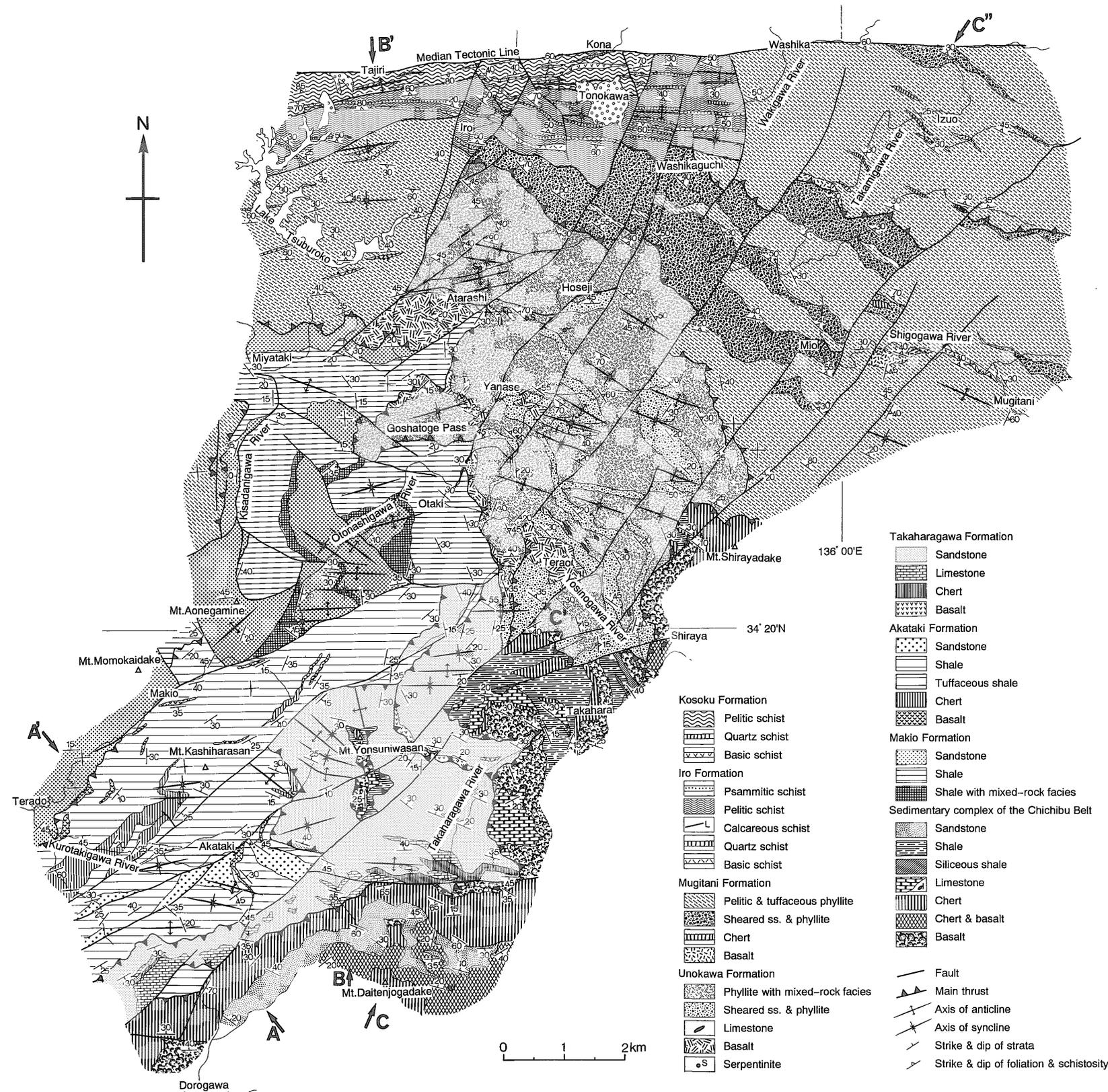
文 献

地質調査所(1992) 100万分の1日本地質図第3版。

- 越後格之・木村敏雄(1973) 中央構造線に沿う破碎岩の小構造解析—紀伊半島東部の粥見付近における例—。杉山隆二(編)中央構造線, 東海大学出版会, p.115-137.
- 平山 健・岸本文男(1957) 5万分の1地質図幅「吉野山」及び同説明書。地質調査所, 44 p.
- 飯塚保五郎(1932) 7万5千分の1地質図幅「野後」及び同説明書, 地質調査所, 32 p.
- 磯崎行雄(1988) 三波川変成作用と三宝山帯-四万十帯の形成。月刊地球, vol.10, p.367-371.
- ・丸山 茂(1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分。地学雑, vol.100, p.697-761.
- Itaya, T., Nagao, K., Murata, M. and Ogata, K. (1982) Rare gas composition and K-Ar ages of I- and S-type in Ohmine granitic rocks, central Kii Peninsula, Japan. *Abstr. Issue 5th Intern. Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, p.164-165.
- 岩崎正夫・市川浩一郎・八尾 昭・Faure, M. (1984) 四国東部みかぶ緑色岩類の化石年代。地質学会関西支部報, vol.97, p.21.
- 加納 博(1964) 四万十川変成帯—“紀伊半島中央部の三波川変成作用”(関陽太郎ほか)によせて—, 岩鉱, vol.52, p.222-224.
- 加藤 潔(1995) 紀伊半島東部, 三重県大会町-大宮町東部の秩父累帯。地質雑, vol.101, p.211-227.
- Kimura, T. (1954) The discovery of a low angle thrust, along the Mikabu line in eastern Kii peninsula, Western Japan: description of areal geology and sedimentary rocks. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol.2, p.173-190.
- 栗本史雄(1982) 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—。地質雑, vol.88, p.901-914.
- Kurimoto, C. (1994) Geology of the Kudoyama area in the western Kii Peninsula, Southwest Japan with reference to disappearance of the Chichibu terrane. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.45, p.235-255.
- 佐々木洋大・磯崎行雄(1992) 紀伊半島中央部, 三波川帯・四万十帯間の低角度スラスト。地質雑, vol.98, p.57-60.
- 関 陽太郎・大場忠道・森 隆二・栗谷川幸子(1964) 紀

- 伊半島中央部の三波川変成作用. 岩鉱, vol.52, p.73-89.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar age of Ominesan acid rocks, Kishu, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, vol.19, p.219-222.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂(1988) 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代, 地調月報, vol.39, p.759-781.
- 志井田 功(1962) 紀伊半島中央部における秩父累帯および日高(四万十)累帯の層位学的構造地質学的研究. 名大教養紀要, vol.6, 別冊1, p.1-58.
- 高木秀雄・柴田 賢・杉山雄一・内海 茂・松本哲一(1989) 三重県粥見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代. 岩鉱, vol.84, p.75-88.
- 竹内 誠(1986) 紀伊半島中央部, 中・古生界砂岩中の碎屑性ザクロ石. 地質雑, vol.92, p.289-306.
- (1988) 紀伊半島中央部の三波川帯中の含アルカリ角閃石片岩. 岩鉱, vol.83, p.69-76.
- 竹内靖夫・大和大峯研究グループ(1984) 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その11) —大滝地域—. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.172.
- Toriumi, M. (1990) The transition from brittle to ductile deformation in the Sambagawa metamorphic belt. *Japan. J. Metamorphic Geol.*, vol.8, p.457-466.
- 山本 威(1974) 飯高町西半部の地形と地質. 三重県立博物館自然科学調査報告第5報, 台高山脈北部ならびに奥香肌峡一帯自然科学調査報告, p.3-8.
- 大和大峯研究グループ(1981) 紀伊山地中央部の中・古生界. 第35回地団研大阪総会巡検案内書, p.1-90.
- (1989) 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その3), —御吉野地域—. 地球科学, vol.43, p.119-128.
- (1992) 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その4), —高原川地域—. 地球科学, vol.46, p.185-198.
- (1994) 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その5), —新子地域—. 地球科学, vol.48, p.103-117.

(受付:1995年12月13日;受理:1996年2月22日)



第3図 吉野地域の地質図
 Fig. 3 Geological map of the Yoshino area.