

A. a. XVIII.

地質調査所報告 第256号

北部九州の地質構造
—長崎三角地域にまつわる問題—

地質調査所

昭和51年1月

551.24(522.2)

地質調査所報告

所長 小林 勇

北部九州の地質構造
—長崎三角地域にまつわる問題—

広川 治

目 次

要 旨	1
I. 緒 言	1
II. 長崎三角地域に関する地質研究史	2
II.1 長崎三角地域の問題と本論文の主題	2
II.2 長崎付近および天草の変成岩	5
II.3 九州における三波川変成帯	14
II.3.1 熊本東方の結晶片岩（木山変成岩）	15
II.3.2 竜峰山帯の変成岩	16
II.3.3 臼杵・八代線南側の変成岩	17
II.4 九州における三郡変成帯	18
II.4.1 三郡山塊の変成岩	18
II.4.2 筑肥山地の変成岩	19
II.4.3 九州の三郡変成帯全般	20
II.5 九州における領家変成帯	20
II.5.1 朝地変成岩	21
II.5.2 肥後変成岩および間ノ谷変成岩	22
II.5.3 木ノ葉変成岩	26
II.6 九州の地質構造（とくに三郡変成帯，領家変成帯，三波川変成帯および秩父帯の関連）	27
II.7 中央構造線	29
III. 長崎三角地域の主題に関する考察	31
III.1 九州における秩父帯	31
III.2 九州における秩父帯内（間ノ谷・肥後・竜峰山および小田尾帯）の変成岩	32
III.3 九州における領家帯	34
III.4 木山変成岩	38
III.5 九州における三波川帯	38
III.5.1 九州における三波川帯についての考え方	38
III.5.2 北九州地域の屈曲・移動	39
III.6 地域の屈曲，移動の作業仮説からみた九州およびその周辺の地質現象	41
III.6.1 北九州およびその東方地域	41
III.6.2 北九州西縁地域	45
III.6.3 斜交構造および直線・湾曲構造	46
III.7 変成帯相互の関係と中央構造線	47
III.7.1 変成帯相互の関係	47
III.7.2 中央構造線	48
III.7.3 島弧の接続部と海嶺	48
III.8 地史的にみた九州における変成帯または構造帯	49
III.8.1 三郡・領家・三波川各変成帯の主要移動時期	49
III.8.2 日奈久線方向と北薩の屈曲との関係	54

IV. 総括および結論	55
IV.1 研究史総括.....	55
IV.2 考察の総括および結論.....	58
文 献	60
Abstract	

北部九州の地質構造

—長崎三角地域にまつわる問題—

広川 治*

要 旨

九州北半部の松山・伊万里線と松山・八代線に挟まれた地域は、内外両帯の地質的要素をもつという点から、F. v. RICHTHOFEN は内・外両帯から区別してとくにこの地域を長崎三角地域 (Nagasaki Dreiecke) と呼んだ。東から見事に続いてきた変成帯を主とする帯状配列が、この地域に至って急に乱れ、相互関係が不明瞭になる。これらの変成帯などがこの地域でどのような関係にあるかということを中心として研究史を編み、主として文献資料をもとにしてこの主題の考察を行った。

この主題に関して古くからしばしば議論されてきたが、研究史を通じてみて、この主題に関してもっとも重要な問題は長崎付近の結晶片岩の所属問題であり、次は肥後変成岩が領家帯とどのような関係にあるのかという問題であろう。筆者の考察の結果では次のようになる。

長崎付近の結晶片岩は三波川帯の延長であり、ある時期には三波川帯の南縁は松山・伊万里線付近にあったが、白亜紀前の大変動により、九州北部において三郡、領家帯が三波川帯とともに、秩父帯および変成帯の西翼に対し相対的に南に屈曲、移動したために、三波川帯主要部から切り離されて現在のように孤立していると考えられる。

肥後変成岩は領家帯とは別な秩父帯内の古生層から変成されたもので、九州北東部の領家変成岩との間には大きな断層が存在していると推定される。

領家帯の南縁は朝地変成岩と佐賀関変成岩の間を通り、南に凸の弧を画きながら熊本付近を通り、雲仙岳から北方に曲って伊万里付近にずれるか引きずられ、南に折れ曲がって呼子ノ瀬戸断層に沿い、野母半島先端西方付近から南西に方向を転ずるものと推定される。

I. 緒 言

九州は、北西部太平洋に見事に展開している花彩列島のうち、本州弧と琉球弧との接合部にあたっており、とくに九州北半部の地質構造は複雑である。地質学が明治維新後、欧米から日本に受け入れられてから今日まで100年程になるが、この間、九州の地質についてはおびただしい研究がなされ、多くの問題が提起されてきた。このうち、F. v. RICHTHOFEN(1903) によって提唱された「長崎三角地域」にまつわる問題は、以来、多くの議論を呼びつつ多くの解釈が行われてきたが、数多くの新しい資料が集積してきた現在に至っても、満足な解答が与えられているとは言えない。

筆者は以前から九州の地質構造に関心をもってしたが、今回、100万分の1日本地質図編集に参加することになり、この地域の地質に関する数多い研究資料とそれから引き出された多様な解釈を収集、整理、検討する必要を痛感した。

そこで、本報告書では、文献資料の整理、検討を行うことを主とし、前半に研究史を編み、後半に考察を行った。研究史篇では、先ず、「長崎三角地域」に関する論文を取り上げ、それを整理し、そこから本報告書の主題を引き出し、次にこの主題に焦点を合わせて、文献資料から研究史を編んだ。考察篇では研究史における解釈や考えを要約しながら、研究史編では取り上げなかった文献資料も加えて問題を検討し、その結果から帰納的に筆者の作業仮説を提唱した。次にその作業仮説から九州における地質現象や問題点を如何に演繹的に説明できるか、また、地史的にみて矛盾はないか、どのような問題や難

* 元 所 員

点があるか、などを述べた。今後の研究に多少なりとも貢献するところがあれば幸いである。

重要な文献や資料を見落しているために、誤った解釈に陥っているとすれば、これは直ちに訂正されなければならない。本報告書の性質上、文献からの引用文がかなりの部分を占めているが、鉤括弧で括った部分は必ずしも原文通りになっているとは限らない。中間を省いたり、順序不同であったり、表現をいくぶん変えたりしているのが、このために原文の意味が誤って記されていたとすれば、これはすべて筆者の責任である。

研究史を考慮して、文献を年代順に配列した。

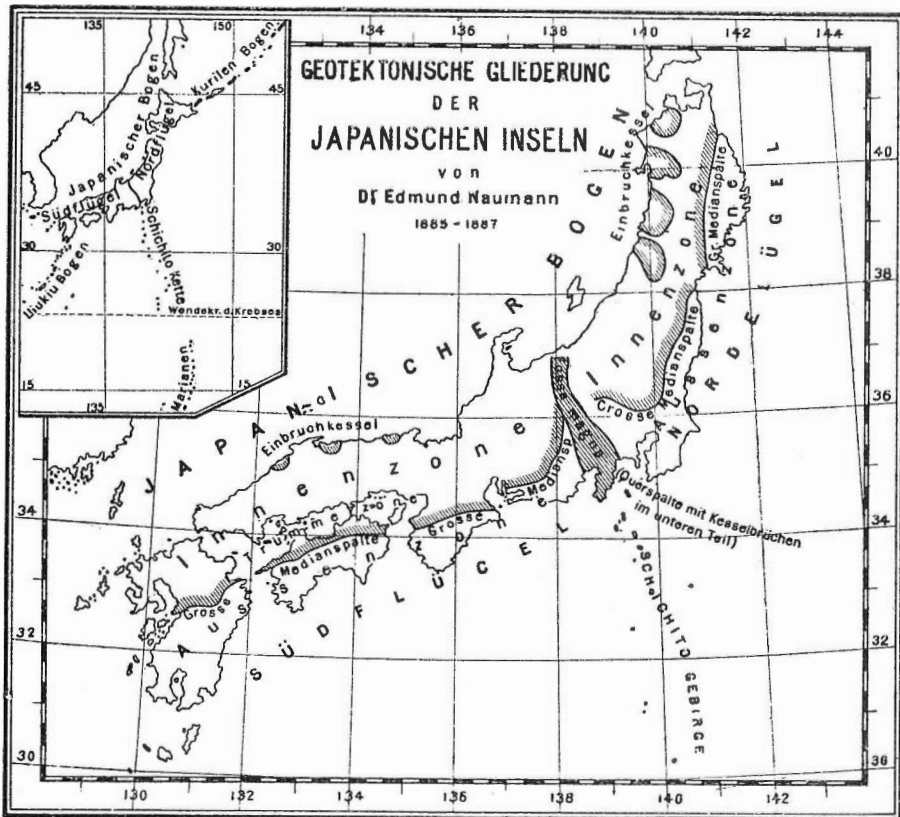
ここに引用させていただいた貴重な文献の原著者各位に対し、深い敬意と感謝を捧げる次第である。

II. 長崎三角地域に関する地質研究史

II.1 長崎三角地域の問題と本論文の主題

E. NAUMAN (1885, 1893) は、日本を内帯と外帯に分け、この両帯を境する構造線を大中央裂線と呼び、九州では、この裂線を大分から南にやや湾曲させ宇土半島の付根に引いた(第1図)。

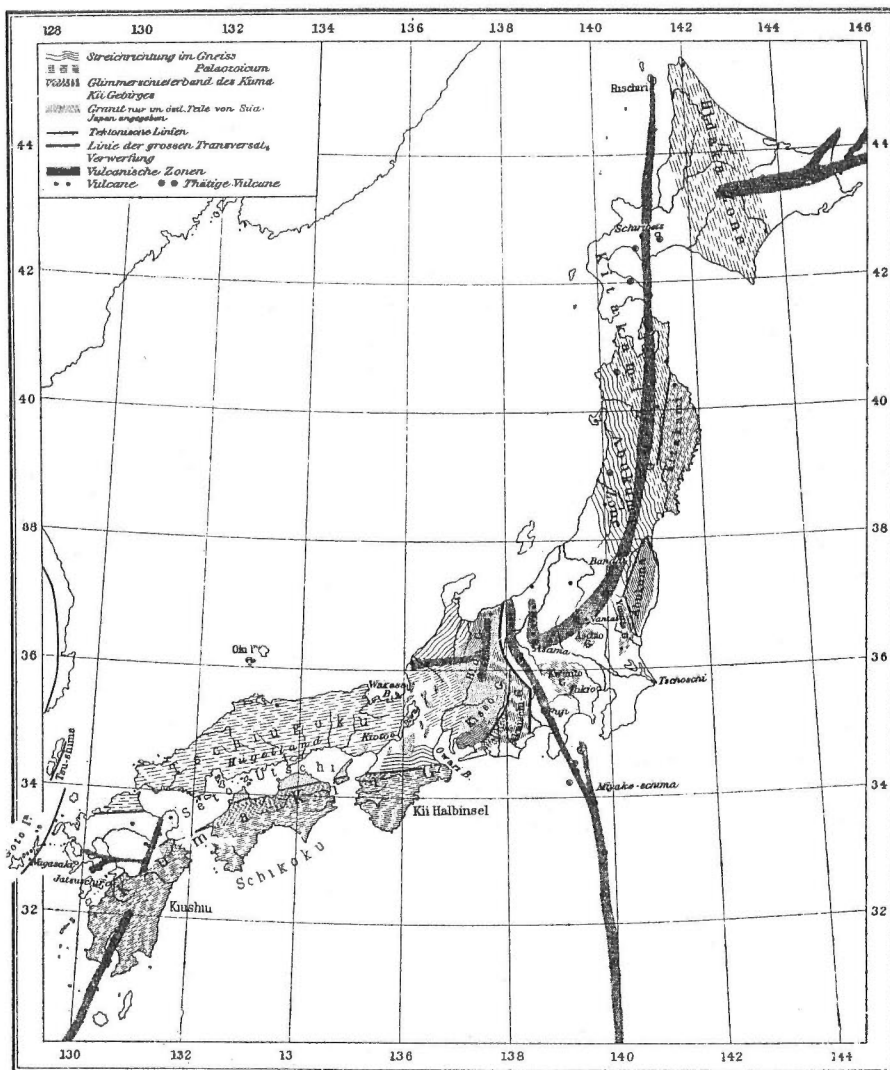
F. v. RICHTHOFEN(1903) は、日本列島の延長を中国大陸に求め、北帯¹⁾は秦嶺山系(Tsin-ling-shan)に、



第1図 ナウマンの日本列島地質構造図

Fig. 1. ED. NAUMANN'S geotectonical map of the Japanese Islands.

1) RICHTHOFEN は内帯、外帯に相当するものをそれぞれ北帯、南帯と呼んだ。



第2図 リヒトホーフェンの日本列島地質構造図

Fig. 2. F. R. v. RICHTHOFEN's geotectonical map of the Japanese Islands.

南帯は南支那山系（震旦系；Sinian）に続くものと考え、北側の片麻岩および花崗岩類と南側の結晶片岩類との間の地質境界をなす中央線が構造線であるとした。しかし、九州中部には、北帯と南帯の地質学的要素が共存する²⁾ことを特記して、松山・久留米・伊万里線と松山・八代線の間にある地域を南北両帯から区別し、長崎三角地域(Nagasaki-Dreiecke)と呼ぶことを提唱した(第2図)。

YABE (1917) は次のように述べている。「結晶片岩を主とする彼杵半島地域およびほとんど白亜系と古第三系とからなる天草諸島—長崎三角地域の底辺部を作る一は、西南日本両帯に属していた陸地の断片であり、朝鮮の東海岸の大白山(Tai-paik-shan)山脈や琉球アークを生じた構造運動により移動したものであろう。この地域を除く RICHTHOFEN の長崎三角地域は、多分、かなり南に向かって押動かされた北帯の移動塊であろう。以前に、松山・八代線は南北両帯の境界線であり、大中央構造線の延長であ

2) 一般に南帯に分布するおそらく始生代(Archean)の結晶片岩、北帯を特徴づける片麻岩とそれに付随する花崗岩などが分布し、阿蘇、温泉、多良などの火山が発達していることを特記している。

ると考えたが³⁾、松山・八代線はおそらくもっと若く大中央構造線にやや斜交する他の構造線であろう。」

矢部はここで大きな地塊移動を考えている。

さらに矢部(1925)は、佐田岬と佐賀関の結晶片岩の分布から、ほぼ大野川・熊本県白川筋に沿う線(熊本・大分線)を内外両帯を境する重要な地質構造線のように考えながらも⁴⁾、これを中央線と考えるより RICHTHOFEN の長崎三角地域の北縁を以て内・外両帯の境界と考える方が西彼杵半島の結晶片岩区域の説明が容易であると述べている。

大塚・望月(1932)は「長崎三角地域が西南日本外帯の地質構造ときわめて異なるのは、臼杵・八代線の東南部地域より相対的に低くなった北部地域の表層が剝削されずにいるためであり、長崎三角地域がいちじるしく隆起して侵食作用が働けば、この地域に、現在外帯に見られる構造の一部が明瞭に示されるであろう。」と述べている。

大塚(1935)は長崎三角地域に関連して、矢部と異なった意見を次のように述べている。「1.和泉砂岩層または姫ノ浦層群(上部白亜系)の構造が長崎三角地域を外帯に属させることを許さない。2.古第三系は北九州で松山・伊万里線を被覆しており、この線により擾乱を受けていない。しかし、天草では古第三系下半は中央構造線の一延長である臼杵・八代線の走向にほぼ平行な褶曲軸をもっており、納富の天草地質図幅では上部白亜系もほぼ構造的に褶曲している。このことから考えると、松山・伊万里線は中央構造線および臼杵・八代地質構造線から区別されなければならない一段古い意味の地質境界線と考えられる。したがって、長崎三角地域は中央構造線およびその一部である臼杵・八代地質構造線の北側にあるので内帯の一部と考えられることになる。3.和泉砂岩は内帯では先白亜紀花崗岩⁵⁾を不整合におおっているが、外帯では沈積岩と接している。先白亜紀花崗岩は現在では中央構造線および臼杵・八代地質構造線の北側に分布しており、外帯に露出していない。したがって先白亜紀花崗岩と先白亜紀(または先上部白亜紀)沈積岩の露出区域の境界線は、白亜紀層堆積前に中央構造線および臼杵・八代線とほぼ類似の位置に存在していたことはほぼ確実である。接触、断層、不整合のうちのどれにあたるか不明瞭のこの境界線を境とする両帯を先白亜紀外帯・先白亜紀内帯と呼び、現在の中央構造線によって境される西南日本の内帯・外帯と区別したい。4.長崎三角地域の先白亜紀花崗岩は先白亜紀内帯の特徴⁶⁾を備えているので、先白亜紀花崗岩が地表に露出して以後、長崎三角地域は先白亜紀外帯の延長と考えられない。5.長崎三角地域における結晶片岩の分布に注目すると、先白亜紀花崗岩が地表に露出する以前に外帯の延長がこの三角地域にあり、当時の内帯・外帯に該当するものが考えられる。松山・伊万里線はこれらの古内帯・古外帯とも言うべきものの境界を意味するであろう」

大塚は、ここで時代的な変遷を考えて、九州における内帯・外帯の境界は、1.先白亜紀花崗岩露出以前は松山・伊万里線、2.先白亜紀花崗岩露出後、上部白亜系堆積前は臼杵・八代構造線とほぼ類似の位置の線、および 3.上部白亜系堆積後からは臼杵・八代構造線と解釈している。

赤木(1936)は、内帯、外帯、長崎三角地域の3地域を区分し、次のように述べている。「西南日本地域を2分する中央構造線の西部は臼杵・八代構造線となり、なお、松山・伊万里構造線を分岐し、両構造線の間に長崎三角地域を挟む。内帯については、大体において、上下の方向を主とする地殻運動を伴った結果、地塊構造を呈し、古期花崗岩や変成岩などの基底部を露わすようになった。外帯については、横圧力による褶曲運動を受けて覆瓦構造を伴う褶曲構造が発達し、中央構造線に並行する帯状構造を示している。長崎三角地域では、古期花崗岩類、その貫入による変成岩、三波川系岩類も存在し、一部は

3) この文献に接することができなかった。

4) ここで伊木(1900, 1901)の緑川断層に相当する臼杵・八代線を提唱し、地形上および地質構造上、熊本・大分線よりも顕著であると述べている。

5) 大塚は和泉砂岩または天草島の上部白亜系に被覆されている花崗岩類を便宜上先白亜紀花崗岩と呼んでいる。

6) 天草島の上部白亜系は結晶片岩系とこれを貫く花崗岩を不整合におおい、高縄半島の花崗岩は和泉砂岩堆積前に貫入したものである。したがって西南日本の中央構造線および臼杵・八代線以北に接して白亜紀以後の花崗岩は知られていない。外帯には和泉砂岩層または上部白亜系に貫入した花崗岩が存在するが白亜紀花崗岩はみられない(大塚, 1935)。

地塊構造を示し、一部は褶曲構造を示す。長崎三角地域は、地質、構造上、内・外両帯の特徴を部分的に備えて、中間的の性質を有している。以上のことから、内・外両帯の構造上の差異は、中間的要素を伴う長崎三角地域が存在により、地質系統を同じくする地域が相異なる機構に基づいて構成された結果である。長崎三角地域は西南日本古期の地体構造上、内・外両帯と相対立して考えられる充分な要素を具備しており、一構造单元（長崎中間帯）と考えられる。」

松本(1939 b)は、“中生代内帯”は中生代中期の構造運動により、“中生代外帯”は白亜紀中期の構造運動により形成されたという前提に立ち、中九州⁷⁾の古期地質系およびこれを貫く花崗岩と中部白亜系以上の構造上の顕著な相異および顕著な不整合関係から、中九州のこの不整合下の構造は中部白亜系堆積以前に生成されたものであると述べ、中生代内帯の一部であるとしている。一方、この地域には中生代外帯に特徴的な要素⁸⁾もあるので中生代地殻運動の現象に関する限り、中部九州は両帯の何れともつかず形態的には両者の中間地帯であるとしている。さらに、中生代中期の造構造運動の初期には、構造の顕著な対立はなかったが、ある時期に至って、造構造運動に関し質的に対立するものが生じ、より安定な陸塊と激しく褶曲した造構体と、さらにその中間地帯に多少異なる発達をしてゆくような中間地帯等の分化をみたのではないかと述べている。

これまで内帯、外帯ということがでてきたが、山下(1957)は、内帯、外帯および中央構造線に触れず、長崎三角地域に関連して次のようなことを述べている。「九州の東部までは本州区の標準的な4帯（中国・丹波帯、領家帯、三波川帯、秩父累帯）がともかく認められる。筆者は九州西岸の結晶片岩類の大部分を三郡変成岩類に関連させて考えている。領家帯プロパーは、九州東岸までしか存在しないとしても、西岸の肥後片麻岩や宮原花崗岩などは本質的には領家帯の延長と考えてよい。この地域の片麻岩類が領家変成岩類と異なること、およびその分布上の特徴が領家帯プロパーのばあいとやや異なるとされていることは、おそらく、この地域の特殊な条件によるものであろう。彼杵半島および天草西岸の結晶片岩類は三郡変成岩類およびそれに平行なものに属すると考える。その走向が90°も違っているのは、おそらく二次的なものであり、九州の西部に広く分布していた変成岩類が、花崗岩類の貫入とその西方への衝上によってこのような走向をもつに至ったものと考えられる。」

これまで述べてきたことから解るように、長崎三角地域については、1900年頃から現在(1973年)に至るまで、まだ解決されずに多くの問題が残されている。これまで述べてきただけでも長崎三角地域に関連する項目として問題にあがっているものは、内帯（または北帯）、外帯（または南帯）、古内帯、古外帯、先白亜紀内帯、先白亜紀外帯、中生代内帯、中生代外帯、中央線（または中央構造線）、松山・久留米・伊万里線、松山・八代線、白杵・八代線、大野川・熊本白川筋に沿う線、三郡変成岩類、西彼杵半島の結晶片岩区域、佐賀関半島の結晶片岩、肥後片麻岩、宮原花崗岩、先白亜紀花崗岩、領家変成岩類、中国・丹波帯、領家帯、三波川帯、秩父累帯、上部白亜系などである。長崎三角地域に関する問題は多方面にわたっているが、東から見事な帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川の3変成帯、中国・丹波帯および秩父帯が九州においてどのような関係にあるかということに本報文の主題をおくことにする。

これに関係して、西彼杵半島付近の結晶片岩区域が、古くから現在までいろいろの論争を引き起し、その解釈に地質学者を苦しめてきた曲者である。まず、この曲者を地質学者がどのように捉えようとしてきたか、研究史を辿ってみることにする。

II.2 長崎付近および天草の変成岩

幕末(1867年)に來日し、10年間日本に滞在して各地の鉱山地質調査を行ったフランス人、フランシスク・コワニエ(FRANQUIE COIGNET, 1874)は、「日本鉱物資源に関する覚書」に次のように述べてい

7) ほぼ長崎三角地域に相当し、中部九州の略。

8) 佐賀関半島および熊本県益城郡の結晶片岩は白杵・八代線以北に延びており、外帯プロパーの帯状に配列する構造線や白杵・八代構造線に準平行な構造線が発達する(松本, 1939 b)。

る。「古生層をみたのは長崎付近、四国北部および大和国中央部の3カ所にすぎない。長崎付近の雲母片岩は多くの不透明な褐色の柘榴石の結晶を含んでいる。後の2カ所の片岩は雲母を多量に含み片状を呈し、その中に硫化銅の美しい鉱脈が発達している。」おそらく、これが長崎付近の結晶片岩の始めての記載と思われるが、近畿・四国の結晶片岩と関連させている。

1880年、全国にわたる20万分の1地質図幅作成のため調査が開始され、この地域も調査されるようになった。

金原(1907)は20万分の1大分図幅地質説明書のなかで、天草下島の結晶片岩について、絹雲母片岩は走向NW、傾斜30°NE、この上に重なる石墨片岩および緑泥片岩の互層は傾斜EないしSEで、この結晶片岩は長崎付近の結晶片岩と連続していたが、天草洋陥没のため分離したものと述べ、絹雲母片岩、緑泥片岩および石墨片岩に分け、長石の白斑点や柘榴石を含むことを記載している。

大日方(1913)は、20万分の1長崎図幅地質説明書で次のように述べている。「野母半島および西彼杵半島の大部分を構成する結晶片岩系は主に石墨絹雲母片岩で、これに緑泥片岩を介有し、まれに陽起石片岩の薄層を挟む。これらの岩石には点紋のあるものもないものがある。岩質は秩父地方に発達する三波川系⁹⁾の中部を構成するものに類似している。層向は西彼杵半島ではおおむねNS、NNEまたはNNWで背斜をなし、その軸はほぼ半島中軸に並行して半島の西部をNSに走る。野母半島では、半島の北部には、ほぼその中軸に沿ってNNEに走る1背斜があるようであるが、層向は変化がはなはだしい。」

このNS方向が、最近までしばしば問題にされてきた。

Koro(1916)は、内帯、外帯の結晶片岩を一括して三波川・御荷鉾系とし、「離れた帯からなる¹⁰⁾三波川・御荷鉾系は南日本の屈曲と調和しているが、北九州では幅が広くなり、長崎近くで急に南方向きを変え、南方の天草西岸に続き、しばらく断絶してから奄美大島に現われ、それから琉球弧に沿う。」と述べており、この構造を「周東海構造運動(perit-Tunghai disturbance)」と関連づけている。

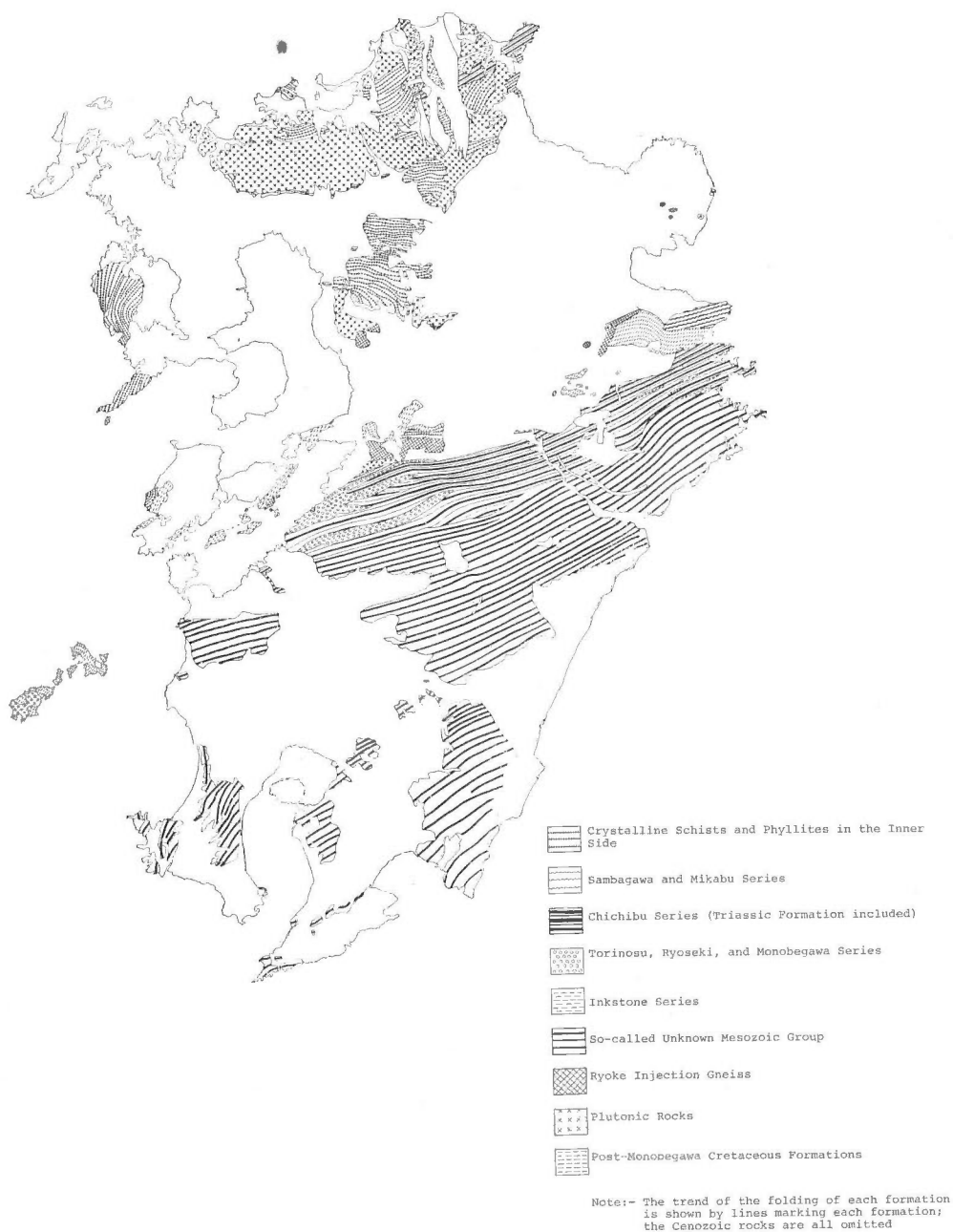
Yabe(1917)は、西彼杵半島の結晶片岩は三波川結晶片岩に、したがって、初めに西南日本南帯(外帯)に属していたとして、中央構造線を松山・久留米線に求めた。さらに矢部(1926a)は、「西彼杵、天草上島の結晶片岩のNSまたはNE方向は外帯の構造線の方向とは異なるが、これは明らかに縁東海変動(perit-Tunghai disturbance)によるものである。」と述べている。

大塚(1935)は、長崎三角地域は中央構造線および白杵・八代地質構造線生成後は内帯の一部であり、長崎三角地域の結晶片岩はその分布から考えると、先白亜紀花崗岩が地表に露出する以前は外帯の延長であったと考えた。

小林(1935 a, b, c)は、西彼杵半島などの結晶片岩類に関し次のように述べている。「西彼杵半島の結晶片岩類は岩石学的性質からは佐賀関の結晶片岩類と同定されるが、松山・伊万里線を本原的の中央構造線とするには2・3の問題がある。その1つは、西彼杵半島より天草にわたる三波川層の全般的褶曲軸の方向NNWは、西南日本の帯状構造とはほとんど直角である。この方向を中央構造線生成前の基本構造とすると、この結晶片岩類を政摩・紀伊山地の三波川層と同列におくことは困難である。中央構造線生成後の変化であれば、天草の上部白亜紀層と第三紀層との構造から考えて、その可能性について疑問が残る。第2は、松山・伊万里線は、松山付近まで極めて順調であった中央構造線と著しい斜角をもって九州方面に連続することとなり、その説明が必要である。その3は、三角地域内には外帯にない領家式片麻岩類が発達していることである。北九州、中国地方などにも類似の結晶片岩があるので、岩石学的性質のみから、西彼杵半島などの結晶片岩を三波川層あるいは御荷鉾層と認定するのは困難であり、地質構造を充分考える必要がある。北九州における基盤岩層の褶曲方向を図上に求めた結果、白杵・八代線以北の秩父古生層および結晶片岩類は福岡北方を中心として半円形に配列する数段の弧で、西彼杵半島のものも、この形式に順応する最外列の一辺であることが判った。」(第3図)。

9) 群馬県の神奈川の支流三波川にちなみ、小藤(1888)が命名した。

10) 現在の三郡変成帯、三波川変成帯を含む。



第3図 九州の構造図 (小林, 1935)
 Fig. 3. Tectonic map of Kyushu Island (KOBAYASHI, 1935).

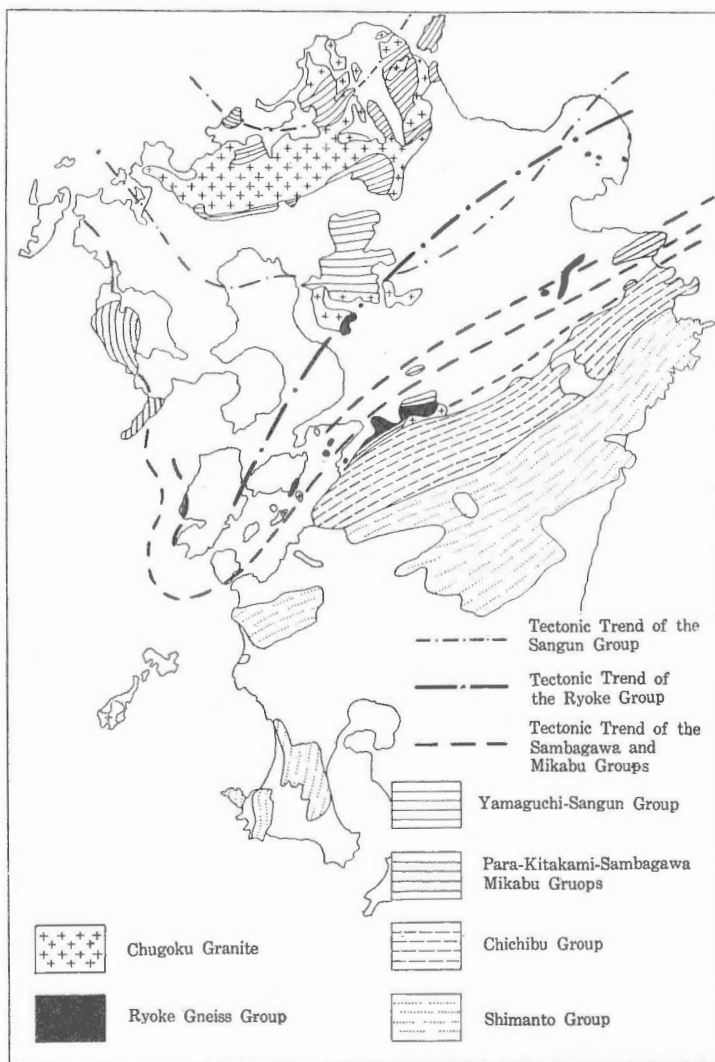
要するに、小林は、松山・伊万里線を本源的に中央構造線とするのは問題であり、岩石学的性質のみからは西彼杵変成岩が三波川変成岩とは認定できないとして、これまでの単純な考え方を危険とし、西彼杵・天草方向を重視して構造上からこの変成岩の地質的解釈をしようとした。

小林・大塚(1937)は、「西彼杵半島の結晶片岩類と三波川系の褶曲軸の相異は、九州の地史を考察する時は、少なくとも姫ノ浦層群堆積前に出現したものであり、西彼杵半島の変成岩が方向転換したもの

とすれば、その造山運動直後に現在の褶曲方向をもったものと考えなければならない。」と述べている。

KOBAYASHI (1941)は、九州では中央構造線が雁行配列をして、三波川・御荷鉢地帯を斜めに横切り、九州北西部では直角をなして湾曲し、天草諸島から西彼杵半島まで北北西に延びていると解釈して、これを「彼杵湾曲」と呼び、西彼杵半島、野母半島および天草の変成岩類を三波川変成岩に結びつけた(第4図)。さらにその延長については、朝鮮の沃川覆瓦構造帯の方向が支那方向から、その東北端において急に東から南東に湾曲しているのに注目し、この湾曲と「彼杵湾曲」とを構造的に結びつけ、朝鮮弧に沿うところの東側地帯の水平移動を考え、朝鮮よりの一部に長崎変成岩の延長を考えた。これは小藤(1916)が琉球方向に結びつけたのとは全く逆の方向である。

種子田・大島(1951)は、野母半島の岩石の一般走向はNEと報告しているが、これまでの西彼杵半島から天草まで結晶片岩の一般走向が南北方向をとっているという考えは多くの人によって持続されてゆく。

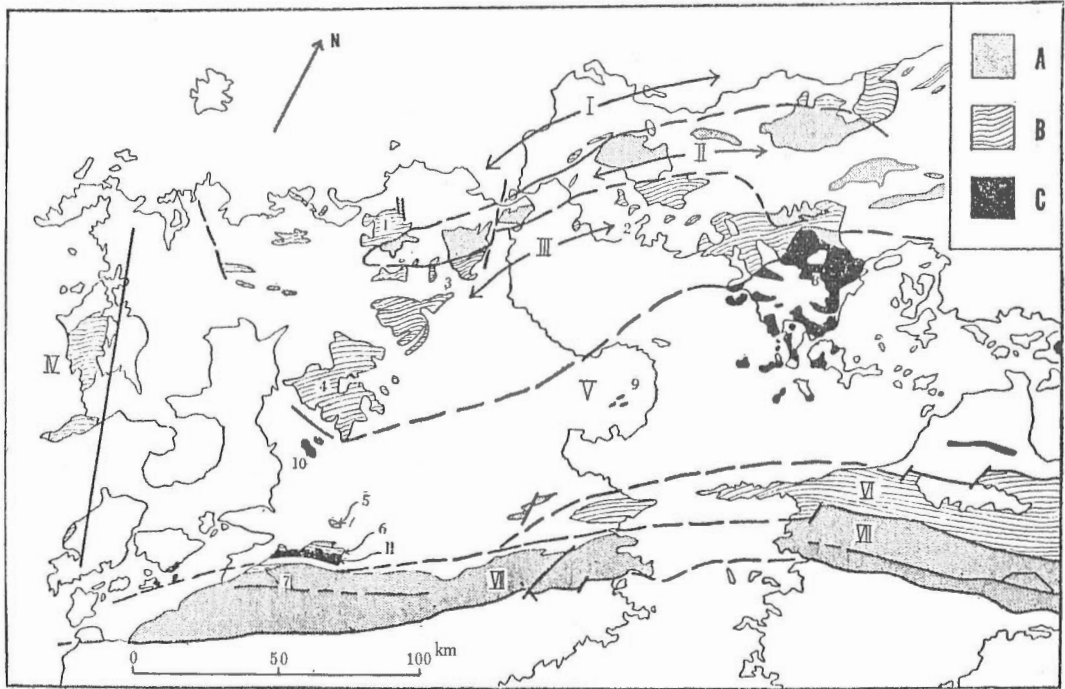


第4図 九州の地質構造図 (KOBAYASHI, 1941)
Fig. 4. Tectonic map of Kyushu (KOBAYASHI, 1941).

これまで述べたように、鈴木(1894)が20万分の1福岡地質図幅を作成していた頃から、内帯、外帯の結晶片岩が知られていたが、小林(1935a)に疑問視されたけれども¹¹⁾、1950年代まで50年以上の間、長崎付近の変成岩を三波川変成岩とみなして地質構造が論じられてきた。ところが、牛来(1952)は、長崎付近の変成岩を日本の主な変成帯の図で本山・田川帯に属させ疑問符を付しており、この頃から、長崎付近の変成岩が三郡、三波川両変成帯の何れに属するかが問題とされてきた。

岩崎(1953)は、「西彼杵・野母両半島の変成岩類は点紋帯と無点紋帯に分化し、その構造配列が南北ないし北西方向であるが、三郡・本山、田川変成岩類は点紋帯、無点紋帯に分化しておらず、岩石学的には同定が困難である。また、これらの変成岩類の配列方向はほぼ北東であるから構造的にも長崎地域の結晶片岩類をこれらに結びつけることは常識的に困難である。また、長崎地域の結晶片岩類は独立の一単位をなすほど特異な岩石でもない。したがって、長崎地域の結晶片岩類は西南日本外帯の三波川系結晶片岩類によく対応する。天草島西端の結晶片岩はこの延長であることは疑いない。」と述べている。

KOBAYASHI(1956a, b)は、1941年頃の彼杵湾曲の考え方を改めて、次のように述べている。「北九州では、山口帯(不変成古生層帯)とその両側の変成帯(三郡変成帯)は共に南に凸の弧(筑紫弧)を描く。この西では北西の一般走向をとる本山帯(山口帯の南の変成帯)は急激に南に方向を転じて西彼杵半島につながってゆくように思われる。この水平移動が受け入れられるならば、この屈曲は琉球弧の移動により引っぱられたためであろう。四万十帯の屈曲も琉球弧の移動によるもので、この運動は佐川時層以来行なわれたものにちがいない。」



第5図 長崎三角地域の地質構造(山下, 1957)

Fig. 5. Geologic structure of Nagasaki-Dreiecke (YAMASHITA, 1957).

- A: Non-metamorphic Paleozoic, B: Crystalline schist C: Ryoke, Higo and Ueki metamorphic rocks
 I: Sanin branch of Sangun metamorphic belt, II: Central non-metamorphic belt, III: Sanyo branch of Sangun metamorphic belt, IV: Sonoki metamorphic rock, V: Axial plutonic-metamorphic belt, VI: Sambagawa belt, VII: Chichibu belt
 1. Sangun metamorphic rock, 2. Motoyama metamorphic rock, 3. Tagawa metamorphic rock, 4. Chikugo metamorphic rock, 5. Kiyama crystalline schist, 6. Manotani crystalline schist, 7. Crystalline schist of Ryuhozan belt, 8. Ryoke metamorphic belt of Yanai district, 9. Ryoke metamorphic rock of Kunisaki peninsula, 10. Ueki metamorphic rock, 11. Higo metamorphic rock

11) 西彼杵-天草の結晶片岩を岩石学的性質だけから三波川変成岩と認定できない(小林, 1935a)。

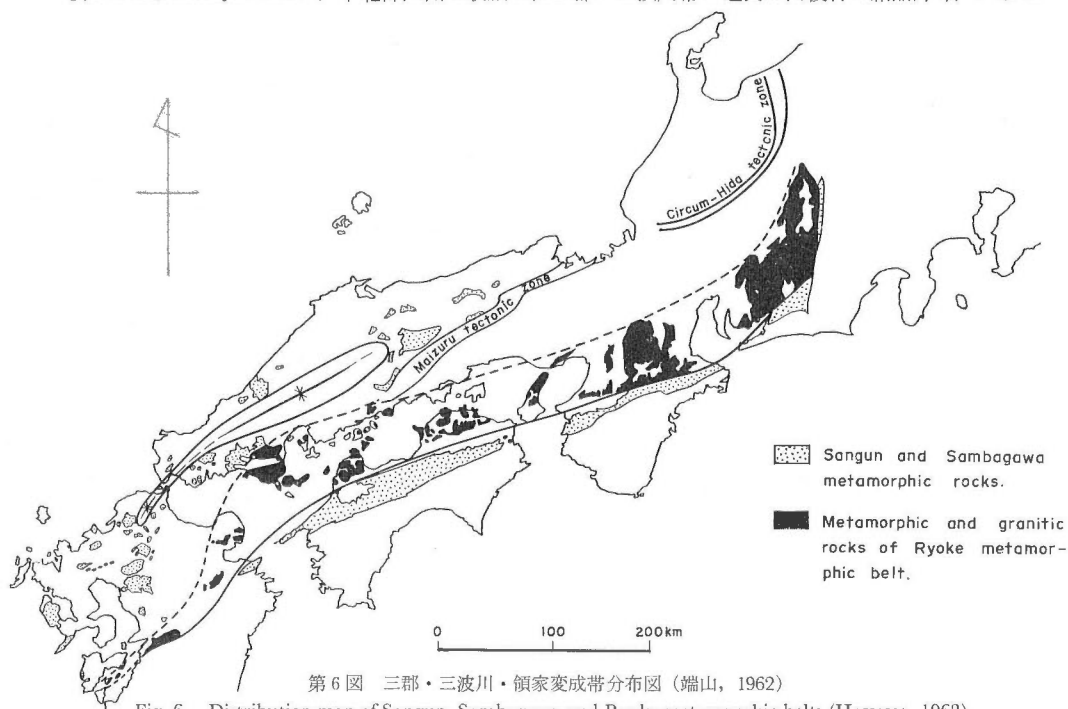
山下 (1957) は岩崎 (1953) の考えに対し次のような反論を行っている (第5図)。「点紋帯と無点紋帯との分化は化学成分が問題であり、曹長石点紋はほとんど超塩基性貫入岩体と相伴っている。このような特徴は長崎地域の結晶片岩を三波川帯に属させる根拠とはならない。三郡変成帯はゆるやかな構造をもっているの、後の地塊運動などによって容易に南北方向を示すことがあり得る。これが常識的に困難というならば、彼杵変成岩を90°も喰違う三波川帯に結びつけることも常識的に極めて困難といわなければならない。筆者は九州西岸の結晶片岩類の大部分を三郡変成岩類に関連させて考えている。」

大日方 (1913) は西彼杵半島で背斜を認めたが、野田・牟田 (1957) は、西彼杵半島の地質構造に関し、「半島全体として一つの背斜構造を作り、背斜軸の方向は、北部ではN15°E、南部では次第に南北に近くなる。傾斜は西翼に緩、東翼に急の非対象的背斜構造を示し、北部では傾斜10~40°Nで半ドーム構造をなすが、これを西彼杵背斜と呼ぶ」と述べている。

松本・ほか (1962) は、「中部九州北部の筑肥山地や西彼杵・野母半島の変成帯としての帰属に関しては三波川説と三郡説¹²⁾ (広義) とあるが、現在の知識ではそれぞれ一応の理由がある。三郡変成にも三波川変成にも時間的の幅があつて、中部九州では両者がかなり接近するということはあるまいか¹³⁾。琉球の変成岩の変成帯としての位置づけも同様に今後の問題である。」と述べている。

ここで、三郡変成期と三波川変成期が中部九州で接近するのではないかという問題と琉球の変成岩の変成帯としての位置づけ¹⁴⁾の問題が提起されている。これとほとんど同時に次の論文があらわれる。

端山 (1962) は次のように述べている (第6図)。「三波川、領家両変成岩の K-Ar 年代は白亜紀後半 ($80 \times 10^8 \sim 90 \times 10^8$ 年) であるが、Ar の逸脱がさまたげられる温度に低下した以後の年令であつて、変成作用の時期との間に長大な時間があつてもよいと考えれば、変成の時期は三郡、三波川両変成帯とも同じであると考へてよい。中北部九州で収斂した三郡・三波川帯の延長が西彼杵の結晶片岩である



第6図 三郡・三波川・領家変成帯分布図 (端山, 1962)
Fig. 6. Distribution map of Sangun, Sambagawa and Ryoke metamorphic belts (HAYAMA, 1962).

12) 小島 (1958) は三波川帯を定義して、西彼杵半島の結晶片岩を三郡変成岩として扱うべきだと述べており、MIYAKAWA (1961) も具体的な根拠を示していないが、長崎付近の変成岩を三郡変成岩とし、一般走向が九州地域のものと異なるのは三郡変成帯の南限が衝上したことによると述べている。

13) 松本・松石・藤井 (1953) はすでにこのような考えを述べている。

14) Koto (1916) はすでにこの問題にふれている。

う。西彼杵の結晶片岩は南北方向の褶曲軸をもち、琉球列島へ延びるものと思われるが、この方向と中部九州で収斂した結晶片岩との構造的関係はよくわからない。しかし、筑後川両岸地域で結晶片岩の構造が30°前後のゆるい構造をもっていることを考えると、有明海北方で急に褶曲軸を南北性に変えることも考えられる¹⁵⁾。

広川・水野(1962)は「肥前高島付野母崎」地質図幅において、また大島(1964)も野母半島の結晶片岩の褶曲の主軸の方向や貫入岩体の伸長方向がNEであることを示したが、以後も、この長崎付近と天草の結晶片岩が南北性方向をとるという考えに傾く人が多かった。

さて、MILLER, et al. (1963)により、西彼杵半島の變成岩¹⁶⁾中の白雲母についてK-Ar年令が(70±6)×10⁶年、(80±6)×10⁶年と発表された。それ以来、過去約10年間、多くの学者に三郡變成岩として考えられてきた長崎付近の變成岩を三郡變成岩から分離し、あるいは琉球弧と結びつけるような論文があらわれるようになった。

橋本(光)(1964)は、三郡變成岩に関する論文で、「三郡變成岩が中・上部三疊系により不整合でおおわれることおよび彼杵變成岩の絶対年代測定結果からみると、三郡、彼杵両變成岩の生成時期の間に大きな開きがあるので、彼杵變成岩をここで取扱わない。自在丸(1937)によって記載された天草島のアルカリ角閃石を含む結晶片岩は、三郡變成岩に似ている。しかし、分布地域がきわめて狭く、他地域の變成岩ととび離れているなどのため地質学的なことが不明で帰属は全く不明である」と述べている。

都城(1965)は、「九州は、日本列島の島弧と琉球列島の島弧とが合する地域である。九州西端變成地域を単純に日本主部の變成帯に属させるのは危険である。藍閃石片岩や緑色片岩相、緑簾石角閃石岩相らしい片岩を産する琉球列島に沿う地帯の一つが九州西端變成地域に続いている可能性がある¹⁷⁾。九州西端變成地域の西側に逆断層があって、その西方に圧砕花崗岩がある(長浜, 1962)。九州西端變成地域と圧砕花崗岩との関係は、日本主部における三波川帯と領家帯との関係に似ているのではないかとさえ空想される。」と述べている。

橋(1967)は次のように述べている。「天草下島の結晶片岩類中の花崗岩質ペグマタイト脈は片岩化し、變成作用を受けている。ペグマタイトに含まれる白雲母のK-Ar法あるいはRb-Sr法による測定結果に関する限り、長崎變成岩類は三郡變成岩類よりも三波川變成岩類に變成時期が接近している。中央構造線の南側に沿って分布する三波川變成岩類と琉球弧に沿って分布する琉球變成岩類とは構造的に良く連続しており、長崎變成岩類はこの2つの大きな構造帯の接触部にあらわれており、琉球變成岩の東方延長と考えておく。」

唐木田・ほか(1969)は次のように述べている(第7図)。「西彼杵半島・野母半島・天草下島の結晶片岩類¹⁸⁾の原岩は、層序・層相の類似から、筑紫山地のものに対比され、随伴超塩基性岩はdunite-wehrlite(三波川帯型)であり、變成鉱物の組合せは緑簾石-陽起石(一アルカリ角閃石)型であって、三波川變成帯とも三郡變成帯とも決め難い。しかし、同位元素年令数値は、三郡變成岩よりは、四国の三波川結晶片岩に似ている。したがって、総合的には、長崎變成岩は三郡變成岩より三波川變成岩に類似しているが、必ずしも、三波川結晶片岩帯の直接の連続であると考えなくても、變成様式、變成時代が類似している別の変成帯を考えてもいいわけである¹⁹⁾。長崎變成岩帯の西側には小西(1965)の甌島累帯に相当するらしい地域がある。西彼杵半島の西縁に沿ってNNE-NSに走る呼子ノ瀬戸断層が東側の結晶片岩と西側の花崗岩とを画し、付近の花崗岩を著しく圧砕している(長浜, 1962)。三波川結晶片岩

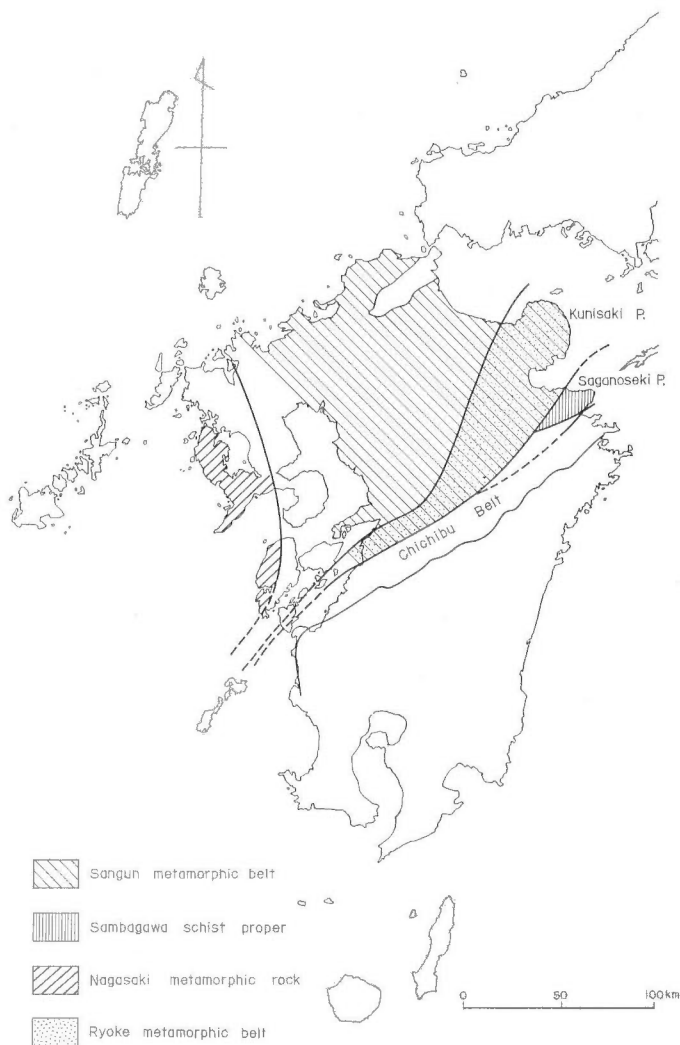
15) 山下(1957)はこのような考えを述べている。

16) 白雲母石英片岩および柘榴石白雲母片岩。

17) YOSHI(1935)は琉球列島から藍閃石を含む變成岩を報告しており、種子田(1961)は沖繩島、慶良間諸島、石垣島の變成岩を報告している。KONISHI(1963)、小西(1965)は石垣累帯を西南日本外帯の三波川變成帯に対応させ、中央構造線が琉球列島まで延びていると考えた。

18) 橋(1955)にならひ一括して長崎變成岩と呼ぶ(唐木田・ほか, 1969)。

19) 琉球列島の石垣島の變成岩には、緑色片岩、藍閃石片岩、泥質片岩がみられ、曹長石点紋を含むこと、また、泥~砂質岩はざくろ石を含むことがあり(黒田・宮城, 1967)、長崎變成岩に類似しているところがある(唐木田・ほか, 1969)。



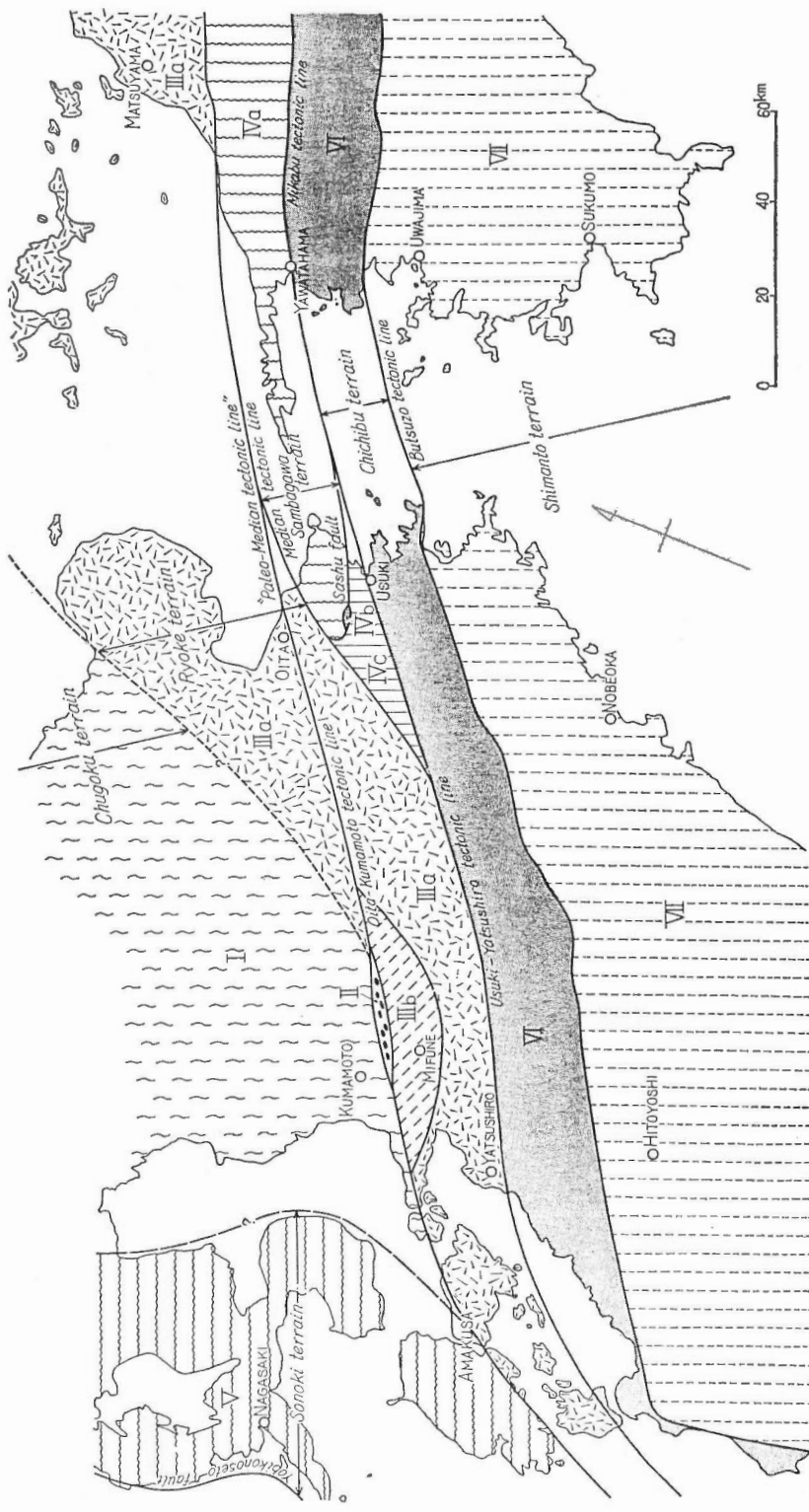
第7図 九州における変成帯関係図 (唐木田・ほか, 1969の論文内容から作図した)
 Fig. 7. Relation between metamorphic belts in Kyushu (Mapped from the report by KARAKIDA et al., 1969).

プロパーは佐賀関半島に続いてきているが、それより西側では消滅する。南側の秩父累帯では「三波川変成作用」による変成岩が東西に連続して存在する。長崎変成岩については、琉球列島の変成帯との関連性を考えながら研究をすすめて行きたい。」

寺岡(1970)は、「長崎変成岩は点紋片岩や藍閃石片岩が発達する点では三波川変成岩に近い。絶対年代に関する最近の資料(MILLERほか, 1961, 1963; 橋, 1967; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968)からは、この変成岩の形成および地表への上昇時期はおそらく三波川変成岩と大差なく、両変成岩は似かよった地史をもつものと推定される。ただし、このことは必ずしも彼杵変成岩帯は三波川変成岩帯を意味しない。」と述べ、彼杵変成岩で特徴づけられる地帯を中国、領家、三波川の諸帯とは別個の構造単位として扱い、これを彼杵帯と呼称した(第8図)。

これまでの論文では、長崎変成岩を三波川変成帯に所属させない理由が明確に示されていない。

市川・藤田・島津(1970)は次のように述べている「西彼杵半島、野母半島および天草下島に分布す



第8図 九州および四国西部の地体構造図 (寺岡, 1970)

Fig. 8. Tectonic map of Kyushu and west Shikoku (TERAOKA, 1970).
 Rocks characteristic of each tectonic unit are as follows: I. Sangun metamorphic rocks; II. Kiyama metamorphic rocks; IIIa. Ryoko, Asaji, Higo, Manotani and Ryuhozan metamorphic rocks, and granitic rocks; IIIb. Mizukoshi formation (Upper Permian); IVa. Sambagawa metamorphic rocks; IVb. Nishikawauchi formation (Upper Permian?); IVc. Nishikawauchi equivalent formation; V. Sonoki metamorphic rocks; VI. Paleozoic and Mesozoic formations; VII. Shimanto supergroup (Upper Mesozoic~Lower Miocene).

る所属未詳の結晶片岩類は鉱物組合せでは、緑れん石・緑閃石・（藍閃石）帯を示して三郡変成岩に似ており、原岩も筑肥山地の変成岩に対比されるが、随伴する超塩基性岩類の性質はダンかんらん岩—ウェールライト系列で、この点では三波川帯に似ている。9個の白雲母放射年代も、三波川結晶片岩のそれに近い。しかし、大きく地体構造上からみて、一般走向NSに分布するこれらの結晶片岩を三波川帯の延長とみるのはやや困難である。あるいは琉球弧の連続と考えることも可能で、今後の一課題である。

黒田（1971）は次のように述べている。「野母崎の超塩基性岩は wehrlite-series（黒田・田崎, 1969）のもので、三波川帯のものと同じであった。三郡帯には wehrlite-series の超塩基性岩は産出しないので、この変成岩類は三郡帯のものではないであろう。次に石垣島の藍閃石片岩類の続きというのはあまりに不自然である。なぜならば、その間600~700 km にわたって点々とでもそのような変成岩類が露出するというデータは何もない。そうすると、三波川帯の折れ曲がった延長とみる²⁰⁾のは自然であろう。」

以上のように長崎付近の変成岩は、三波川変成岩あるいは三波川帯に関連して問題にされてきたが、九州の他の地域の変成岩が三波川変成帯と関連してどのように問題にされてきたかを振り返ってみる。

II. 3 九州における三波川変成帯

山下（伝）（1896）は20万分の1熊本地質図幅説明書で次のように述べている。「熊本県上益城郡に露出する太古大統の新期に属する結晶片岩層（三波川層）²¹⁾は、四国の北岸から佐賀関半島にあらわれ、なお断続起伏して天草下島の西岸に至る地層の一部で岩層の方向は北北西で、東北に傾斜する。この岩類は滑雲母片岩、緑泥片岩および滑雲母片麻岩である。本層の下部に蛇紋岩がある。」

山下（昇）（1957）は次のように述べている。「佐賀関半島の結晶片岩が三波川の直接の延長であることは一般に認められている。しかし、九州中央部の空白地帯を隔てて、その西岸では確実に三波川帯の延長と認められるものがない。肥後片麻岩や宮原花崗岩の南にある竜峰山帯の結晶片岩類は、秩父累帯の北縁に相当し、三波川変成帯の延長の位置にあるが、三波川変成岩が佐賀関半島までしか連続しない点からみると、その直接の延長（変成岩として）と見るより別個のものとする方が妥当であろう。」

小島（1958）は三波川帯を定義して次のように述べている。「三波川帯を三波川変成岩帯あるいは三波川結晶片岩帯の意味に用いたい。“三波川系”という名称は1888年、小藤によって秩父地方（群馬・埼玉県下）の結晶片岩系に対して与えられた。その後この名称が慣用され、おのずから地体構造論的にその分布が限定されるようになった。ここで公約数的な使い方をしたいので、次のような限定を加える。a. 秩父三波川流域や四国別子地方にみられるような曹長石質斜長石の斑晶変晶の発達した、いわゆる点紋結晶片岩及びこれに密接に伴う無点紋結晶片岩からなる岩層群、b. 西南日本中央構造線のすぐ南に接して、それと外帯不変成ないし弱変成秩父系との間に分布する結晶片岩系およびその延長と認められる秩父地方の結晶片岩系。このように定義された三波川系あるいは三波川結晶片岩系の分布する地帯がここでいう三波川帯である。このように定義すれば、中国地方内帯に局所的にあらわれる結晶片岩²²⁾を三波川といえない。佐賀関半島の結晶片岩は文句なしに三波川系であるが、三郡山塊、背振山地、水繩八女地方、西彼杵半島等の結晶片岩は三郡変成岩として扱うべきであり、熊本東方の結晶片岩やいわゆる肥後片麻岩、竜峰山地帯のものなどはそれぞれ別個に取扱うべき変成岩である。したがってここでいう三波川帯の西端は佐賀関半島、東端は秩父山地である。」

寺岡（1970）は九州の三波川帯に関連して次のように述べている（第8図）。「中央構造線が大野川地溝帯を横断して白杵・八代構造線と合流し、九州東部で三波川帯が尖滅するが、九州東部における消滅を意味しない。むしろ三波川変成帯は、大分・熊本、白杵・八代両構造線にはさまれた中央構造線以西の地帯（領家帯に属するが、便宜上これを肥後帯と仮称する）にも及び、そこで領家帯とオーバラップしている²³⁾とみなすことが妥当である。その主な理由として、a. 肥後帯は秩父帯のすぐ北側に位置し、三

20) 小林（1941）の図と同様な図を示している。

21) 木山変成岩を指す。

22) 一部に点紋片岩もある（小島, 1958）。

23) ここでは三波川変成岩は領家帯変成作用を受けて複変成岩となっていることを意味する。

波川帯の延長上にあつてこれとほぼ同じ幅をもち、そこには部分的ながら結晶片岩（間ノ谷変成岩）も分布する。b. 佐賀関半島に露出する結晶片岩の変成度・構造からして、そこで三波川変成帯が断絶しているとは考えにくい。c. 四国や紀伊半島では三波川変成作用が三波川帯をこえて秩父帯におよび、後者の北部を占める古生層が変成しているが（関・ほか、1964；鈴木、1964 a, b；波田、1967 a, b）、これと同じ性格の変成古生層は、三波川帯の尖滅に関係なく、九州の秩父帯においてもその北部に広く追跡される（植田、1961；山本、1965）。d. 肥後・朝地両変成岩はいずれもいったん片岩化した岩石が後で異なる性質の変成作用を受けたものといわれている（YAMAMOTO, 1962；唐木田、1965 a；唐木田・ほか、1967；大島・ほか、1967）などの諸点が指摘される。」

現在まで佐賀関半島の結晶片岩²⁴⁾は三波川帯に属するという事は誰も認めてきた。しかし、熊本東方の結晶片岩、竜峰山地帯の変成岩などは三波川変成帯と関連して問題にされているので、それぞれの研究史をたどってみることにする。

II. 3.1 熊本東方の結晶片岩（木山変成岩）

すでに述べたように山下（1896）はこの結晶片岩を三波川層とした。松本（1939a）は、熊本東方の変成岩は上部白亜系の御船層群（ギリヤーク統）におおわれており、緑泥緑簾片岩を主とすると述べている。KOBAYASHI（1941）はこれを三波川・御船層群としたが、山下（1957）はこの結晶片岩を三郡変成帯の一員と考えた（第4、5図）。

松本・ほか（1962）は次のように述べている。「木山付近の点紋片岩や藍閃石片岩で特色づけられる変成岩類は三波川帯に入れたい性質のものである。しかも、木ノ葉、木山両変成岩の中間部に上部白亜系浦河統の地層が点々と露出している。このあたりに中央構造線の分岐の一延長（大分・熊本線）が推定されるが、具体的地質関係は明らかでない。熊本東方の浦河統の礫岩や砂岩には、北方からと思われる花崗岩、石英斑岩、黒雲母片岩があるとともに、南方からの緑泥石片岩や藍閃石片岩もある。木山の結晶片岩と蛇紋岩は明らかに御船層群の北翼部に不整合におおわれており、一部は不整合面近くの断層で滑っている。御船層群の主部はギリヤーク統であるが、最下部はアルビアン上部に及ぶかもしれない。したがって、木山の三波川類似変成岩の生成はどんなに若くとも1億年より以前²⁵⁾でなければならない。

YAMAMOTO（1962）は、「木山、間の谷両変成岩は緑色片岩に富むことで似ているが、木山変成岩に藍閃石と紅簾石が存在することは木山結晶片岩が変成様式で間ノ谷変成岩と異なることを暗示している。したがって、両者の間に構造的断絶があり、筆者は木山変成岩を佐賀関変成岩の西方延長と考える。」と述べている。

木山変成岩は、多くの人に三波川変成岩の延長と考えられてきたが、1963年、この結晶片岩の絶対年令が発表されてから、三波川変成帯（または変成岩）や三郡変成帯（または変成岩）と結び付けることに問題が起ってきた。

坂野（1963）は次のように述べている。「木山の変成岩は鉱物相からみると、三波川変成帯あるいは三郡変成帯と地質的に関係させたくなる。しかし、MILLER・坂野・橋本・岩崎（1963、印刷中、1963年地質学会関西支部例会で岩崎が概要を報告した）によると、この地方の泥質片岩の白雲母の K-Ar年令は $(297 \pm 2) \times 10^6 \sim (357 \pm 25) \times 10^6$ である。この値は他の方法による追試を必要とするが、わが国の変成岩の中では、この年令に相当する変成岩は今までに知られていない。したがって、鉱物相の類似だけから、この地方の変成岩類を三波川帯や三郡変成岩とすぐむすびつけることはできない」。

松本・ほか（1962）が層序関係から1億年以前と推定したが、絶対年令からは3億年前（石炭紀）またはそれ以前に生成された変成岩ということになる。

山本（1964）は次のように述べている。「木山変成岩の緑色片岩体中には含銅硫化鉄鉱床が、また絹雲母片岩中にはマンガン鉱床が胚胎している。藍閃石片岩相から緑簾石角閃岩相に及んでいる。坂野・岩

24) これについて、長峰・小島（1952）、松本・ほか（1962）および山本・手島（1971）が報告している。

25) 別子で測定された絶対年齢より古い。

崎・MILLER(1963)によると木山地域の片岩の変成時期は石炭紀にあたる。世界的にみて、藍閃変成作用はその大部分が古生代末期以後のものであるといわれている(De ROEVER, 1956)。水越層(二疊系上部統)球磨層(二疊系上部統)および柿迫層(石炭系下部統)の礫岩層中には変成岩礫が発見されていないので、この時期にはまだ木山変成岩は地表に露出していなかったのではなからうか。したがって、木山変成岩類を坂野らが考えているように古くすることは極めて問題がある。」

都城(1965)は次のように述べている。「年代測定によると、木山変成岩は三波川変成岩とは生成時代がずっと違う変成岩である。元来の三郡変成作用は現在の三郡変成帯よりもずっと南方まで及んでいて、飛び飛びに変成地域が形成されていたのかも知れない。木山変成岩は、三郡変成岩に属するのではなからうか。その範囲のなかの南部の大部分が後に領家および三波川変成作用がおこったので、もとの三郡変成岩はわからなくなったのではなからうか。」

唐木田・ほか(1969)は次のように述べている。「木山変成岩の変成相系列は、藍閃片岩相→緑れん石角閃岩相で、三波川帯の多くの地域のものとはやや異なる。Rb-Sr 年令が 429×10^6 , 454×10^6 と測定されていること、および木山変成岩帯から竜峰山帯にかけて、外帯プロパーに似た帯状構造が発達していることは、この岩石と黒瀬川構造帯の岩石との間の関連性を想像させるが、黒瀬川構造帯の岩石の特異な性質は木山変成岩には観察されない。このような現在の知識からは木山変成岩の所属を正確に推定することが困難だが、総合的にみると、三波川変成帯あるいは他の変成帯(例えば古い基盤)よりは三郡変成帯と考えたい(都城, 1965)。」

寺岡(1970)は次のように述べている。「最近、西南日本の各地から4億年前後の絶対年令を示す深成岩、変成岩が報告されているが(河野・植田, 1967; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968), それらの産出はほとんど構造帯にかぎられていることは注目すべきものであり、木山変成岩は大分・熊本構造線にそって地下深部からもたらされた変成岩とみなすのが最も妥当である。」

石坂(1972)は次のように述べている。「木山変成岩は K-Ar 年代が報告されてから三郡変成岩に対比されている(植田・大貫, 1969)。しかし SHIBATA・IGI (1969) による鳥取県多里地方の三郡変成岩の白雲母についての K-Ar 年代は 172 ± 3 m. y. を示し、木山変成岩の 320 m. y. という値から相当かけはなれている。SHIBATA et al. (1970), 柴田・野沢(1970)による青海地域の変成岩の雲母の K-Ar 年代は 324 m. y., 黒雲母-白雲母全岩アイソクロン年代は 350 m. y. で木山変成岩の年代に近い。唐木田など(1969)によれば、木山変成岩の変成系列は、三郡変成帯の他の多くの地域のものとは異なり、藍閃片岩相→緑れん石角閃岩相で青海変成岩と類似しているとされている。青海変成岩は周囲の古生層とは断層で接して蛇紋岩を介在する(BANNO, 1958) 点で黒瀬川構造帯の岩石の産状と類似している。また、青海変成岩や木山変成岩の年代はデボン紀中期～石炭紀前期を示す黒瀬川構造帯の変成岩・火成岩類の年代に近い。このように青海変成岩や木山変成岩は、三郡変成帯の岩石よりも、黒瀬川構造帯の岩石との関連性が考えられる。」

II.3.2 竜峰山帯の変成岩

八代地方の竜峰山帯の岩層を、山下(伝)(1896)は石灰岩の海百合の破片から秩父古生層の中部とし、吉田(弟)(1900~1901)および伊木(1900)は輝岩、角閃岩の存在から御荷鉢層とした。矢部(1925)は御荷鉢層として、この南に分布する白亜系との間の断層を白杵・八代線と名づけた。

大谷(1926)は竜峰山帯と命名し、吉田にしたがって御荷鉢層としたが、1927年に古生代の化石を見出し、三波川結晶片岩より新しく秩父古生層より古いと一般に容認されていた御荷鉢層ではないとし、さらに、竜峰山帯の北側は大体、領家片岩と同一系統とされているもの(長崎三角地域を特徴づける一員)に接しているが、この境界に白杵・八代線を突きとめることはできなかったと述べている。しかし、KOBAYASHI (1941)は竜峰山帯を御荷鉢系とみなした。

杉山(1944)によれば、「竜峰山付近では、宮の原付近一帯の花崗岩類と竜峰山帯北部(緑色岩類と千枚岩)との間は貫入関係であり、白杵・八代構造線はこの両者間の明確な境界線ではなく、この境界をやや離れたところに顕著な断層線(構造)線が認められる。当地方においては花崗岩の周縁部がミロナイ

ト様構造を呈するばかりでなく、花崗岩類やこれに併入される緑色岩類と千枚岩とよりなる地層、さらに八代中生層（白亜系）を貫いてミロナイト様構造を有する半花崗岩、花崗斑岩等が存在する。当地方の緑色岩類はいわゆる御荷鉢系に属するものとして、一応、西南日本外帯の結晶片岩類中の緑色岩類に対比できる」。

竜峰山片岩は石灰岩から見出された *Verbeekina* sp. により中部二畳系とされた（松本・戸次，1949）。この頃から、竜峰山帯は御荷鉢または三波川帯の延長とは別なものであるという考え方が再びあらわれる。

松本・ほか（1952）は、本層群には一般の御荷鉢式変成岩類といわれるものを特徴づける変輝緑岩や変斑れい岩は少なく、そのかわり中性火成岩類に関連する変成岩を含むことを指摘して、御荷鉢変成岩類に対比することを疑問視している。

山下（1957）は、「竜峰山帯は西南日本外帯の秩父累帯の北縁に相当し、三波川変成帯の位置にある。しかし、三波川変成岩が佐賀関半島までしか連続しない点からみると、その直接の延長（変成岩）として見るより別個のものとする方が妥当であろう。」と述べている。小島（1958）も、竜峰山帯は領家帯や三波川帯とはむしろ別個に取扱うべきものであると述べている。

植田（1961）は、「竜峰山帯の変成岩はその変成作用の性質からみると決して三波川あるいは御荷鉢帯に属するような性質のものではなく、むしろ領家・阿武隈変成帯のものに類似しており、三波川変成作用を一度こうむって、その後、中部阿武隈式の変成作用を受けたという積極的証拠はない。竜峰山帯は肥後片麻岩や宮原花崗岩質岩石とともに、領家・阿武隈変成岩の西方延長にあたるものと考えられる。」と述べている。

山本（1953，1962）によれば、「竜峰山変成岩は複変成岩で広域変成作用に次いで岩漿の層々注入があり、次に宮の原トーナライトによる軽微な熱変成作用を受けた。竜峰山帯の変成岩は源岩相および変成作用の性格が関東山地や四国の三波川変成岩と異なっている。肥後・竜峰山両変成作用の型は同一で²⁶⁾ 肥後深成岩体はこの変成帯の中軸に貫入された。“肥後、竜峰山帯はそれぞれ領家、三波川変成帯の延長であり²⁷⁾、肥後深成岩類は領家花崗岩類に相当する” という考えは捨てられなければならない。」

唐木田・ほか（1969）は、「植田（1961）、YAMAMOTO（1962）によりそれぞれ行われた竜峰山帯内北側変成岩帯の変成分帯はよく一致している。三郡変成作用の及んだ南限が問題であり、肥後深成岩体の南に接し、臼杵・八代線の北側の竜峰山帯がキポイントだが、よくわかっていない。植田（1961）、YAMAMOTO（1962）は竜峰山変成岩が、肥後変成岩と同じ変成作用を受け、それと一連の変成帯の岩石であることを認めているが、それ以前に、低温高压型の広域変成作用を受けたという積極的な証拠を見出していない。」と述べている。

勘米良（1969）は討論で、肥後・間ノ谷両変成岩を四国の三波川帯の変成岩に対応させ、竜峰山帯の変成岩の原岩を四国の秩父帯北帯北半部の地層につづくと述べている。

以上述べたように竜峰山帯は、1950年頃まで三波川帯または御荷鉢帯に属すると多くの人に考えられていたが、以後、現在まで、考え方にやや差はあるが、三波川帯や御荷鉢帯とは別の帯と考えている研究者が多い。

II. 3. 3 臼杵・八代線南側の変成岩

植田（1961）は小田尾帯の古生層を岩石学的に研究し次のように述べている。「関東山地（SEKI，1958）や四国（BANNO，1959；IWASAKI，1960）では、これまで不変成古生層と考えられた地域が実は三波川変成作用をこうむった変成帯であることが明らかにされてきたが、臼杵・八代線のすぐ南に接して白亜系があり、その南に白亜系と断層で接して三波川変成帯が存在する²⁸⁾ことが明らかになった。この三波川

26) どちらも non-almandinous metamorphism による (YAMAMOTO, 1962)。

27) KOBAYASHI (1941) はこのように対応させているが、2つの変成帯の間に中央構造線が存在しないことと、竜峰山変成作用の性格の観点から、この意見は受け入れられない (YAMAMOTO, 1962)。

28) 都城(1965)は、三波川変成帯は佐賀関半島から植田が発見した広域変成岩地域に続くであろうと述べている。

変成帯とは、大谷(1926)によって小田尾帯と呼ばれた古生層(秩父累帯)の地帯にあたる。この古生層は藍閃石ローソン石片岩をともなる藍閃変成帯である。一方、球磨川下流域にある構造線周辺で古生層が片岩化している。この構造線に沿ってパンペリー石をもつ岩石があることから²⁹⁾、南に向って低下した再結晶度はこの構造線付近で再び上っていると考えられる。このことは、八代地方の三波川帯がIWASAKI(1960)の記載した徳島県勝浦川盆地の三波川帯とよく似た構造をもつことを示している。宮崎県三ヶ所鉱山は八代地方の古生層のつづきと思われる地層のなかに存在しているが、ここからも藍閃石が記載されているので(牟田, 1957)、八代地方のこのような変成帯は、九州の外帯の古生層のなかに相当広くつづいているものと考えられる。」

松本・ほか(1962)によれば、「白杵・八代線以南の秩父累帯中で、古生層の一部が片岩化しており、この片岩の少なくとも一部に藍閃石片岩や紅簾片岩が認められている。いいかえれば、三波川式の変成岩が、秩父累帯中にも発達するわけである。他方、上部白亜系ギリヤーク統の砥用層砂岩の重鉱物中に紅簾石が見出されている。」

唐木田・ほか(1969)は、「植田(1961)は球磨地区の変成古生層を三波川変成帯の続きと考えた。しかし、これは、地体構造からみれば秩父累帯中に存在し、四国および佐賀関の三波川結晶片岩プロパーの延長とはいえない。九州の西部では三波川結晶片岩帯は下にもぐったか、欠けていることになる。」

勘米良(1969)によれば、「小田尾帯の三波川型変成岩の原岩は四国の秩父帯北部に広く発達する上部石炭系一下部ペルム系と対応し、岩相も一致し、厚い火砕岩を伴う。」

II. 4 九州における三郡変成帯

橋本は地学辞典(1970)に次のように述べている。「三郡変成岩は中国地方東部から九州北部にかけて、各地に分布する低変成度の広域変成岩である。とくに鳥取、岡山、島根、山口、福岡各県に広く分布する。藍閃変成作用によって生成したもので、とくに緑色片岩にパンペリー石、緑れん石、陽起石、藍閃石³⁰⁾、緑泥石、スティルプノメレンなどが多量に生じている。変成相系列はぶどう石パンペリー石変成グレーワック相—藍閃石片岩相であり、局部的には緑簾石角閃岩相に達する³¹⁾。地質学的な証拠から原岩は石炭—二畳系、変成作用の時期は二畳紀後期～三畳紀初期である。KOBAYASHI(1941)により命名された。」

三郡変成岩の模式地とは言えないが、名称の起源である三郡山塊の変成岩から述べる。

II. 4. 1 三郡山塊の変成岩

KOBAYASHI(1941)は次のように述べている。「北九州福岡東方の三郡山塊は塩基性火成碎屑岩を主とし、多少の石灰岩その他の水成岩を伴っている。これらの諸岩類は強く褶曲し、その間に塩基性岩が岩床、岩脈をなして介在し、構造が複雑化している。それらの全岩類は種々の程度に変質して三郡変成岩類を構成している。朱雀・堀(進論)によれば、同山地東部の力丸付近では、砂岩、頁岩、輝緑凝灰岩が東から西へと千枚岩質岩類に漸移する。さらに西方では橄欖岩、蛇紋岩の周辺で千枚岩が点紋結晶片岩に漸移している。本岩類の時代は正確に決定できないが、その原岩である石灰岩、珪岩その他の水成岩、基性凝灰岩、基性熔岩が古生代の堆積物であることは確かである。その後この岩類は強度の褶曲を受け塩基性岩、超塩基性岩に貫入された。脇野統はその礫岩中に変成岩類を含んでいるので、変成作用はウィールデンの脇野統堆積の遡か以前に完了していたに相違なく、本岩類を貫く白亜紀の花崗岩、石英閃緑岩は単に弱い熱変成を与えたに過ぎない。北九州における三郡変成岩類の主要褶曲軸の方向は、西北西から北東に変化し三郡山塊において弧を描いている³²⁾。それから本変成岩類は東北方に延びて長

29) BANNO(1959)による。

30) アルカリ角閃石において $z = b$ であることは三郡変成岩の重要な特徴の1つである(橋本, 1964)。

31) 三郡変成帯は低温側から高温側に、パンペリー石—緑閃石—緑れん石—藍閃石(または藍閃石)帯の系列が主要変成相で、ところにより緑れん石角閃岩相に及ぶ(市川・藤田・島津, 1970)。

32) 小林(1935 a, b, c)。

門の豊ヶ岳に再現する。ここでは変質した輝緑岩、凝灰角礫岩、石灰岩小レンズからなる狭帯をなしている。この豊ヶ岳千枚岩類は不整合にライアスの東長野層に蔽われている³³⁾。豊ヶ岳東北方、台では、これらの変成岩類は常森統と漸移するものようである³⁴⁾。」

唐木田・ほか(1969)は次のように述べている。「三郡山塊(犬鳴—香椎地区)は花崗岩類の熱の影響を広く受けているので、三郡変成作用の研究に有効な地域は犬鳴峠を中心としたほんの小範囲である。辻(1964)は緑色片岩に曹長石斑状変晶があるなしによって、点紋帯と無点紋帯に分けた。主な鉱物組合せは両帯同じく、緑泥石—陽起石—緑れん石—曹長石—石英で、少量ながらスチルプノメレンが産し、普遍的にわずかにアルカリ角閃石が伴う。石灰質角閃石および緑れん石の光学的性質は点紋帯が無点紋帯よりも高変成度であることを示すという。その変成度は西北→東南、見掛層序の下部→上部に上昇する。点紋帯の泥質片岩にはざくろ石が含まれている(唐木田, 1965b).」

北九州地域には花崗岩類の分布が広く変成岩類はその影響を受けていることが多いが、筑肥山地³⁵⁾は花崗岩の影響が少なく、北部九州としては地層が広く分布する地域であるので、この地域が地質上どのように考えられてきたかを振り返ってみる。

II.4.2 筑肥山地の変成岩

大塚(専)(1901)は20万分の1佐賀地質図幅説明書に、「鷲形山より三池炭田北部に連なる地域は輝岩および珪岩が主で、一部、花崗岩の細脈を挿入し、阿武隈山系にみられる上部の角閃片岩層と外観がやや似ている。八女郡横山銅山にあらわれる秩父古生層上中部の輝緑凝灰岩には角閃石の一種である藍閃石に変質したものがみられる。」と述べている。

赤木(1933)は7万5千分の1の山鹿地質図幅説明書で次のように述べている。「この地域の変成岩は石英絹雲母片岩が主であるが、石英石墨片岩、緑簾緑泥片岩、石英片岩があり、花崗岩に接して発達する雲母片岩は領家雲母片岩に酷似し、岩石は縞状であるが剝離性は著しくない。時々はなはだしく小褶曲する。黒木町では走向N60°~80°W、傾斜40~70°Sで、福島町南東では走向WNWまたはENEでNまたはSに急斜する。多くの向斜、背斜構造を示す。」

松本(達)(1958)は次のように述べている。「筑肥山地地域の変成岩類はほぼEWあるいは少しふれてWNW方向の褶曲構造を示す。この褶曲構造を切り、ENEに走る北からのスラストがある。福岡県北東部などの場合と比較し、多分、後期中生代変動のときのスラスト³⁶⁾であろう。NNW, NNE, NS, NW, EWなどの小断層は新生代の地塊運動のときの生成である。」

この後、この地域の変成岩が岩石学的に詳しくしらべられるようになる。

井上(1958)は、八女郡地域の変成岩の構造は単一の広域的運動にもとづく均質的構造であると述べており、一部の構造区の黒雲母は広域変成作用によるものではなく、花崗岩貫入による熱的影響によると述べている。また、井上(1960)は、筑後変成岩³⁷⁾中の黒雲母の一部は広域変成作用により変成したとしたが、辻(1964)や橋本(1964)は井上の黒雲母帯は筑後山地北部の花崗岩の貫入による複変成作用を受けた部分であろうと言っている。

榊・山本(1967)は次のように述べている。「筑後地域の変成岩の変成度は山鹿地域がもっとも低く、順次、北に向って上昇している。すなわち、山鹿地域にローソン石³⁸⁾、パンペリー石が存在し、さらに北に紅簾石白雲母片岩が分布し、もっと北には泥質片岩中に黒雲母が見られる。これらから、山鹿地域の変成相の形式は、高圧中間型の三波川変成作用とほぼ同じである。それは藍閃石片岩相から緑色片岩

33) 小林貞一・牛丸周太郎, 進級論文, 1926.

34) 山口地帯中に御荷鉢系または三波川系と考えられていた変成岩類が諸処に存在するが、内帯のこれら変成岩類は発生的には佐川造山帯の三波川、御荷鉢系と何ら関係のないことが確実であり、飛弾片麻岩類とともに、秋吉造山帯の中軸部を代表するという考え方が合理的である(KOBAYASHI, 1941).

35) 久留米から山鹿にまたがる地域.

36) 地塊衝上の性状をもつ(松本, 1958).

37) 久留米東南部の結晶片岩類(松本・ほか, 1953).

38) 中国地方を含めた三郡変成帯から、この時初めてローソン石が見出された.

相、さらに緑泥石角閃岩相にわたる変成相系列の最初の部分を表わしていると考えられる。三郡変成の型式とは異なるものようである。斑れい岩の貫入の時期はこの地域の変成作用の終了後という見方であったが、今回の調査の結果、斑れい岩およびその周囲の結晶片岩の変成アイソグラッドが連続的であることから変成作用を蒙っており、貫入は変成作用の頂点より以前であることになる。」

柳(1967)によれば、筑後変成岩の変成度は上に向って上るが、筑後変成岩地域中央部では、北端IV帯は後期の糸島型の花崗岩の接触変成を受けている。III帯は泥質片岩中の黒雲母の存在で、III帯はリーツカイト、紅簾石の散在で、I帯は再結晶の程度と藍閃石、パンペリー石の散在で特徴づけられる。II帯(中部層)中の砂質片岩、泥質片岩の Rb-Sr 法による年代測定結果は $(260 \pm 130) \times 10^6$ 年、 $(270 \pm 80) \times 10^6$ 年である。」

また、柳(1969)は、筑後変成岩類の変成分帯はその褶曲構造には規定されておらず、褶曲運動が変成作用の最頂時に先行したか、あるいは、地層の上下とは独立に変成岩中に広域にわたって温度勾配が与えられたことを示していると述べている。また、榊・山本(1967)と同様、斑れい岩の貫入は、変成作用の最頂時に先行しているとし、井上(1960)と同様、散在する黒雲母は、そのすべてを火成岩の貫入によって生成したとすることは困難で、その一部は広域変成作用によるものとし、変成条件が三波川変成作用に比べ異なることを示すと述べている。

II. 4.3 九州の三郡変成帯全般

松本・松石・藤井(1953)は、「福岡県南部・熊本県北部の山地にかなり広く露出する変成岩類を筑後変成岩層群と呼ぶ。その原岩層序と構造が、一方では四国の吉野川層群³⁹⁾に、他方では中国地方の本山層群と共通点がある。南部の衝上部に貫入している山鹿基性岩体(メタガプロを主体とし、周辺にかんらん岩・蛇紋岩)は、地史的には御荷鉾帯の基性貫入岩体に比較し得る。九州における変成帯配列の乱れは、内・外帯変成帯は時代の甚しく異なる2造山輪廻のものではなく、一つの大きな多軸性造山帯内の各部とその後成変化を代表するものとして把握すべきことを暗示する。」と述べ、松本(1958)は、三波川帯の直接のつづきとみられる佐賀関半島の変成岩類の層序も筑紫山地のものに対応している、と述べている。

Miyakawa(1961)は次のように述べている。「中国—九州地域で三郡変成帯南縁は押しかぶせ断層である一大構造線に境されると言ってもよい。このように考えると、肥後、木の葉—国見山変成岩のごとき領家型と木山、間ノ谷、竜峰山変成岩のごとき三郡型(水越層を含む)の異常な配列を説明することが可能である。すなわち、三郡型の変成岩は領家変成帯に衝上した三郡変成岩の残留体である。

橋本(1964)は次のように述べている。「福岡・熊本両県にまたがって分布する筑後変成岩(松本, 1958; 井上, 1959)の構造方向は、それをそのまま東に延長すると、佐賀関半島を通過して四国の三波川変成帯の南部に達する。このことは、三郡変成岩が、もとは、今よりももっと南の方までひろがって分布していたことを示すものかもしれない。もっとも著者は、筑後変成岩を三郡変成岩の一部として取り扱っているが、この変成岩と三郡あるいは三波川変成岩との関係は自明のことではない。」

唐木田・ほか(1969)は、「九州の三郡変成帯は、東部では、大野川層群下に伏在する中央構造線、西部ではそれに合流した臼杵・八代構造線の近くまで拡がっている。」と述べている。

長崎変成岩を三郡変成帯と関連づける考え方のあることは、長崎付近および天草の変成岩の章で述べたのでここでは触れない。

次に、九州において領家変成岩あるいは領家変成帯がどのように考えられてきたかを述べる。

II. 5 九州における領家変成帯

九州における領家変成岩または変成帯については古くから注目され、問題にされてきた。国東半島の

39) 井上(1952)は「水繩山塊の地層は四国中部の三繩層・小歩危層・川口層に対比される。小歩危層に対比される地層の中部から黒雲母が現出し始め、これより下部は一般に黒雲母変成帯に入る。」と述べている。

変成岩は、山上(1896)が20万分の1大分地質図幅説明書において、「国東半島の領家片岩は雲母片岩で、黒雲母、白雲母、石英、正長石および斜長石よりなり、鉄雲母および磁鉄鉱を混じえ、時に珪線石を含む。黒雲母花崗岩の細脈が縦横に貫く。走向N50°-70°E、傾斜NまたはSで、角度の大きい場合と比較的小さい場合とある。」と述べてから、今日にいたるまで一般に、領家変成岩として認められてきた⁴⁰⁾。そこで、これにおいて、朝地変成岩、肥後変成岩および木ノ葉変成岩がどのように考えられてきたかを述べる。

II. 5. 1 朝地変成岩

山上(1896)は大分南西の変成岩について、「竹田地方の雲母片岩は珪質板岩を挟み、花崗岩、石英脈に貫かれる。本岩は主として石英および帯緑色の角閃石よりなり、磁鉄鉱および鉄雲母を含む。ところにより著しく黒雲母の量が減る。角閃片麻岩の一種に属する。走向はほとんどEW、傾斜は不規則である。」と述べている。

松本(唯)(1933)は領家雲母片岩を思わせる古生層と記した⁴¹⁾。

小野(1963)はこの変成岩を朝地変成岩と呼び、「その岩相⁴²⁾、鉱物構成および花崗岩質の深成岩類を多く伴うことからみて、領家変成岩類の西方の延長に当るものと考えられる。深成岩体中にもゼノリス状に変成岩がしばしば見られるが、その構造は周辺の変成岩と調和的である。」と述べている。

大島・ほか(1967, 1971)は、これまで領家変成岩類と考えられてきた朝地変成岩について次のように述べている。「泥質岩の変成鉱物の出現状況より黒雲母およびアルカリ長石のアイソグラドを描くと、花崗岩類の分布と関連した曲線となり、紅柱石、堇青石、パイラルスパイトの産出地点もこれに準じていて、片状岩帯-板岩帯の配列とは無関係である。片状岩の石英ファブリックは領家帯の片状ホルンフェルスにみられる対象性を示さず、結晶片岩が接触変成作用を受けた南関地区のものとして一致している。したがって、この地区の変成岩類は、低変成度の片状岩を作る広域変成作用とその後の花崗岩類による接触変成作用とを受けた複変成岩であり、現在の鉱物成分は後の接触変成作用によるものと考えている。」

唐木田・ほか(1969)は次のように述べている。「朝地変成岩は地質構造的に竜峰山変成岩と似た位置にある。現在の変成岩は低度広域変成作用と後の白亜紀花崗岩による接触変成作用の複変成岩と解釈されるが、初めの広域変成作用のタイプを適確に示す証拠はよくわからない。しかし、その位置から、今のところ、三郡変成帯の南限に当るのではないかと予想している。別府市の火山岩の基盤には領家片麻岩が存在するとみられるので、荷尾杵庄碎花崗岩帯の西北部は、領家変成岩の地域かも知れない。阿蘇根子岳の基盤は朝地変成岩帯の延長に当るとみられるので、領家変成帯の中軸部は国東半島-別府、肥後に続くかもしれない。そうすれば、領家変成帯は三郡変成帯の構造を斜めに切ることになる。」

ここで、朝地変成岩は三郡変成岩からの複変成岩と推定されたが、寺岡(1970)は三波川変成岩が領家変成作用を受けたものと考え、次のように述べている。「三波川変成岩の西方延長は佐賀関半島まで確実に追跡されるが、大分南方の竹中付近で大野川層群下に没し、その西側には朝地変成岩があらわれる。肥後、朝地両変成岩は領家変成岩プロパーに比べ塩基性岩または石灰質岩に富み、かなり多くの超塩基性岩を随伴するなどの特異性もあるが、いずれも深成岩を伴う高温低圧型の変成岩で、本質的には領家変成帯に属するものとみなされる。」

40) 松本・ほか(1933)は同年地質学会討論会において、牛来の質問に対し、「小島と同様、国東半島のいわゆる領家変成帯は筑後山地変成帯の下にもぐっている可能性を認める」と答えている。野田(松本・宮久共著, 1962)は、「国東半島の変成岩は片岩類および雲母片岩類で、領家変成岩によく似ており、武蔵町行幸岬では両雲母花崗岩が雲母片岩中に貫入し、一見、注入片麻岩状構造を示す部分がある」と述べている。

41) KOBAYASHI(1941)は領家片麻岩類として取扱い、山下(1937)は非変成古生層として地質図上に表現した。

42) 泥質岩・石灰岩などの堆積岩とおもに苦鉄質の火山岩とを原岩とした変成岩類で、肉眼的にはほとんど未変成の岩石、わずかに再結晶したホルンフェルス、千枚岩、再結晶の完全に行なわれた結晶片岩などの各種の変成岩からなっている。数個の珪長~苦鉄質貫入岩体に貫かれている(小野, 1963)。

II. 5. 2 肥後変成岩⁴³⁾および間ノ谷変成岩

山下 (1896) は20万分の1熊本地質図幅説明書において、「太古代統の旧期に属する片麻岩層は天龍川上流に起り、四国の北辺に小露出し、一旦その跡を絶つといえども本地にあらわれるもので、外面地体⁴⁴⁾に発達するものは南北に狭く、東西に楔状をなし、片麻岩、雲母片岩、珪岩、石灰岩等で、地層の方向は、延長にならないENEで、傾斜はNまたはSであるが、Nのものが多く、高島、白島、大島、産島、北島の北部にも露出する。」と述べている。

KOBAYASHI (1941) もこの変成岩を領家片麻岩類とみなしたが、松本 (1949b) は次のように述べている。「八代地方に古期地質系統岩類がほぼ東西に帯状に数帯配列する。その中心の一带に、他とは格段とちがう高度変成岩類⁴⁵⁾があるが、これを肥後片麻岩系と一応よんでおく。構成岩類が領家変成岩類と同一でないのは注意すべきだ。片麻岩・深成岩帯を若干へだてた南北両側に、対称的に著しい礫岩⁴⁶⁾を含む上部秩父系があるが、それとの関係について推論し、また、外帯プロパーのスラスト地帯に衝入している火成岩類中に肥後片麻岩に対比できるものがあって、それに接するゴトランドの化石を含む地層や上部秩父系との関係についても、あわせ考察し、さらに後成的の構造線発達に伴う変形もしらべた。結局、肥後片麻岩帯は日本の古い造山体の中核部を代表するものではあるまいか。」

ここでは、肥後片麻岩帯は領家変成帯とは異なるらしいということが述べられている。

1951年から1962年にわたって山本により肥後片麻岩を中心としたこの一帯の変成岩帯に関する研究結果が次々に発表された(第9図)。山本 (1951) は、「南側の竜峰山緑色変成岩帯と北側の肥後片麻岩類との間の花崗岩類は南側の宮の原型(石英閃緑岩～トーナライト)と北側の白石野型(花崗閃緑岩)に分けられ、これらが竜峰山変成岩および肥後片麻岩を準調和的に貫き、南北の変成岩類と密接な関係があり、中央構造線に沿って進入する花崗岩類は極めて意義が深い。白石野型は宮の原型を貫き、両者は時間的に継続的であるらしく、中生代末期の進入と考えられる。」と述べている。山本 (1952) は、「宮の原花崗岩はジルコン法によると三疊紀前期(Skytic)であり、肥後片麻岩体の主変成期もこれと同時期である。天草上島の姫の浦付近にある宮の原花崗岩ならびに肥後片麻岩の延長と思われる岩体もジルコン法によると同時期のものである。」と述べている。また、山本 (1953) は次のように述べている。「本地域の主な地質系統は、北から南に向い、間の谷片岩帯、肥後片麻岩帯、宮の原花崗岩帯および竜峰山片岩帯の4帯に分けられる。肥後片麻岩類は片状ホルンフェルスの部分⁴⁷⁾と片麻岩の部分⁴⁸⁾に分けられるが、両者は漸移的であり、宮の原花崗岩体との接触部には注入片麻岩が生じている。既知の野外事実とジルコン法から、宮ノ原花崗岩類の時代は三疊紀ラディニクになる。同様な方法からすると肥後片麻岩の源岩の時代は古生代となる。」さらに、山本 (1957) は次のように述べている。「肥後片麻岩体は、北は、西部地域では御船層群(上部白亜系ギリヤーク統)と断層で、中部および東部地域ではそれぞれ蛇紋岩をはさんで水越層(最上部二疊系)と、また間の谷片岩と断層で接している。片麻岩体の中には、変成の後期の貫入と思われる超塩基性岩⁴⁹⁾が母岩に調和的に貫入している。天草の樋の島に、蛇紋岩体貫く宮の原花崗岩がある。

山下 (1957) は次のように述べている。「肥後片麻岩類は、典型的な領家変成岩類に比べて、つぎのような特異性をもっている。第1に、その位置は、ふつうの領家変成岩類よりはるかに南に偏り、大観するとむしろ三波川帯の延長と見なすべき位置に存在する。第2に、肥後片麻岩類に伴う宮の原花崗岩類

43) 松本・野田・宮久 (1962) に従った。

44) 肥後地域を指す。

45) 黒雲母・石英・斜長石片麻岩(しばしば見事に発達したアルマンデンや堇青石、紅柱石を交代した絹雲母などを含む)、角閃岩(角閃石・斜長石片麻岩)、石灰質片麻岩(カミング角閃石を含む)、大理石などからなる(松本, 1949b)。

46) 種々の深成岩礫が多い(松本, 1949b)。

47) 泥質岩、火山砕屑岩らしい塩基性岩およびこれらの互層が主で、石灰岩を挟む(山本, 1953)。

48) 黒雲母片麻岩と角閃岩。

49) 松本(唯) (1954) は、肥後片麻岩帯の転石のかんらん岩と混成片麻岩との接触部に斜長石・鋼玉・鉄苦土尖晶石・堇青石・黒雲母等を主成分とする部分を見出した。その後、山本 (1958) はこの岩石の露頭を見出した。

は、その南側で、竜峰山帯の結晶片岩類に、貫入関係で接して（松本，1949b；山本，1953），領家帯が通常その南側でいちじるしい断層（中央構造線）によって限られているのとは異なった状態を示している。第3に、領家帯変成岩類に広く認められる熱変成的な性格の強い接触鉱物、つまり堇青石⁵⁰⁾・紅柱石・珪線石などは、肥後片麻岩類にないといわれている（山本，1953）。第4に、肥後片麻岩類にはきわめて多量の石灰岩が含まれていて、上述のような領家帯変成岩類とは異なっている。ここにあげたような諸点は、明らかに領家帯変成岩類とは異なるものであり、さらにその一部に“榴輝岩”などが含まれていることなどを加えて、一般にはこれを領家帯変成岩類から峻別しようという空気が強い。しかし、肥後片麻岩には片状ホルンフェルス帯と片麻岩帯⁵¹⁾の2帯が識別されていること（山本，1953）、あるいは稀ながら堇青石の斑状変晶が存在することなどは、その変成作用が接触広域変成作用の型のものであること、少なくとも正規広域変成作用とはかなり異なったものであることを物語っている。領家帯変成岩類の原岩層は、各地で、粘板岩およびチャートをも主とする累層であり、柳井地方では、領家外縁帯と呼ばれる弱変成の玖珂層群に連続し、その中から *Yabeina*⁵²⁾あるいは *Neoschwagerina* と認められる紡錘虫が報告されている（小島・岡村，1952a）。これに対して肥後片麻岩類の原岩は主に泥質岩および火山砕屑岩であり、その中にかなり多量の石灰岩を含んでいる。浅野（1933，M.S.）は甲佐岳の東方、上益城郡下矢野柚ノ木において、いわゆる片麻岩の中の石灰岩から紡錘虫および海百合の茎の化石を報告している。以上のような理由で、肥後片麻岩類と領家帯変成岩類とは、ともに接触広域変成作用と呼ばれるべき型の変成作用によるもので、本質的に同じ型の変成岩と見なすことができる。そして、両者の違いは、地質的条件の違い、すなわち、原岩の違い、および造山帯の中央部とその端というようなむしろ条件的なものにすぎないと考えられる。」

松本・ほか（1962）は次のように述べている。「御船層群の南翼部は上部二疊系水越層を不整合でおおすが、構造線を隔ててこれより南に間ノ谷緑色片岩、さらに南に肥後変成岩地帯がある。肥後変成岩類の源岩には泥質岩・砂質岩に加えて、かなりの石灰岩や基性岩がある。これは典型的な領家帯の岩石と異なるが、これは源岩としての古生層の堆積相あるいは層位の違いに関係することであって、肥後変成岩生成の条件は領家帯変成岩と同様の高温型変成帯のそれである。この地帯に貫入する宮の原トーナライトや白石野花崗閃緑岩もまた領家帯の花崗岩類のあるもの（清崎・三都橋花崗岩）に似ていることは柴田の化学成分の研究で裏付けられている。ただし肥後地帯には超基性岩もかなり多く出ていて、変質を受けている。これは本州の領家帯と異なるところである。この肥後変成岩地域の諸岩石は天草諸島東部で、上部白亜系浦河統の姫浦層群下部層により、明瞭な不整合でおおわれる。多分、御所浦層群（御船層群とほぼ同時代）も花崗岩類が露出し始めてから後の堆積物である。」

YAMAMOTO（1962）は次のように述べている（第9図）。「以前には、肥後変成岩は白石野花崗閃緑岩貫入に伴う継続的変成作用によるもので、初めに花崗閃緑岩漿の浸入に先だつ広域変成作用により、次に同一岩漿の接触と注入により形成されたと考えられた。これは領家帯変成史にあてはまる⁵³⁾。この考えは次の事実にもとづいたものである。(1)普通、熱変成作用によって形成されたと考えられる堇青石のような鉱物が白石野花崗閃緑岩体の周りに広く見られること、(2)広域変成作用の組織をもつ片状岩が白石野花崗閃緑岩体から遠く離れた北部に広く分布していること。しかし、上の考えは次のように訂正されなければならない⁵⁴⁾。肥後変成作用は、その広がりに関してばかりでなくその性質においても、花崗岩貫

50) まれに斑状変晶状にあり（山本，1953）、片状ホルンフェルス中には紅柱石・堇青石がみられる（山本，1957）。

51) いわゆる縞状片麻岩といいうるもの。

52) 高縄半島の領家帯変成岩と和泉層群との境界付近の礫岩から *Yabeina*、*Lepidolina* の化石が見出されている（愛媛県，1962）。

53) 小島（1954 a）は、「三部変成は低変成度の広域変成で特徴づけられ、その変成と同期の花崗岩質深成火成活動はみられないが、領家帯変成は正規の広域変成を伴わず、花崗岩質深成火成活動の熱的物質的影響を顕著に示している」と述べている。

54) YAMAMOTO（1962）はその理由として、「1. 白石野花崗閃緑岩体は肥後変成帯のアイソグランドを斜めに切る、2. 白石野花崗閃緑岩体の周りの変成岩にホルンフェルス組織がない、3. 堇青石が接触変成岩ばかりでなく広域変成岩にも産する」をあげている。

入による接触変成作用でなく広域変成作用である。それは主として肥後花崗閃緑岩の貫入以前の等地温面 (isogeothermal surface) の広域的増大によって規制されたものであり、花崗閃緑岩体はそれをわずかに改変したにすぎない。肥後変成帯は領家変成帯には相当しない。肥後・間ノ谷両変成帯は岩相が異なり、断層で境されていることで、両変成帯は起源が異なるとされたが、東部では変成度が漸移し、層位上連続であるので、間ノ谷変成岩の名を取り除き、肥後変成岩に含めるべきである。すなわち、肥後貫入岩帯と肥後・竜峰山両変成帯は領家変成帯から三波川変成帯にわたる帯とはまったく別のものである。したがって、中央構造線の地質学的性格をもっている構造線はこの地域を通らない。」

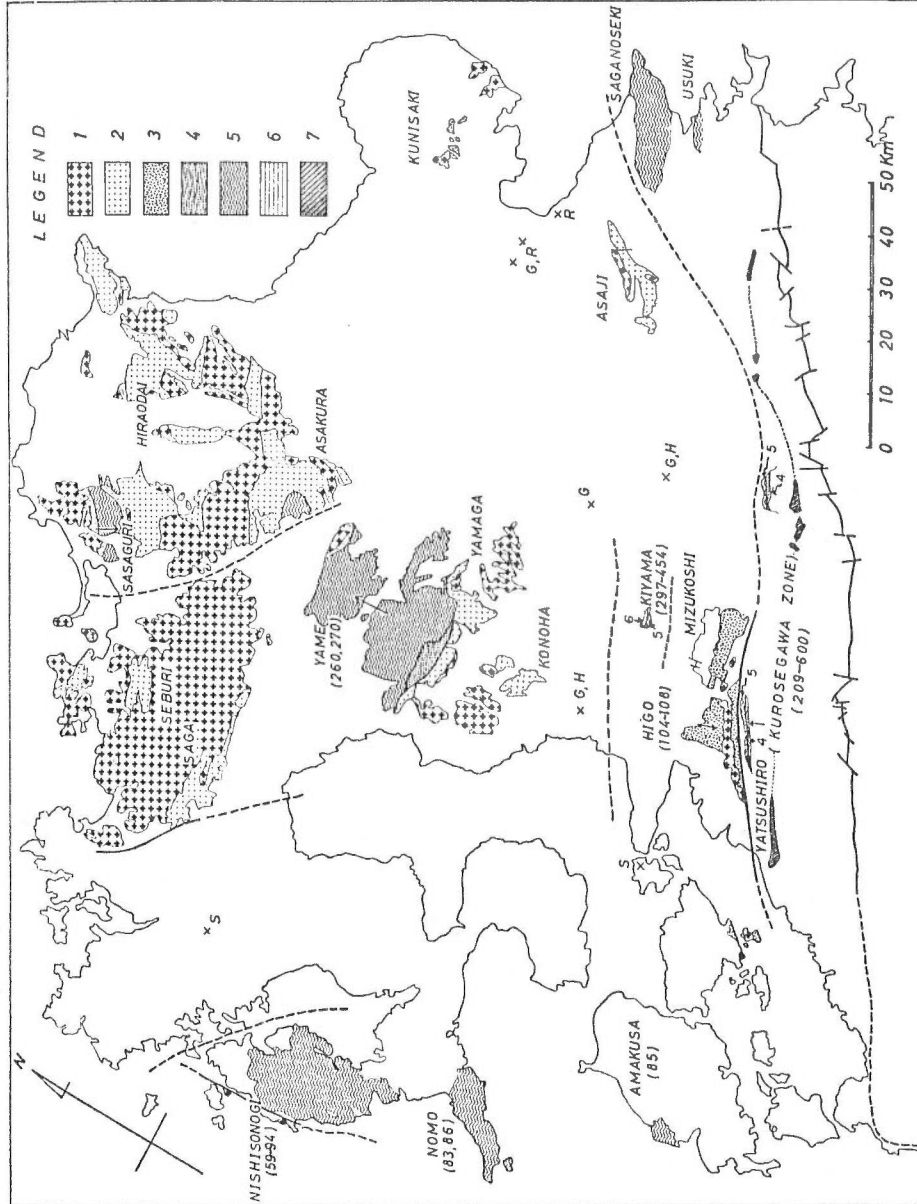
Tsuji (1967) は次のように述べている。「上部二畳系の水越層は他の肥後変成複合岩と同じ変成作用を受けており、水越層、間ノ谷結晶片岩、肥後片麻岩および竜峰山変成岩は1つの変成複合岩体を構成するものである。地理的に肥後および竜峰山両変成岩は領家変成帯の西方延長に位置している。植田 (1961) が述べているように、竜峰山変成岩の南縁は三波川地帯の藍閃石片岩と接している。したがって、肥後および竜峰山両変成岩さらに水越層および間ノ谷変成岩も領家変成帯の西方延長である。

MINATO, GORAI and HUNAHASHI (1965) は、肥後片麻岩は先カンブリア紀の日本の基盤岩が繰り返して変成されたものと述べたが、繰り返して変成作用を受けた証拠は見出すことができなかった。以上のようなことから、肥後変成岩は後期二畳紀と中期白亜紀との間のある時期に形成されたと考えられる。」

このようにTsujiは水越層も肥後変成岩と同一の変成作用を受けていると述べた。この翌年、佐藤・井上 (1968) は、間ノ谷変成帯おそらく肥後変成帯も熱変成作用を受ける以前に低温高圧型の変成作用を受けたと述べた。

佐藤・井上 (1968) は次のように述べている。「間ノ谷変成帯はほとんど全域にわたって熱影響を受けているが、低変成の地域にはパンペリ石および藍閃石類似のアルカリ角閃石の残晶が認められる点から、熱作用を受ける以前に低温高圧型の動力変成作用を受けている。すなわち、間ノ谷変成帯の変成岩は多変成岩である。間ノ谷変成帯と南方の肥後変成帯とは漸移関係が認められることから、間ノ谷変成帯は肥後変成帯とは独立した変成帯と考えるよりは、肥後変成帯の外縁帯として取扱う方が妥当である。したがって、肥後変成帯はただ一回の高温低圧型の広域変成作用によって形成されたものではなく、それ以前にすでに行なわれた広域変成作用がかさなった多変成岩であると推定される。」

唐木田・ほか (1969) は次のように述べている (第10図)。「肥後変成岩 (片麻岩) の地体構造上の位置を日本の古い基盤に求めた人達もいるが (MATSUMOTO・KANMERA, 1949; MINATO・GORAI・HUNAHASHI Chief Ed., 1965), 変成作用のタイプおよび変成時期に関する最近の知識からみて、私達は領家-阿武隈変成帯の西の延長部にあたるものと考えている。加納 (1967) は二畳系の水越層・球磨層・小崎層の花崗岩礫を研究し、その化学組成が肥後深成岩のそれに類似することおよびその後背地が現在の肥後深成岩の分布地にあたることなどから、肥後深成岩は古い花崗岩の再活動か、あるいは同じ起源のマグマの再生されたものと推論している。肥後深成岩は肥後変成岩を生じた動的変成作用の後期または後のもので、その同位元素年齢は約 108×10^6 年といわれている (SHIBATA・YAMAMOTO, 1965)。黒瀬川構造帯の再動花崗岩 (冨田・唐木田, 1957) の最も大きい特徴は一般に圧碎構造をもち、接触岩に対し接触変成作用の証拠を欠くことであるが、肥後深成岩にはこのような性質が認められない。肥後変成岩が領家変成帯と異なる特異性は一つの領家変成作用がいろいろな地史をもった地域に及んだことを示しており、領家変成帯を正しくとらえるためにきわめて重要だと考える。黒雲母を含まない間ノ谷変成岩は肥後変成岩と非変成岩との漸移帯に相当するかも知れないが、肥後変成作用による新生鉱物を識別することは困難である。肥後深成岩体をはきんで分布する北側の変成帯 (肥後-間ノ谷帯) と南側の変成帯 (竜峰山帯) は、ともに紅柱石-珪線石タイプの変成帯と考えられる。肥後-間ノ谷帯では変成帯は北から南に肥後深成岩体の方に上昇しているが、深成岩体の一岩相で変成岩に直接している万坂トータル岩との接触部には明瞭なホルンフェルス帯がなく、万坂トータル岩が変成分帯を斜めに切ることから、広域変成作用と考えられ、そのタイプは領家-阿武隈型に類似している。最近、間ノ谷変成岩の緑色片岩中に、周囲が陽起石で置きかえられたアルカリ角閃石の残晶が発見された。このことは肥後変成岩が、藍閃石片岩相に近い低温高圧型広域変成岩から高温低圧型広域変成作用によってできた複変成岩であることを示して



第10図 九州における変成岩地域の変成分帯 (唐木田・ほか, 1969)

Fig. 10. Metamorphic zoning in Kyushu (KARAKIDA et al., 1969).

1. Granitic rock, 2. Hornfels, 3. Metamorphic zone of andalusite-sillimanite type, 4. Pumpellyite-actinolite zone, 5. Epidote-actinolite zone, 6. Epidote-hornblende zone, 7. Rocks of Kurosegawa tectonic zone
- X: Locality of accidental xenolith in volcanic rocks, G: Xenolith of granitic rock, H: Xenolith of hornfels, R: Xenolith of Ryoke metamorphic rock, S: Xenolith of crystalline schist

* The numbers in the brackets under place names indicate the absolute ages of the metamorphic rocks in the districts (unit: m.y.)

いる。間ノ谷変成岩は肥後変成作用の影響をあまりうけていない原岩に近いものと考えられ、その原岩相、変成鉱物の組合せ、位置からみて、三郡変成帯の一部と考えられる。また肥後変成岩帯の超塩基性岩はかんらん石岩～斜方輝石かんらん岩 (dunite-harzburgite) であることを考慮すると、肥後変成岩地域は、はじめ三郡変成作用を、後に領家変成作用を受けた複変成岩の地帯とみなすことができる⁵⁵⁾。」

II. 5. 3 木ノ葉変成岩

山下 (1896) は、20万分の1熊本地質図幅説明書に次のように述べている。「片麻岩層は天龍川上流に起り、四国の北辺に小露出し、本地にあらわれるもので、内面地帯⁵⁶⁾に現出するものは、その西北は花崗岩と境され、岩層の方位は西北より東南にわたる。岩種は片麻岩、珪岩、石灰岩、角閃片麻岩、雲母片岩等で、走向は WNW で、花崗岩に貫かれ、片麻岩は花崗岩に似る。」

KOBAYASHI (1941) および山下 (1957) は領家変成岩に属すると考え、松本 (1958) は、これが筑紫山地変成岩の C 層群に類似していることを述べた。

藤本・橋本 (1960) は、この地域の変成岩類を木ノ葉変成岩類と呼ぶことを提案し、岩石の記載を行い、「この地域は、西南日本の地質構造の九州における延長、特に領家帯のそれに関連して重要な位置にある。本報告で記載した程度のもので、この問題に直ちに解決を与えることはできない。」と述べている。また、HASHIMOTO・FUJIMOTO (1962) は木ノ葉変成岩の鉱物的特徴が阿武隈変成岩に似ているとしながらも、多くの日本の地質家 (松本, 1939; KOBAYASHI, 1941; 山下, 1957 など) は木ノ葉変成岩は領家変成岩の延長であるかも知れないという意見を述べたが、証拠は確実なものではなかった。」と述べている。

松本・ほか (1962) は次のように述べている。「木ノ葉付近の変成岩が、筑後の変成岩類と一群のものであって、もと低温変成帯に属していたもので、後の花崗岩貫入の熱変質の影響を受けて雲母片岩類となったものか、高温変成帯である領家帯の一部を代表するのかが、研究が不十分で決定的でない。そして筑後の変成岩類の主要分布地域との間には山鹿の基性岩体⁵⁷⁾があり、その部分が地質構造的にスラスト地帯にあたっていることも注意しなければならない。」

橋本 (1964) は、「木ノ葉変成岩は HASHIMOTO・FUJIMOTO (1962) の研究によって、その特徴が阿武隈高原中部の広域変成岩の特徴にきわめて近いものであることが明らかにされた。木ノ葉変成岩の特徴は広域変成岩のそれであって、三郡変成帯内の各地に見られる花崗岩体の周囲の接触変成岩の特徴とは異なる。かくて木ノ葉変成岩は三郡変成岩とは別なものと考えられる。」と述べている。

これに対し、唐木田・ほか (1969) は次のように述べている。「HASHIMOTO・FUJIMOTO (1962) は変成作用の特徴が中部阿武隈高原の広域変成岩のそれによく似ていることを示した。しかし、このことは構成鉱物からみたとき、阿武隈型の変成作用が接触変成作用に似ていることを示すだけで、地質的にみて木ノ葉変成岩が領家-阿武隈変成帯の延長であるということにはならない。HASHIMOTO・FUJIMOTO (1962) は第 I・II 帯に変成分帯しているが、高変成度側の第 II 帯は玉名花崗閃緑岩体の接触部に沿った狭い地帯に限定されているし、また、鉱物粒度は花崗閃緑岩体に向かって上昇している (橋本, 総研“片状岩”九州現地研集会, 1967)。したがって、地質的には、木ノ葉変成岩は、北部の南関地域のものと同様、三郡変成岩が玉名花崗閃緑岩による接触変成作用をうけた複変成岩とも考えられる。確かな結論を下すために、なお検討を要する。」

これまで述べたように、木ノ葉変成岩は三郡変成帯、領家変成帯のどちらに所属するか不明確である。この章で述べた変成岩類の変成帯と関連しての促え方は次章に要約されることになろう。

55) 竜峰山帯まで変成作用がおよんだかどうかかわからない (唐木田・ほか, 1969)。市川・藤田・島津 (1970) は、肥後変成岩の一部に 377×10^6 年の K-Ar 値 (金雲母) が報告された (UEDA・ONUKI, 1969) ことについて、木山変成岩とともに今後の検討を要すると述べている。石坂 (1972) は、肥後変成岩については領家変成帯の延長という見方もあるが、むしろ八代変成岩類、もっと広義には黒瀬川構造帯の岩石と関係づけて考えることも可能であろうと述べている。

56) 木ノ葉付近。

57) 変斑れい岩体とその周辺の蛇紋岩。

II.6 九州の地質構造（とくに三郡変成帯，領家変成帯，三波川変成帯 および秩父帯の関連）

伊木（1900）は次のように述べている。「本邦の地質構造の一般は、最北部に片麻岩、次に結晶片岩、次に太古層相被覆し一定の順に配列しており、九州北東部でもこの関係を保つ。しかし、西部では片麻岩系⁵⁸⁾と太古層が絶壁に分けられ、この北に結晶片岩の小塊が露出している。この片麻岩地域は緑川断層に沿い下から賦起したものである。緑川断層は、緑川に沿い原町から濱町南方地点まで片麻岩系と緑板岩あるいは粘板岩との間にある断層⁵⁹⁾である。花崗岩や片麻岩などからなる低地は瀬戸内窪地に連なり、土地の陥没によるいわゆる地溝で、緑川断層はこの地溝帯南部の断層線である。」

KOTO (1916) は中国地方の変成岩、四国の変成岩および長崎付近から天草に及ぶ変成岩を同類とみなし、この変成帯は長崎付近にその方向を南方に転じ、琉球列島の変成岩に続くと考えた。

KOBAYASHI (1941) は次のように述べている（第4図）。「九州では中央構造線が雁行配列をして、三波川・御荷鉾地帯を斜めに横切り、九州西部では直角をなして湾曲し、天草諸島から西彼杵半島まで北北西に延びている。これがすなわち彼杵湾曲である。四国・九州においては三波川・御荷鉾地帯は専ら御荷鉾線によって秩父帯と明瞭に境している。西九州の球磨地方では同線は衝上である。領家帯と三波川・御荷鉾両地帯が交叉している九州中部では、三波川・御荷鉾両層は領家片麻岩中に大きな捕獲岩塊、あるいは垂れ下がり地塊をなしている。それゆえ長瀬変成は確かに領家片麻岩類の進入前である。彼杵湾曲と先領石花崗岩貫入とが同時代に生じたのか、あるいはいずれか一方が他に先んじて起ったのか未だ不明である。」

山下（1957）は予想的な見解として、次のように述べている（第5図）。「領家帯プロパーは、九州東岸までしか存在しないとしても、西岸の肥後片麻岩や宮原花崗岩などは本質的には領家帯の延長と考えてよい。この地域の片麻岩類が領家変成岩類とは異なるとされていること、およびその分布上の特徴が領家帯プロパーのばあいとやや異なることは、おそらくこの地域の特殊条件によるものであろう。彼杵半島および天草の結晶片岩類は、三郡変成岩類およびそれに平行なものに属するもの⁶⁰⁾と考える。三郡変成帯（狭義の）そのものがこの地域に延びているという意味でなく、それに平行ないくつかの変成帯が露出しているものと考えている。その走向が90°も違っているのは、おそらく二次的なものである。これについて、これを三波川の延長と考え、それが曲げられたものと言う説(KOBAYASHI, 1941)もあるが、筆者はむしろ、九州西部に広く分布していた変成岩類が、花崗岩類の貫入と、その西方への衝上によって、このような走向をもったものとする。三郡変成帯は全体として本州中軸深成変成帯によって斜めに切られている。また、竜峰山帯は西南日本外帯の秩父累帯の北縁に相当し、三波川変成帯の延長の位置にあたる。しかし、三波川変成岩が佐賀関半島までしか連続しない点からみると、その直接の延長（変成岩として）と見るより別個のものとした方が妥当であろう。」

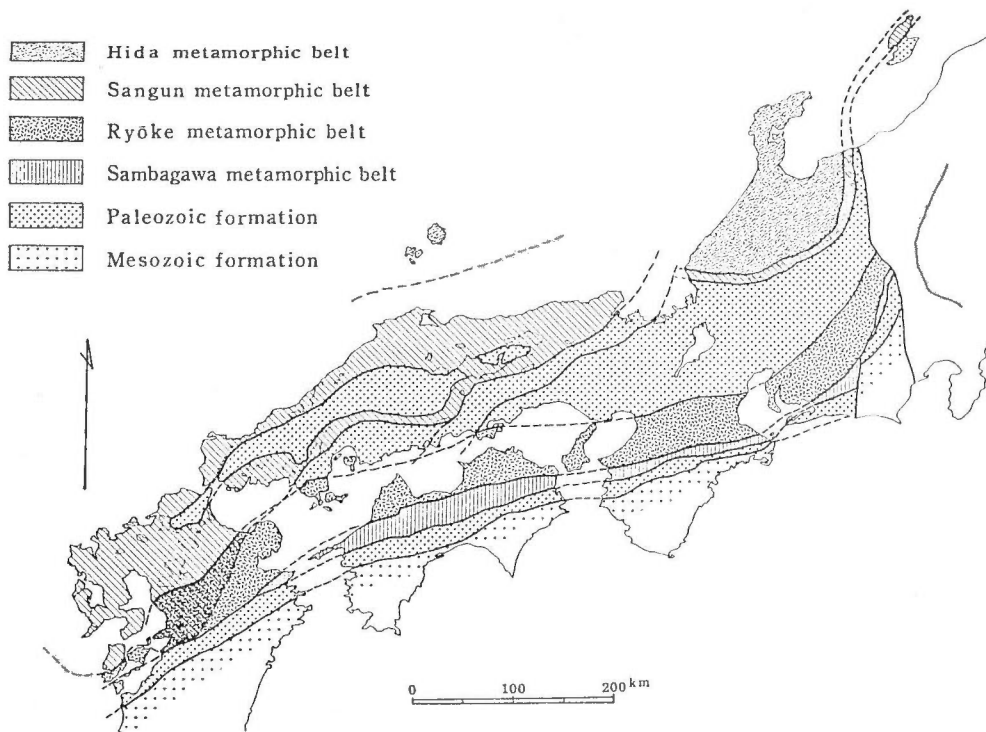
MIYAKAWA (1961) は次のように述べている（第11図）。「中国—九州地域で三郡変成帯南縁は押しつぶせ断層である一大構造線に境されると言ってもよい。この大きな衝上運動を考えると、肥後、木ノ葉—国見山変成岩のごとき領家タイプと木山、間ノ谷、竜峰山変成岩のごとき三郡タイプ（水越層を含む）の異常な配列を説明することが可能である。すなわち、この地域では、三郡タイプの変成岩は領家変成帯に衝上し、後期の地殻運動によって擾乱され、現在、源地塊の残留体となっている。長崎地域の三郡変成岩は九州の他の地域のものと同様走向が著しく異なっている。この差異はすでに述べた衝上運動によるものである。」

端山（1962）は次のように述べている（第6図）。「三郡・三波川両変成帯の西方延長は中・北部九州においてお互いに収斂している。四国の黒瀬川構造帯近くの藍閃片岩を考えると、植田（1961）の三波

58) 現在の肥後変成岩を指す。

59) 伊木（1901）は現在の白杵・八代線に相当する位置に緑川断層を包含する大断層線を図示している。

60) 間ノ谷結晶片岩および八代市付近の竜峰山帯の変成岩は三郡変成帯に入れてよいかどうか疑わしい（山下、1957）。



第11図 西南日本における変成帯 (MIYAKAWA, 1961)
 Fig. 11. Map of the metamorphic belts in Southwest Japan (MIYAKAWA, 1961).

川帯の延長であると解釈した八代東部は黒瀬川構造帯の西方延長にあたり、そのようなものである可能性が高い。そうすると、三波川結晶片岩は中央構造線の南側では佐賀関が西限で、さらにその西方は御船地方にのびてゆく可能性が高い。筑後川両側の結晶片岩は北側ではENEの褶曲軸で南側のものはWNWの褶曲軸をもっている。西南日本のおそらく三疊紀はじめの褶曲運動は多軸性で、従来の三郡山陰支脈、三郡山陽支脈、三波川帯の3複背斜部とその間にある2つの複向斜部⁶¹⁾よりなり、それが中・北部九州で収斂しているものであろう。西彼杵の結晶片岩もこの延長であろう。三波川、三郡変成帯はおそらく三疊紀前半に形成されたものであり、領家帯はこの褶曲帯の向斜部に、白亜紀中葉になって大規模な花崗岩の活動の結果として形成された。」

唐木田・ほか(1969)は次のように述べている(第7図)。「九州の変成岩類を地体構造的にまとめると次のようになる。九州の三郡変成帯は、東部では、大野川層群の下に伏在する中央構造線、西部ではそれに合流した臼杵・八代構造線の近くまで広がっている；領家変成帯は、国東半島・別府を経て肥後に続き、三郡変成帯を横切り、そこに肥後変成岩にみられるような複変成岩を形成している；三波川結晶片岩プロパーは、佐賀関半島に続いてきているが、それより西側では消滅する。南側の秩父累帯では、「三波川変成作用」による変成岩が東西に連続して存在する。長崎変成岩については、琉球列島の変成帯との関連性を考えながら研究をすすめたい。」

勸米良(1969)は、「中九州西部の変成岩類は顕著な帯状配列をなし、鉱物相上、領家帯といわれる竜峰山・肥後および三郡帯南縁といわれる間ノ谷各変成岩帯は、古生層の原岩配列から見れば、順次四国の秩父帯北部から三波川帯南半部にわたる地帯の延長にあたる。したがって都城が別の観点から考察したように中九州西部では、領家型変成が南方へ大きく斜交して張り出し、三波川変成帯だけでなく秩父帯北部にまで及んでいるであろう。」と述べている。

61) 北側のものは秋吉台～帝釈峡の非変成古生層帯、南側のものは領家帯で占められている(端山, 1962)。

寺岡 (1970) は次のように述べている (第 8 図)。「肥後・朝地両変成岩は領家変成岩プロパーに比べ特異性もあるが、いずれも深成岩を伴う高温低圧型の変成岩で、本質的には領家変成帯に属するものとみなされる (山下, 1957; MIYASHIRO, 1961; 都城, 1965; 植田, 1961; 松本・野田・久久, 1962; 端山, 1962; 小野, 1963)。肥後変成岩, 竜峰山帯変成岩および間ノ谷変成岩は同一の変成作用の産物と考えられている (植田, 1961; 山本, 1953; YAMAMOTO, 1962)。木山変成岩は三波川変成岩のみならず三郡変成岩とも区別すべきものであり、大分-熊本構造線にそって地下深部からもたらされた変成岩とみなすのが最も妥当である。三波川変成帯は、大分-熊本・臼杵-八代両構造線にはさまれた中央構造線以西の地帯にものび、そこで領家変成帯とオーバーラップしているともみなすのが妥当である。彼杵変成岩は岩相や絶対年代の点で三波川変成岩に近いが、三郡・三波川変成岩のいずれとも構造方向を異にしている。本論では彼杵変成岩で特徴づけられる地帯を中国・領家・三波川の諸帯とは別個の構造単位として扱い、これを彼杵帯と呼称する。この帯は呼子ノ瀬戸断層 (長浜, 1962) によって西側の花崗岩分布地域と境され、大分-熊本構造線を介して領家帯に接する。河内・石原・神戸 (1964) による資料から、臼杵-八代構造線は甌島諸島の東側を通過し (小西, 1965)、一方、大分-熊本構造線はその西側を通るものと考えられる。」

磯見・ほか (1971) は次のように述べている。「磯見 (1968) は西彼杵帯を高圧低温型の変成帯、相ノ島帯を広域的熱変成作用と大規模な花崗岩貫入とにより特徴づけられる帯とし、両帯を琉球弧の要素とみなして、テクトニック上の位置づけを試みた。このスキームにおいては呼子の瀬戸断層が“中央構造線”に近い意義をもつことは言うまでもない。相ノ島帯と西彼杵帯とは琉球弧内側の要素として位置づけられるとはいえ、両帯が北九州の白亜紀以前の地質要素に似ることから、北九州の延長とみることもできる。すなわち、関門層群に似た白亜紀の火山堆積物が存在すること、おそらくその基盤にクリノイド石灰岩で特徴づけられる古生層が存在したこと、西彼杵半島北西隅の片麻状構造をもつ花崗閃緑岩が北九州の古期花崗岩に類似するとみられること、長崎変成岩がゲフェューグ (複軸の微褶曲) の点で三郡変成岩に比較することもできるなど。福江島南西部では五島層群はチャートの礫を含む (鎌田・渡辺, 1969) ことから、五島帯の基盤は相ノ島帯で推定されると同様に非変成帯に属すると推定できよう。」

II.7 中央構造線

中央構造線に関する問題は、長崎三角地域の主題に関しては従となるかも知れないが、これまでのいろいろな問題になってきたので、これまでの諸見解の概要を述べる。

中央構造線は、本文冒頭に述べたごとく、E. NAUMAN (1885) の命名した大中央裂線 (Grosse Medianspalte) に始まり、中央線、中央構造線などと呼ばれてきた。中央構造線の生成時期については、小川 (1906) は、この構造線は、これに沿って内帯の花崗片麻岩類が外帯の結晶片岩類に衝上し、さらに白亜系和泉層群におおわれることを指摘した。その後、YABE (1926a) は、四国では中央構造線は結晶片岩帯と白亜紀和泉砂岩帯との間にあり、その地殻運動は白亜紀最後期か第三紀早期に行われた、と述べている。

KOBAYASHI (1941) によると、「この発展は、鹿塩時階 (ミロナイトの形成)、市ノ川時階 (和泉層群の古第三系石鎚層群への衝上)、砥部時階 (和泉層群の古第三系石鎚層群への衝上) および菖蒲谷時階 (和泉層群の第四系への衝上) の 4 つの段階に分けられ、中央構造線の運動は和泉層群堆積前に始まり、第四紀まで段階的につづいた。」

この構造線は赤石山地西縁から四国西縁まで続くが、九州では不明瞭になる。そこで長崎三角地域とも関連して、中央構造線の延長が九州のどこを通るか、古くからいろいろと推論されてきたが、いまだに定説がない。九州における中央構造線の位置についての推論の変遷の概要を述べる。

すでに述べたごとく、E. NAUMAN (1885, 1893) は、九州では中央構造線を大分を通し、南に湾曲させ宇土半島付根に引いた。

矢部⁶²⁾は松山・八代線を中央構造線の延長と考えたが、長崎付近の変成岩を三波川変成岩と結びつけるために、1917年、松山・久留米線を中央構造線の延長と考えた。

大塚 (1935)⁶³⁾は現在の中央構造線の延長を白杵・八代構造線と考えた。

小林・大塚 (1937) は次のように述べている。「第1次中央構造線が西南日本を完全に内外帯に区分するような一貫した構造線であったか、あるいは末端に変位量を減じ遂に消失するか、あるいは従属的構造線を伴って雁行したものが充分吟味する要がある。中央構造線は佐賀関半島以西の九州ではその追跡は困難であって、かえって御荷鋸線が九州東部において顕著な構造線となり、さらに南方の河俣線⁶⁴⁾がかえって顕著である。外帯帯状構造の北限は、八代地方においては花崗片麻岩類と接触関係にある部分である。八代以西においては内外帯は、いわゆる、日奈久断層と呼ばれる大野川線とほぼ平行な構造線をもって境され、その線は河俣線のみならず、南北竜峰帯を遮断している。総合してみると現在の中央構造線は佐賀関半島を西限とし、その以西にはこれと平行性の御荷鋸線、河俣線があり、これらと斜交するものに大野川線、日奈久線がある。これら両系統の構造線の併合によってほぼ内外帯は分割し得るが、ところによっては帯状構造はこれら区画線の北にも多少残存することになる。河俣線と日奈久線の関係から、後者が前者より先に生成されたことにはならない。」

KOBAYASHI (1941) は、「本来の中央構造線は鹿塩圧砕岩の分布によって決定されるべきもので、矢部博士その他の強調するように三波川・御荷鋸両系の北を限るものではない。三波川・御荷鋸両系と領家変成岩類とは同一造山帯中軸部における異なる2部分を表現したものであり、中央構造線は一つの造山帯を2分したものである。リヒトホーフエン、小藤、矢部等諸氏の指示するように相異なる構造系統に属する2造山帯を結着するものではない。」と説き、「九州では中央構造線が雁行配列をして、三波川・御荷鋸地帯を斜めに横切り、九州西部では直角をなして湾曲し、天草諸島から西彼杵半島まで北北西に延びる。」と考え、これを彼杵湾曲と呼んだ。

山下 (1957) は、「中央構造線」を拡張 (延長) して考えるとすれば、それは本州中軸帯の南限という意味にとるのが適当であるとし、宮原花崗岩の南縁 (竜峰山帯との境界) が本州中軸深成変成帯の南限という意味での「中央構造線 (じっさいは貫入関係)」であるとした。

植田 (1961) は、本州・四国の領家・阿武隈変成帯と三波川変成帯とは、八代地方まで連続しているとみなし、白杵・八代線は領家・阿武隈変成帯と三波川変成帯とを境するものであり、中央構造線と全く同じ性質をもっていると述べている。

松本・ほか (1962) は、木山変成岩と上部白亜系の分布から木山変成岩の北側付近に中央構造線の分岐の一延長 (大分・熊本線) を推定し、佐賀関半島の結晶片岩の北側にあるはずの構造線は南に折れて白杵・八代線に合流するような状態を示すと述べている。また、九州において、松山・伊万里線は中央構造線のそのままの延長ということには異論があるかも知れないが、ここに重要な構造線が潜在し、少なくとも中央構造線のある時期の活動の延長 (全体としては西方に分岐した構造線の1つ) にあるということも考慮している。さらに、「熊本市東方の木山付近を中心として点紋片岩や藍閃石片岩で特色づけられる変成岩類が露出しており、これは三波川帯に入れたい性質のものであり、しかも両者の中間部に上部白亜系浦河統の地層が点々と露出している。このあたりに中央構造線の分岐の一延長 (大分・熊本線) が推定される。」と述べている。

YAMAMOTO (1962) は、白杵・八代構造線は肥後、竜峰山両変成帯の間にはなく竜峰山変成帯の南側にあることから、木山変成岩を佐賀関変成岩の延長と考え、中央構造線の西方延長は肥後変成岩地域よりもはるか北方に位置すると考えた。

62) YABE (1917) は、「以前に松山・八代線を南北両帯の境界線であり大中央構造線の延長であると考えた」と述べている。

63) 大塚は地学辞典 (1935) に、「中央構造線は日本の地質構造上の特性を外帯と内帯とに分つところの大断層線で、西部では松山に達し、一部は九州の伊万里に他は九州の白杵—八代に至る延長を有する。形成の時代は矢部長克によると白亜紀末で、本間不二男によれば白亜紀初期と見られている」と述べている。

64) 竜峰山帯の南、物部川統の北端を走る構造線。

小西(1965)は、藍閃石片岩の産する石垣帯を三波川帯に対応させ、甌島帯と石垣帯の間の構造線が臼杵・八代線に相当するとして、中央構造線が琉球列島まで延長していると考えている。

MINATO・GORAI・HUNAHASHI (Chief Ed.) (1965)は、中央構造線のもっとも基本的な性質は領家帯の花崗岩体の外縁にあたり、宮原花崗岩の南境界は西九州の中央構造線の延長であり、もとの貫入関係をそのまま残しているとみなした。

唐木田・ほか(1969)は、「佐賀関半島の結晶片岩は、四国の三波川結晶片岩帯の続きと一般に認められているので、中央構造線は、佐賀関結晶片岩と朝地変成岩との間の大野川層群の下のどこかを通るのであろう(寺岡, 1967)。そして、それは西部で御荷鉾線の延長に相当する臼杵・八代線に合する。」と述べている。

寺岡(1970)は次のように述べている(第8図)。「中央構造線は佐賀関半島の三波川変成岩と朝地変成岩の間に位置し、大野川層群下に伏在し、位置的には佐賀関半島の北側を通り、戸次付近をへて南西にのび、小原付近で臼杵・八代構造線に合流すると考えられ、臼杵・八代構造線は四国の御荷鉾構造線—御荷鉾構造帯(小島, 1950; KOJIMA, 1953)—に連なるもので、小原付近以東の部分が三波川・秩父両帯を境しているのに対し、それより西の部分は領家・秩父両帯を画しており、後者は御荷鉾構造線と中央構造線に相当するとみなす見解(KOBAYASHI, 1941; 植田, 1961)は部分的にあたっている。肥後帯(大分・熊本構造線と臼杵・八代構造線にはさまれた中央構造線以西の地域)は西南日本内帯に属するにもかかわらず外帯的な性格を多分に備えている。この肥後帯の特異性や三波川・領家両変成帯の時空的關係、さらに木山変成岩の時代的・構造的な位置などから推定すると、おそらく、大分・熊本構造線は中央構造線より起源が古く、“古中央構造線”とでも称すべき性格の構造線であろう。これは四国以東にも及び、そこでは中央構造線の前身に相当すると考えられる。」

Ⅲ. 長崎三角地域の主題に関する考察

本報告の主題は、「東から見事な帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川の3変成帯、領家北側の古生層および秩父帯が九州においてどのような関係にあるか」ということである。まず、九州における秩父帯から領家帯と考察を進めて三波川帯に及び、ここで一つの作業仮説を提唱し、この観点に立って主題の説明と吟味を行ってゆく。

Ⅲ.1 九州における秩父帯(第12図)

地学辞典(清水大吉郎, 1970)によれば、「秩父帯は本州区の三波川帯の南のもっとも外側の地帯で、弱～非変成古生層を主体とし、中生層を含む。古生層はシルル～デボン系が黒瀬川構造帯に小規模に露出するほか、上部石炭系から上部二畳系にいたる地層が主体をなし、広い範囲に弱い変成をうけている。中生層はジュラ系が南縁にそって分布するほか、三畳系の各層は断片的に、ジュラ系(鳥巢層群)は南縁にそって分布し、白亜系は各地に盆地状に分布する。東西方向の軸をもつ褶曲や断層が発達する。北帯・中帯・南帯にわけられ、それぞれ古生層・中生層の層相や構造に特徴がある。北は御荷鉾構造帯、南は仏像・糸川構造線で境される。」

さて、山下(1957)は次のように述べている。「二畳紀後期の地層(*Lepidolina* 帯から上の地層)は、その分布範囲が広いにもかかわらず、ある特定の地域に限り発達している。西南日本外帯では秩父帯の黒瀬川構造帯に近接して中帯および北帯に発達している⁶⁵⁾(第12図)。九州西部では、球磨層が黒瀬川構造帯に近接して分布しているが、その北方で肥後変成岩帯や間ノ谷結晶片岩を隔てて、同じ時代の同じような層相の水越層(松本・藤本, 1939)⁶⁶⁾がある。これは西南日本の一般的状態からみると異常であるが、これもまた、中部九州の特異性を示すものである。これらは要するにこの地域が造山帯の一方

65) 現在までにわかっているものをあげると、球磨層の他に、愛媛県黒瀬川地方(土居層群:市川・石井・中川・須鎗・山下, 1956)、高知県佐川盆地(市ノ瀬層群:甲藤・須鎗・石井・市川, 1956)、休場地方(休場礫岩)、徳島坂州地方(拝宮層群:山下・須鎗・中川, 1956)などがある(山下, 1957)。

66) 勘米良(1949, 1953 a, b)。

の端にあっていたことを示すものと考えられる。」

この水越層を九州における地質構造上どのように考えるかについて、まだ、あまり明快な見解が示されていない。

柳田(1958)は、水越層と球磨層が肥後変成帯の両側に分布していることを、西南日本において領家帯の内・外両側に水越層類似の上部二畳系が分布していることに関連づけている。

Tsuji(1967)は、水越層は他の肥後変成複合岩体と同じ変成作用を受けているとして、これを領家変成帯の四方延長とみなした。

寺岡(1970)は次のように述べている(第2表)。「佐賀関半島部の三波川変成岩体南西縁の西川内層⁶⁷⁾は、その層相から上部二畳系の水越層に対比される可能性が強い。また、大野川層群における層相変化の状況および三波川変成岩から由来したとみなされる礫質堆積物の時代的変遷などからして、少なくとも三波川帯の西部に関する限り、大野川層群堆積初期には同帯に西川内層で代表されるような非変成古期岩層が広く分布し、変成岩の大部分は、まだ、地表に露出していなかったと推定される。」

山下、寺岡が述べていることから、九州における秩父帯⁶⁸⁾の北限は少なくとも、西川内層から水越層の北限を結ぶ線まで及んでいと推定される。

一方、四国地域の秩父帯二畳系の中下部⁶⁹⁾の岩層は粘板岩を除いた場合に、北から南に向って概略、次のような岩相帯に分けられる。

CL岩相帯：チャート(多)・石灰岩(多)・凝灰岩(少)

Sch 岩相帯：輝緑凝灰岩(多)(石灰岩を含む)・チャート・砂岩

SCL岩相帯：砂岩(多)・チャート(多)・石灰岩(少、南部に多い)

九州地域には四国にみられたような二畳系中下部の Sch・SCL 両岩相帯が分布するが、この北部にあるはずのCL岩相帯は地表に露出していないか、発達していないようである⁷⁰⁾。このCL岩相帯が、九州地域にも続いていたとすれば、秩父帯の北限は水越層のさらに北方まで及んでいたか、地下に存在していることになる。

このように考えると、水越層の南に分布する間ノ谷、肥後、竜峰山および小田尾帯⁷¹⁾の変成岩類は秩父帯内に露出していることになる。それではこのような変成岩類をどのように考えたらよいのであろうか。

III.2 九州における秩父帯内(間ノ谷・肥後・竜峰山および小田尾帯) の変成岩(第9・10・12図, 第1表)

間ノ谷、肥後および竜峰山の変成岩類の所属についてのこれまでの考え方をあげてみる。

① 肥後変成岩は領家変成岩の続きである⁷²⁾(山下, 1896; Kobayashi, 1941; 山下, 1957; 植田, 1961; Tsuji, 1967), ② 肥後変成岩帯は秩父帯にみられるような日本の古い造山帯の中核部を代表するものである(松本, 1949b; Matsumoto・Kanmera, 1949; Minato・Gorai・Hunahashi, 1965; 加納,

67) 礫岩礫種は花崗岩, 流紋岩, 安山岩, 粘板岩, 砂岩, チャート, 石灰岩等大小礫で, 石灰岩を除くと一般に円磨されている(寺岡, 1970)。

68) 領家帯と和泉層群の境界付近の礫岩礫から上部二畳系の化石が産するので(愛媛県, 1962)三波川帯が露出していない場合には, 秩父帯の北限ということは問題になるかもしれないが, ここでは三波川帯出現後この帯の主軸より南側の非変成古生層帯の分布地帯としておく。

69) 二畳系上部の *Yabeina*, *Lepidolina* 帯などの地層を除く。

70) 伊木(1901)によれば, 「九州中部の秩父系は, 岩石性質上ほぼ3帯に分かれ, 上帯(輝緑凝灰岩, 石灰岩, 珪岩, ラチオリア板岩, 砂岩および粘板岩の累層), 中帯(粘板岩砂岩の累層, 時々灰色珪岩を挟む), 下帯(輝緑凝灰岩, 珪岩, 砂岩および粘板岩互層で時々石灰岩を挟む)からなるが, この3帯は武蔵秩父層の上・中・下に一致するものではなくむしろ後者の中層以上に相当する。」

71) 植田(1961)はこの変成岩を三波川帯のものとしているが, これは大谷(1926 a, b)の小田尾帯に分布しているので, ここではかりに小田尾帯変成岩としておく。

72) 山下(1957)は「領家変成岩類とおなじく接触広域変成作用の型に属し, 原岩, 造山帯中央部と末端というような条件の違いのあらわれである」ともっとも明確に述べている。植田(1961)は竜峰山変成岩帯も領家帯の延長としている。

1967; 石坂, 1972)⁷³⁾, ③ 肥後・竜峰山変成岩帯はそれぞれ領家・三波川帯の延長ではない。間ノ谷・肥後両変成岩は層序上および変成作用の点から連続的であり、これらの変成帯は一変成帯のメンバーで、肥後貫入岩類は変成帯の軸部に貫入したものである (YAMAMOTO, 1962), ④ 間ノ谷変成岩は三郡変成帯の一部と考えられ (唐木田・ほか, 1969), 肥後変成岩地域は、はじめに三郡変成作用を、後に領家・阿武隈変成作用または領家変成作用を受けた複変成岩の地帯であり、領家・阿武隈変成帯の西の延長部にあたる (唐木田・ほか, 1969; 市川・藤田・島津, 1970⁷⁴⁾), ⑤ 肥後変成岩は三波川変成作用を受けた岩石が領家変成作用を受けたもので、領家帯に属する (勘米良, 1969⁷⁵⁾; 寺岡, 1970)。

さて、筆者の考えは、前節で述べたようにこれらの変成岩類、貫入岩類は秩父帯内にあるというのであるから、④の考え方は除外されることになり、②の考え方は絶対年代や黒瀬川構造帯の他の花崗岩類が一般に圧砕構造を示し接触変成作用の証拠を欠くことから無理があり、③の考え方⁷⁶⁾にもっとも近いものである。

竜峰山変成岩が肥後変成岩と同じ変成作用を受け⁷⁷⁾、それと一連の変成帯に属する岩石であり (植田, 1961; YAMAMOTO, 1962), 肥後変成岩と間ノ谷変成岩とは原岩・層序・変成作用において漸移的であること (YAMAMOTO, 1962; 佐藤・井上, 1968)⁷⁸⁾、間ノ谷変成岩にアルカリ角閃岩が存在すること、(佐藤・井上, 1968; 唐木田・ほか, 1969), 低温高压変成帯にしばしばあらわれるかんらん岩があり、これが熱変成作用を受けていることなどから、この3変成岩は藍閃石片岩相を呈するような低温高压型の広域変成作用を受けた後に⁷⁹⁾、その一部が高温低压型の変成作用を受けた結果⁸⁰⁾生成されたものと考えられる (佐藤・井上, 1968; 唐木田・ほか, 1969)。これらの変成岩の原岩は四国秩父帯⁸¹⁾のSch岩相帯のものに似ており⁸²⁾、片麻岩の石灰岩中から紡錘虫・海百合の茎が見出されており (浅野, 1933, M. S.), 竜峰山変成岩帯の石灰岩から *Lonsdaleia* sp., *Fuslinella* (石炭紀後期) (大谷, 1927), *Verbeekina* sp. (中期二疊紀) (松本・戸次, 1949) が知られている。四国の黒瀬川構造帯に結晶片岩化しているのは中部二疊系以下の地層であり (山下, 1957), Sch岩相帯からは、四国 (IWASAKI, 1960; 岩崎, 1969) および九州 (植田, 1961; 牟田, 1957) において藍閃片岩相の変成岩が知られており、Sch岩相帯に分布する蛇紋岩ないしかんらん岩⁸³⁾がこの変成帯に分布している。したがって、この3変成岩帯の原岩は秩父帯のSch岩相帯の岩石 (石炭系以下の岩石を含むかも知れない) であったと考えて差支えない。また、変成岩類の一部には黒瀬川構造帯に沿って現われる岩石などに似た絶対年代を示す岩石 (UEDA・

73) 加納は肥後深成岩について述べている。

74) 絶対年齢の問題から再検討を必要としている。

75) 勘米良は竜峰山帯の原岩を秩父帯北帯の続きとみている。

76) この考え方は前に述べたごとく、変成様式を重視しているが、領家変成様式と異なるか疑問に思う。白石野花崗閃緑岩体の周りにホルンフェルス組織がないと言っているが、この変成が宮ノ原トーナライトに関連して生成されたかもしれないし、堇青石が広域変成岩に現れることも問題である。

77) YAMAMOTO (1962) によれば、竜峰山変成岩は複変成岩で、広域変成作用に次いでマグマの層々進入があり、軽微な宮ノ原トーナライトによる熱変成作用を受けた。

78) YAMAMOTO (1962) は、「東部では岩相が交わり合い、変成度の点で漸移し、層位的に連続しており、間ノ谷変成岩の名を取り去り、肥後変成岩に含めるべきである。主として緑色片岩相に相当する」と述べている。

79) 肥後、竜峰山両変成岩が高温低压変成作用を受ける前に、高压低温型の広域変成作用を受けたという積極的な証拠は見出されていない (唐木田・ほか, 1969)。

80) 竜峰山帯における変成度の分布は宮ノ原花崗岩質岩石と無関係であって、接触変成作用があっても、接触部にごく近い一部である。竜峰山帯は広域変成帯であって、この変成岩の大部分は複変成作用を受けなかった (植田, 1961)。

81) 三波川変成帯の南部の変成岩は秩父帯の北部に漸移している (岩崎・ほか, 1963; 岩崎, 1969; 鈴木, 1964, 1965; 内田, 1966)。

82) 肥後変成岩の源岩は砂質、石灰質、塩基性で、従属的に粘土質、竜峰山変成岩の源岩は塩基性、中性火成岩、石灰質岩が主で、次いで粘土質酸性岩で、砂質岩は少量である (山本, 1953; YAMAMOTO, 1962)。間ノ谷変成岩の原岩は主として塩基性とわずかの泥質岩からなり石灰岩を欠き、砂質と珪質岩がまれである。

83) YAMAMOTO (1962) の記載によると、変成されているが、原岩は輝岩を伴うかんらん岩で、原岩の構成鉱物としてかんらん石と斜方輝石がみられ、単斜輝石は記載されていない。この点秩父帯の黒瀬川構造帯相当帯のかんらん岩としても支障ない。

ONUKI, 1969)⁸⁴⁾も含まれていてよいことになる。

植田 (1961) は小田尾帯の変成古生層を三波川変成帯の続きと考えた。しかし、これは地質構造からみれば、三波川変成作用と一連あるいは類似の変成作用を受けた岩石が秩父帯中に存在するとしても (植田, 1961; 松本・野田・宮久, 1962; 唐木田・ほか, 1969), 唐木田・ほか (1969) も述べているように、四国から佐賀間に続く三波川変成帯の直接の延長とは言えない。これは、四国の黒瀬川構造帯の中部二疊系以下の地層が結晶片岩化している (山下, 1957)⁸⁵⁾ことをみても、端山 (1962) の述べているように、黒瀬川構造帯の西方延長付近にあたり⁸⁶⁾、秩父帯内の古生層が結晶片岩化したものとみなしてよい。ただし、三波川変成岩が秩父帯の下に続いて黒瀬川構造帯付近に顔を出しているのかも知れない。九州の西部では三波川結晶片岩帯の西方への延長は下に潜ったか、欠けていることになる (唐木田・ほか, 1969)。

次に九州における領家帯の問題について考察を行う。

III. 3 九州における領家帯 (第4~8・12図, 第1表)

先ず九州東部の朝地変成岩に注目してみる。すでに述べたように、朝地変成岩の所属については次の3つの考え方がある。① 領家変成岩類の西方延長である (山上, 1896; KOBAYASHI, 1941; 小野, 1963), ② 三郡変成岩が白亜紀花崗岩の接触変成作用を受けた複変成岩である (大島・ほか, 1967⁸⁷⁾; 唐木田・ほか, 1969; 大島・ほか, 1971), ③ 三波川変成岩が領家変成作用を受けた (寺岡, 1970)。②および③は朝地変成岩類は低変成度の片状岩を作る広域変成作用とその後の花崗岩類による接触変成作用とを受けた複変成岩であるということ、四国以東の領家変成岩にくらべ、塩基性岩と石灰岩に富み、蛇紋岩化したかんらん岩が貫いていること、および地質構造上の位置判断からの解釈である。

しかし、接触変成作用を受ける前に三郡変成作用あるいは三波川変成作用を受けたという積極的証拠はなく、初期の広域変成作用のタイプを適確に示す証拠はよくわからない (唐木田・ほか, 1969)。また、領家変成作用を受けた源岩が必ずしも同一岩相であったとも限らない。変成岩の絶対年令もわかっていないので、今のところ、朝地変成岩の所属は主として分布位置や構造上から推定するほかないようである。

そこで、四国高縄半島基部に眼を転ずると、三波川帯の北に和泉層群を隔てて、領家帯花崗岩の接触変成作用を受けた片状または塊状雲母ホルンフェルスが、ENE 方向に帯状に露出している (佐藤, 1931, 1938; 愛媛県, 1962)。一方、九州北東部に露出する朝地変成岩帯の北側に接してコートランド岩を伴う花崗岩類がある。朝地変成岩の原岩が三波川帯に接近していたとすれば⁸⁸⁾、三波川変成作用の余波を受けたのち領家変成作用を受けた複変成岩ということになる。このようにみえてくると朝地変成岩が領家変成岩であるかどうか定義の問題になるが、領家帯の花崗岩による変成作用を受けたという意味で、四国の高縄半島基部の変成岩と共に、領家帯に属するとしておく。また、この両変成岩は三波川変成岩や白亜紀層に対する位置関係からみて、領家帯の南縁にあたっており、南縁という意味で連続していたと推定される。このように考えると②の考え方にはやや無理があろう。

唐木田 (1966) によると、阿蘇カルデラ内の根子岳熔岩に含まれる捕獲岩類の種類、性質からみると、根子岳の基盤地質は朝地地域の地質、とくに花崗岩体に接近した部分によく似ている⁸⁹⁾。したがっ

84) この岩石は蛇紋岩と変成岩の境界付近にあり、その主要構成鉱物は斜長石・金雲母・尖晶石・鋼玉・堇青石で (松本, 1954; 山本, 1958)。金雲母による K-Ar 年令は 377 m.y. である (UEDA・ONUKI, 1969)。

85) 勘米良 (1969) は小田尾帯変成岩の原岩を四国秩父帯北帯の上部石炭系~下部ペルム系に対応させている。

86) 九州では黒瀬川構造帯に相当するものは、四国におけるよりも幅が広がっているようである。

87) 三郡変成岩という名称は用いておらず、南関地域のものに似た複変成岩であると述べている。

88) 西南日本では高圧低温型の三波川変成岩と低圧高温型の領家変成岩が中央構造線を境にして接しているが、北海道では高圧低温型の神居古譚帯と低圧高温型の日高変成帯の間には非変成帯があり、日高帯西縁には蛇紋岩帯がある。三波川帯と領家帯との間にもある時期には非変成帯のような中間帯が存在していたが、地殻変動により中間帯の大部分は失われたという可能性が強い。朝地変成岩帯やこの南縁の蛇紋岩はその片鱗で、日高帯西縁の蛇紋岩帯の構造的に相当していたかもしれない。

89) 外来捕獲岩は中粒珪岩、縞状黒雲母片岩~ざくろ石片麻岩質岩、塩基性片岩、砂質片岩、中粒花崗岩、粗粒角閃石斑れい岩、蛇紋岩 (再結晶が進み原岩の推定は困難)、石灰岩など (唐木田, 1966)。

て、領家帯（朝地変成岩帯）の南限は大分一大野・犬飼⁹⁰⁾—竹田—阿蘇根子岳付近に推定される。

さて、九州西部においては、宮ノ原トーナライトと竜峰山変成帯とは貫入関係にあり、宮ノ原トーナライトは南縁に近づくとミロナイトになる（杉山, 1944; YAMAMOTO, 1962）。したがって、両者の間に大きな不連続はなく、むしろ、竜峰山帯（変成岩帯と断層で境される南の非変成古生層帯を一括）と小田尾変成岩帯（植田, 1961の三波川帯の延長）間に分布する上部白亜系下に大きな断層が推定される。ここで、肥後帯⁹¹⁾の変成岩は複変成岩かどうかという問題は別にしても、変成様式とか変成の時代からみれば、領家帯のものに似ており、小田尾帯の変成岩は三波川変成岩に似ていることを考えると、宮ノ原花崗岩帯、竜峰山変成岩帯、上部白亜系、小田尾変成岩帯の配列関係は、九州北東部の荷尾杵花崗岩帯、朝地変成岩帯、上部白亜系、佐賀関結晶片岩帯の配列関係と対峙し⁹²⁾、朝地変成岩帯と竜峰山変成岩帯や肥後変成岩帯が連続しているのではないかと思わせるかもしれない。

しかし、九州東部まで追跡される領家帯の変成作用あるいは花崗岩類が、そのまま三波川帯や秩父帯の岩石を変成し、または貫入しながら斜めに横ぎり、肥後帯に連続してゆくのであろうか。朝地変成岩帯の南を通り阿蘇根子岳付近に推定された領家帯南限の西方延長は、構造上の著しい不連続なしに、肥後帯または肥後変成岩帯の南縁に連続してゆくのであろうか。

筆者は次のような理由で、本州から九州東部まで追跡された領家帯と肥後帯とは不連続であると考えらる。

1) 熊本北東の浦河統と他の白亜系の分布状態からみて、また、松本・ほか（1962）が述べているように礫岩礫の種類からみても、この浦河統付近に構造線または構造帯が推定される（第2表）。したがって、根子岳まで推定された領家帯南縁は肥後変成岩に向って延びず、熊本の方向に延びる⁹³⁾ものと推定される。2) このように現在でも、肥後変成岩帯の東方への延長方向⁹⁴⁾と朝地変成岩帯・根子岳線の西方への延長方向が食い違っている。さらに、小林・松本（1936）や寺岡（1970）は大野川層群下の基盤構造に著しい不連続を推定しており、筆者は、朝地変成岩帯は三波川帯の北側にあって、ほぼ平行であったが、変動により現在のように変位したものと考える⁹⁵⁾。以前に朝地変成岩帯が現在より東西に近い方向をとっていたとすれば、肥後変成岩と平行に近くなり、ますますこの両変成岩帯は連続しないことになる。3) 寺岡（1970）の大野川帯が朝地変成岩帯南縁から佐賀関変成岩帯（三波川帯）をよぎり、秩父帯、肥後帯北縁に達しており、肥後変成岩帯の東縁に、この変成帯を遮って、見岳山層（ギリヤーク統）がNW方向をとって露出している。

以上述べたことから、朝地、肥後両変成岩帯は直接連続するものでなく、その間に大きな断層があり、領家帯の南限は、朝地変成岩帯の南縁を通り阿蘇根古岳付近を経て熊本方向に延びるものと推定される。

領家帯の北縁を明確に限定することは、花崗岩類の接触変成作用などがあって難しい。九重山北東の男池熔岩のなかの外來捕獲岩は、その岩相が朝地変成岩に似ている（小野, 1963）。由布岳・鶴見岳の安山岩中の捕獲変成岩は領家変成岩に似ており（笠間, 1953）、別府市の凝灰角礫岩中の黒雲母片麻岩は領家片麻岩に似ている（森山・種子田, 1966）。したがって領家帯の北縁は国東半島および九重山以北を通

90) 寺岡（1970）は大野川層群下に推定している。

91) 本報文では、「肥後帯」は間ノ谷変成岩帯から竜峰山変成岩帯に至る地帯を一括したものとしておく。

92) 朝地変成岩は地質構造的に竜峰山変成岩と似た位置にある（唐木田・ほか, 1969）。

93) 熊本東方の浦河統の礫岩や砂岩には多分、北方から供給されたと思われる花崗岩、石英斑岩、黒雲母片岩があると同時に、南方からの緑泥片岩や藍閃石片岩もある（天野・今西, 1958; 松本・ほか, 1962）。なお、天野・今西（1958）は群山の礫岩に流紋岩質の礫が極めて多いことに注目している。

94) YAMAMOTO（1962）によれば、変成岩の構造方向はN60°E、厳密に言うると、西南部ではN70°E、中部ではE-W、北東部ではN80°E、ほとんどの変成岩では片理面は原層理に平行で、褶曲軸は線構造に平行である。

95) 松本（1936）が大野川線と仮称した構造線は、現在地表における外帯プロパーの岩類と花崗岩類に貫かれた古期岩類（長崎三角地域を含めた意味の内帯）との境の一部とみなされる（小林・松本, 1936）。現在、露出している古期岩類の岩質や配置を考慮すると、戸次—小原線を境とする大野川層群の構造のちがいは、おそらく同線付近に基盤構造に著しい不連続があり、それが大野川層群変形のさいに反映された結果であろう（寺岡, 1970）。

第2表 九州・西中国地域の中生層の礫岩類

Table 2. Pebbles in conglomerates of Mesozoic in Kyushu and western Chugoku

Formation	Time unit	Locality	Pebbles and minerals in conglomerate	Remarks and references
Mine series	Later Triassic	Yamaguchi Pref.	Bi, Gr, Ch, Ss, Sh, Qz, Phyl, Pg, Gb, Schs, P	Mica flakes and granite large in amount, granite mostly cataclastic and gneissose. KATAYAMA (1939)
Kanmon group	Early Cretaceous	North Kyūshū	Ch, Ss, Mr, etc.	KARAKIDA · TOMITA · MATSUMOTO (1962)
"	"	Yamaguchi and Fukuoka Prefs.	① Ls, Ch, Ss ② An, Da, Ss, Ls, Ch, Sch	① Wakino subgroup, Ls angular, big to small ② Shimonosaki subgroup. MATSUMOTO et al. (1962)
Goshonoura group	Early Cretaceous (Miyakoan)	Goshonoura island, Amakusa	Grbal, Ap, Gnb, Hfsi, Qz, P, Aal, Ss, Sir	MATSUMOTO (1938)
Mifune group (basal part)	Gyliakian to Miyakoan	Southeast of Kumamoto	① P, Aal, Sch, Phyl, Hfsi, Sp, Dl ② Hfsi, P, An, Tf, Sh, Ss	① Northern part, P & Aal large in amount ② Sh & Ss from Mizukoshi formation. MATSUMOTO (1939a)
Mifune group	"	South of Kumamoto	① Rg, Hf, Q, Ch, Sh ② Hf, Ch, Di, Q, P, Gr	① Lower part, no Gr, Rg, Hf & Q large in amount ② Upper part, pebbles big and rounded, Rg increasing, P, Gr small in amount. TAMURA · TASHIRO (1966)
Miyaji formation	Later Cretaceous (Gyliakian)	East of Yatsushiro, south side of Unski • Yatsushiro line	Gr, Ap, D, Fg, Gb, Di, P, An, Sp, Rg, Ch, Ss, Sh, Ls, Tf	Rich in big pebbles and in igneous, especially granitic rocks, poor in sedimentary rocks of which grayish white arkose Ss pebbles from Mesozoic are remarkable but pebbles from Paleozoic rare. MATSUMOTO · KANMERA (1964) MATSUMOTO · KANMERA · SAKAMOTO (1968), TERAOKA (1970)
Soyou formation (Mitateyama formation)	Later Cretaceous (Gyliakian)	South side of Asosan	Ss, Cl, Ch	Ss predominant, pebbles rounded, neither granites nor metamorphic rocks. TAMURA · TASHIRO (1966), TERAOKA (1970)

Uso formation (Lower part of Onogawa group)	Later Cretaceous (Gyliakian)	Western slope of Ryozen	An, Rh, Ss, Cl, Ch, Gr, Sp, Gb, GrN (?)	Mostly volcanic rock, Gr rare. ONO (1963), TERAOKA (1970)
Ryozen formation (Lower part of Onogawa group)	Later Cretaceous (Gyliakian)	Ryozen~upper Stream of Onogawa	Gr, Ap, Pg, Gd, D, Gb, An, Rh, Ss, Cl, Ch, Ls, Q, Gn, Hfs, Sch, Am, Sp, etc.	Pebbles of volcanic rocks and Ss decreasing, and Gr prevailing. Sch rare in lower part, but found from any horizons above Ryozen formation. TERAOKA (1970)
Gankaiyama formation	Later Cretaceous (Later Urakawan)	South of Kumamoto, root of Udo peninsula	Rg, Ss, Sh, Ch, Sch, Shr, Gr, Q	Rg prevailing especially in basal part, angular. Granite remarkable in middle part but rare in basal part, Gr and Sch, boulder, some pebbles from Mifune group. AMANO · IMANISHI (1958), AMANO (1962), TAMURA · TASHIRO (1966)
Urakawa Series	Later Cretaceous (Urakawan)	East of Kumamoto	Gr, Pq, Bi, Schch, Schgl, Rh	Bi from north, Schch and Schgl from south, probably. AMANO · IMANISHI (1958), MATSUMOTO et al. (1962)
Himenoura Group	Later Cretaceous (Urakawan)	Amakusa Islands, etc.	Gr, Gn, Ls, P, Pq	UEDA · FURUKAWA (1960)

Abbreviation

Aal	: Altered andesite	Di	: Dolerite	Hsi	: Siliceous hornfels	Rg	: Green rock
An	: Andesite	Gb	: Gabbro	Ls	: Limestone	Rh	: Rhyolite
Am	: Amphibolite	Gd	: Granodiorite	Mr	: Metamorphic rock	Sch	: Schist
Ap	: Aplite	Gn	: Gneiss	P	: Porphyrite	Schch	: Chlorite schist
Bi	: Biotite	Gnb	: Biotite gneiss	Pg	: Granite porphyry	Schgl	: Green schist
Ch	: Chert	Gr	: Granitic rock	Phy	: Phyllite	Schl	: Glaucophane schist
Cl	: Clayslate	Grbal	: Altered biotite granite	Pm	: Metamorphosed porphyrite	Schs	: Schalstein
D:	: Diorite	GrN	: Nioki granite	Pq	: Quartz porphyry	Sh	: Shale
Da	: Dacite	Hf	: Hornfels	Q	: Quartz	Shr	: Red shale
Di	: Diabase	Hfs	: Schistose hornfels	Qz	: Quartzite	Sir	: Red silt
						Sp	: Serpentinite
						Ss	: Sandstone
						Tf	: Tuff

ることになるが、その西方は木ノ葉変成岩の所属如何により、熊本市付近を通るか、山鹿・大牟田付近を通るかということになる。

そこで、秩父帯の北縁または領家帯の南縁付近の木山変成岩の地質構造上の位置づけはどのようになるのであろうか。

III. 4 木山変成岩 (第8・10・12図, 第1表)

木山変成岩の所属に関する従来の考え方をあげてみると次のようになる。① 三波川帯に属する佐賀関変成岩帯の延長である(山下, 1896; KOBAYASHI, 1941; 端山, 1962; YAMAMOTO, 1962; 山本, 1964), ② 三郡変成岩に属するかも知れない(橋本, 1964; 都城, 1965; UEDA・ONUKI, 1969; 唐木田・ほか, 1969), ③ 深部からもち上げられたものである(寺岡, 1970; 石坂, 1972)。

絶対年代からみれば、三波川変成岩より筑後変成岩に近い。所属を適確に推定することは困難であるが、高圧低温変成岩であり、蛇紋岩を伴うこと、および分布位置からみて、筆者の領家帯南限より南の帯内に、または構造線に沿ってであると推定される。

III. 5 九州における三波川帯 (第4~8・12図, 第1表)

III. 5.1 九州における三波川帯についての考え方

資料がかなり集積した1941年以降において九州における三波川帯についてどのような考え方があったかを整理してみると次のようになる。

- ① 三波川帯は九州主部では地下に存在しているか欠けている(唐木田・ほか, 1969)。
- ② 三波川帯はある時期には佐賀関半島の西方に延び、木山変成岩付近にまで及んでいた(寺岡, 1970)。
- ③ 三波川帯は八代線の南の小田尾帯の変成岩帯に延びる(植田, 1961; 都城, 1965; 橋, 1967)。
- ④ 三波川帯は肥後および間ノ谷変成岩に続く(勘米良, 1969)。
- ⑤ 三波川帯は竜峰山・間ノ谷変成岩に続き、湾曲北上して天草、長崎変成岩⁹⁶⁾に続く(KOBAYASHI, 1941)。
- ⑥ 三波川、三郡両帯が九州で収斂し(松本・ほか, 1962; 端山, 1962)、長崎変成岩につながる(端山, 1962)。

⑦ 長崎変成岩および天草の変成岩は、その絶対年令からみて、三郡変成帯⁹⁷⁾から分離され(橋本(光), 1964; 寺岡, 1970)、絶対年令、随伴貫入岩および鉱物相が三波川変成岩に似ているにもかかわらず、地質構造上からみて三波川帯の延長とみなすのは困難として、琉球弧の連続とし(都城, 1965; 橋, 1967; 唐木田・ほか, 1969; 市川・藤田・島津, 1970)、あるいは、中国、領家、三波川の諸帯とは別個の構造単位とする(寺岡, 1970)。

筆者にとっては、③および④の間ノ谷、肥後、竜峰山、小田尾帯の各変成岩はすでに述べたように秩父帯内の現象であり、⑤においては、秩父帯が九州西縁で南に方向を変えるにもかかわらず(橋本, 1962a)、秩父帯に入り込んだ三波川変成岩が北方に方向を転ずることになって解釈が困難となる。そればかりでなく、野母半島の一般走向がNEであることに対する説明も困難である。⑥については、三郡変成岩と三波川変成岩の年令の相異の解釈が困難である⁹⁸⁾。

ところで、⑥とは別に長崎変成岩が三郡変成岩の延長であるという考えがあるが、(牛来, 1952;

96) 西彼杵半島および野母半島の結晶片岩を一括したものを橋(1955)にならい長崎変成岩と呼ぶ。

97) MILLER, et al. (1963) による西彼杵半島の長崎変成岩の絶対年齢は白雲母の K-Ar 年齢で 70 ± 6 m.y., 180 ± 6 m.y. である。八女郡からの三郡変成岩の標本では白雲母による Rb-Sr 年齢は 260 ± 130 m.y., 270 ± 80 m.y. であり(柳, 1967)、山口県厚狭の南方では三郡変成岩が中・上部三疊系(厚保層群)に不整合におわれている(片山, 1939; KOBAYASHI, 1941; 長谷, 1951)。

98) 三郡変成岩、三波川変成岩両主要部の堆積時期は環境が似ていたが(松本・松石・藤井, 1953; 松本・ほか, 1962; 瀧木, 1969)、以後の古生層に層相の変化を生じて外帯・内帯ともに南・中・北帯(市川・ほか, 1956; 瀧木, 1969)に分かれるような堆積環境に変化したのであろう。

KOBAYASHI, 1956a; 山下, 1957; MIYAKAWA, 1961), これも変成岩の年令からみて抵抗を感じる。

⑦の長崎変成岩および天草の変成岩を三波川変成岩または三郡変成岩から分離する考え方については、三郡、三波川両変成帯と九州西縁のこれらの変成岩との関連についての説明が必要であろう。また、琉球弧に連なるといふ考えに対しては、三郡、三波川両変成帯がこの九州西縁の長崎変成岩の直ぐ近くにあるのに、これとの関連を説明することなく、いきなり飛び離れた琉球弧に露出する変成岩と結びつけるのは問題である。

それならば、秩父帯の影のごとく相伴ってきた三波川帯が、九州では秩父帯が見事に存続しているのに、どうして佐賀関半島の西から忽然と姿を消してしまうのであろうか。九州西縁の長崎変成岩は何であらうか。

長崎変成岩は、現段階では、原岩の層序、層相、変成岩の鉱物相⁹⁹⁾、随伴する超塩基性岩¹⁰⁰⁾のいずれから三波川、三郡両帯のどれに属するとも決め難い。長崎変成岩は分布上、佐賀関変成岩(三波川変成岩)より三郡変成岩に接近しているが、変成作用の終った時期を示す絶対年令からみれば、三郡変成岩よりも三波川変成岩に近い。かりに、三郡変成作用と同時または近い時期に三波川変成作用が始ったとしても¹⁰¹⁾(端山, 1962; 都城, 1965), 以後の長崎変成岩は、寺岡(1970)も述べているように、絶対年令からみると三波川変成岩と類似あるいは同一の変成史を辿ったと考える方が自然である。

黒田(1971)は折れ曲がった三波川帯という立場から、あらゆる地質現象を再検討してみることも無駄ではあるまいと述べているが、これがKOBAYASHI(1941)と同様な考え方を意味しているとすれば、すでに述べたように、筆者はこの考え方に賛成できない。それでは、ほかに長崎変成岩と三波川変成帯とどのように結びつけられるのであろうか。もう一度、九州北西縁の変成岩と三波川帯との関連を考えてみたい。

III. 5.2 北九州地域の屈曲・移動(第12・13図)

前節では1941年以降の考え方について考察したが、それ以前の多くの地質家(FRANSQUET COIGNET, 1874; 鈴木, 1894; 大日方, 1913; YABE, 1917; 矢部, 1925; 大塚, 1935)は西彼杵半島などの変成岩を三波川変成帯の延長と考えた。そのなかで、YABE(1917)は、西彼杵半島や天草諸島は西南日本南帯(外帯)の断片であり、この部分を除いた三角地域は南に向って押動かされた北帯(内帯)の移動塊であると述べており、その後、矢部(1925)はリヒトホーフェンの長崎三角地域の北縁(松山・伊万里線)を内帯と外帯の境界と考えた。

また、大塚(1935)は、先白亜紀花崗岩¹⁰²⁾が地表に露出する以前の内帯、外帯に該当するものとして古内帯、古外帯を考え、この両帯の境界として松山・伊万里線を考えた。

筆者は、すでに、領家帯の南限を朝地変成岩帯南縁—阿蘇根子岳—熊本線付近に推定したが、西彼杵半島の変成岩が三波川帯の延長にあつたとすると、この領家帯の南限を少なくとも松山・伊万里線付近

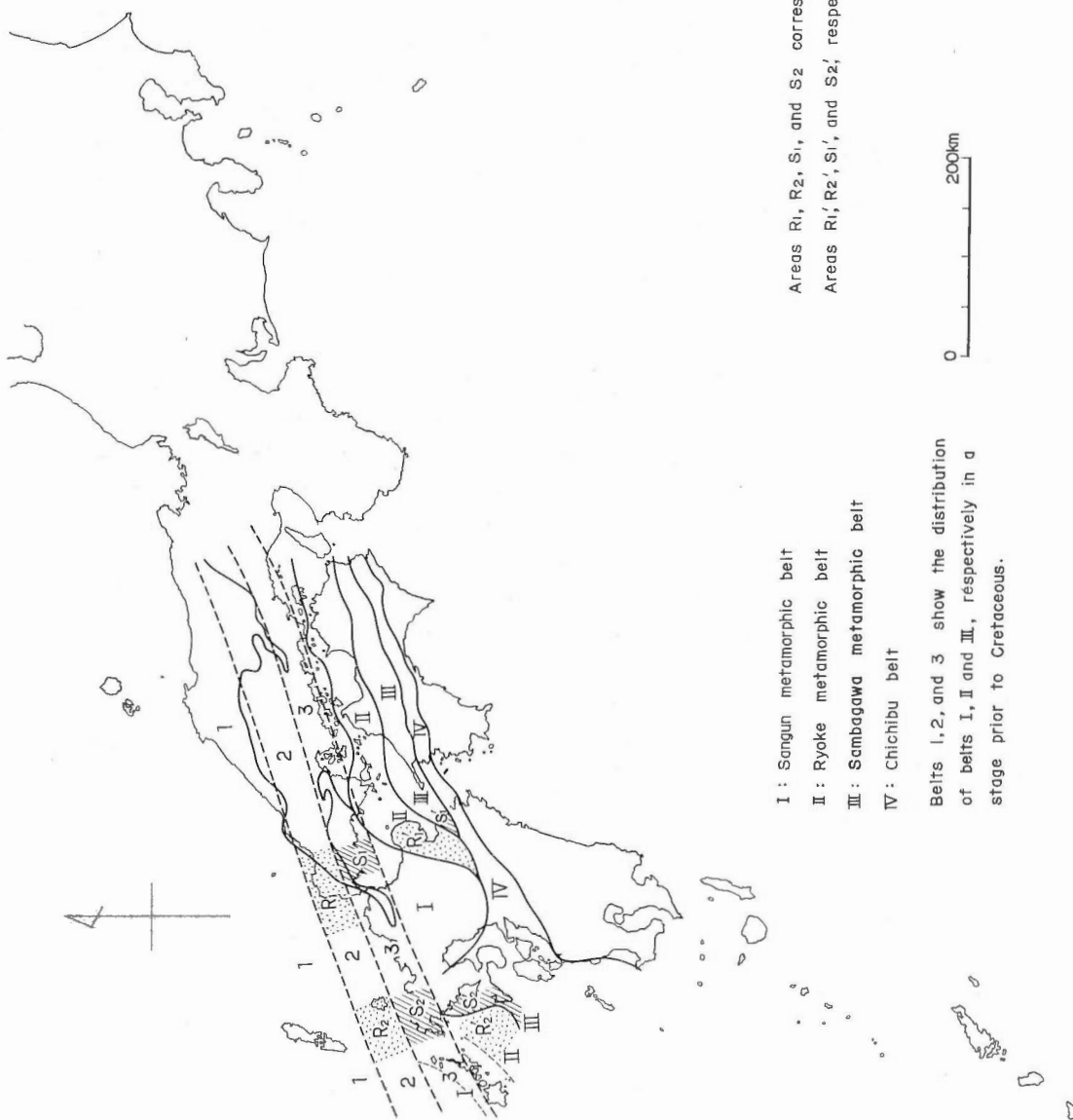
99) 市川・藤田・島津(1970)は、緑れん石・緑閃石・(藍閃石)帯を示し、三郡変成岩に似ていると述べているが、この鉱物組合せから三郡変成岩だけに似ているとは言えないであろう。

100) 唐木田・ほか(1969)および市川・藤田・島津(1970)は随伴超塩基性岩がダンかんらん岩・ヴェールライト系列で三波川帯型としているが、この系列は中国・九州の三郡帯からも報告されており(赤木, 1929, 1933; 石川, 1940; 北原, 1962; 榊・山本, 1967), 長崎付近の狭い分布からみて三波川帯型と断定するのは危険である。なお、野田・牟田(1957)は西彼杵半島の蛇紋岩は斜方輝石かんらん岩源のものとしている。

101) 市川・ほか(1953)は、広い意味での秋吉造山運動は、外帯でも単に秩父帯帯中北帯だけに限らず西南日本中軸部の変成帯ならびに御荷鉢構造帯の形成に関連しても重大な意義をもつと述べている。山下(1961)は幾つかの事実をあげて、「三波川帯の変成岩の上に三畳系が直接に不整合に重なっているかというような直接的な証拠ではないが、直接的証拠におとらない効果をもつ証拠である」と述べている。市川・ほか(1970)は三波川変成作用は三畳紀後期以前、少なくとも三畳紀末以前に進行したと述べている。

都城(1965)は、「三郡変成作用と三波川変成作用との間が切れているか、否かは疑問である。三郡変成地域のなかの一部はずっと後の時期まで変成し続け、それを三波川変成岩と呼んでいるのかも知れない。三波川変成岩が低温条件下で生成されたと考えられる割合に再結晶が進んでいるのは、変成作用が古生代の後期から中生代にかけて長い期間続いたためかも知れない」と述べている。

102) 現在でいえば、先白亜紀後期となる。



I : Sangun metamorphic belt
 II : Ryoke metamorphic belt
 III : Sambagawa metamorphic belt
 IV : Chichibu belt

Areas R₁, R₂, S₁, and S₂ correspond to
 Areas R₁', R₂', S₁', and S₂', respectively

Belts 1, 2, and 3 show the distribution
 of belts I, II and III, respectively in a
 stage prior to Cretaceous.

第13図 屈曲，移動による変成帯
 の変位を示す概念図
 Fig. 13. Schematic map showing
 the displacement of the
 metamorphic belts due to
 bending and horizontal
 slip.

まで北に移動させなければならない。逆にいえば、領家帯の南縁が松山・伊万里線付近から大分・熊本線まで北九州西縁地域および秩父帯に対し相対的に南進したことになる。したがって、三郡変成帯の南縁は松山・伊万里線のさらに北方から南進したことにもなる¹⁰³⁾。この「領家帯や三郡変成帯などからなる北九州地域が相対的に南に屈曲移動した」という作業仮説に立った場合に、「東から見事な帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川の3変成帯、領家帯北側の古生層および秩父帯が九州においてどのような関係にあるか」という本報告の主題にどのていど道を開けてくれるか、どのような障壁に突き当たるか、以下に、幾つかの地質現象をあげて、この作業仮説によりどのように説明されるか考察を進める。

III. 6 地域の屈曲，移動の作業仮説からみた九州およびその周辺の地質現象 (第12・14図)

III. 6.1 北九州およびその東方地域

① 四国では三波川帯、秩父帯、四万十帯が見事に帯状分布している。九州においても秩父帯と四万十帯が整然と帯状分布を示しており、秩父帯内の変成古生層が、三波川帯の消滅に関係なく四国から九州西部まで追跡される。このことは、たとえ地表に露出していなくても、寺岡(1970)が述べているように三波川帯も佐賀関半島以西に広く発達していたことを考えさせる。現在、三波川変成岩が九州主部にみられないのは、三郡変成帯や領家帯の移動圧迫により、これらの下に押しこめられたか¹⁰⁴⁾秩父帯の下に押し動かされたためであろう。

② 四国において、三波川変成岩の一般走向はEWないしWNWであるが、石鎚山第三系付近から西ではENE、NEの方向をとり、領家帯の南縁は石鎚山付近から三波川変成岩の一般走向を切るような方向をとる。これは領家帯が三波川帯に相対的に移動したことを示すものであろう。

③ 四国の高縄半島基部において、三波川帯と平行に分布していた領家帯変成岩の延長と考えられる朝地変成岩帯が、幅広く著しい破砕構造をもった荷尾杵花崗岩帯と共に、佐賀関島の三波川変成岩帯の行手を遮るように、この西から南西にわたって現われる。四国で一般走向N75°Eのものが、九州東部ではN40°Eとなり、佐賀関半島の変成岩の一般走向と20°の角度で斜交する。これは領家帯を構成する岩石が構造運動によって、東西に近い方向から北東方向に向きを変えたことを示している。荷尾杵花崗岩もこの構造運動に関して圧砕された可能性が強い。

④ 領家帯が南西方向に転ずる九州北東部において、領家変成岩や花崗岩類の分布が散点的に不明瞭になり、火山岩類におおわれている。これは、かなり広い範囲にわたって幾つもの破砕帯があることを暗示している。

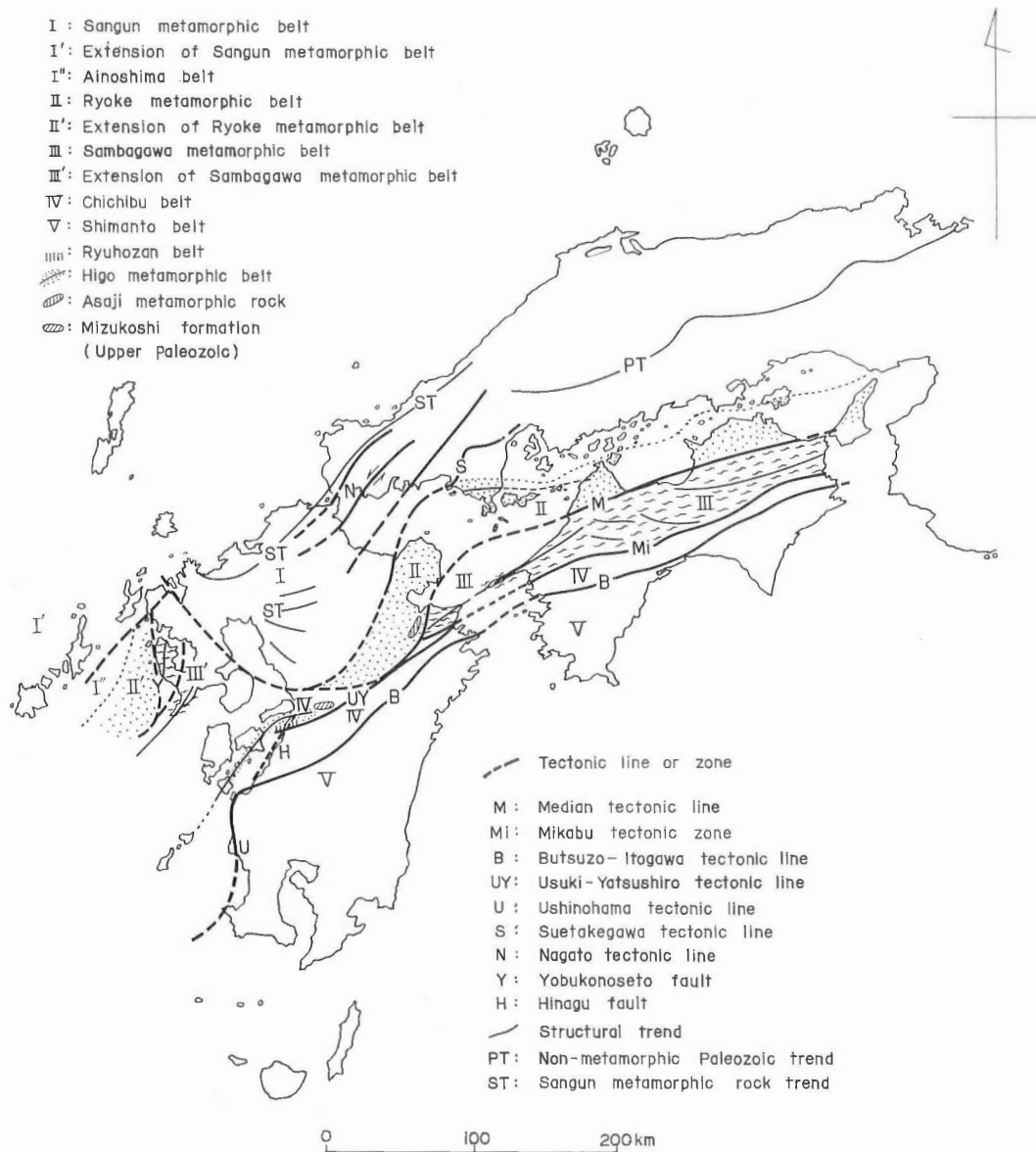
⑤ 四国において秩父帯を構成して帯状に分布していたCL、Sch、SCL各岩相帯のうち、北側のCL岩相帯が九州で欠けている。これもCL岩相帯が構造運動により三波川帯や領家帯の岩石に圧迫され、下に押し隠されたか、削り取られたかであろう。

⑥ 中国地方でいくつかの南に凸の弧からなる波状の古生層が、広島付近からその一般走向をNEに変える(小島・ほか、1959; 小島、1964)。NE方向の末武川構造線は領家帯を切り、領家帯と三郡変成帯とを境している(岡村・小島、1951; KOJIMA, 1953; 小島、1954b)¹⁰⁵⁾。またこれにほぼ平行の長門構造帯が見られる。これに三郡変成岩帯が構造運動によって、領家帯を遮るように一般走向を変えたことを

103) MIYAKAWA (1961) は長崎変成岩を三郡変成岩と考え、「三郡、領家変成帯の間の非変成古生層地域の幅から判断すると、たとえ三郡変成帯の構造移動が考慮されるとしても、領家変成帯はもともと三郡変成帯に斜交した地帯に存在したものであろう」と述べている。

104) 移動時、三波川帯が非変成古生層下にあったとすれば、非変成古生層とともに押しこめられたことになる。矢部(1963)は今日の長瀬変成岩地帯(三波川変成岩地帯)の変成岩体の遡上位に、中間の弱または不変成古生層を距てて、スラストにより移動された領家変成岩体南翼が位置していたと考えた。

105) 末武川および北山の2構造線は広島以西ではNEないしNNE方向をとるが、広島以东ではE-WないしENEである(小島・岡村、1952b)。末武川構造線に切られる前縁剪断帯は一般にENEであるが、構造線の近くではSWまたはSSWとなる。末武川構造線の走向は河山から徳山までNNEで、周防灘の北ではWSWないしEWに変わる(KOJIMA, 1953)。



第14図 西南日本西半部地質構造概略図
 Fig. 14. Schematic structural map of western half of Southwest Japan.

意味する¹⁰⁶⁾.

山口県の末武川構造線付近から長門構造線付近までの間、幅 4~6 km の三郡変成帯の前縁剪断帯があって北に傾き、北山衝上断層 (小島, 1947; 小島・佐々木, 1950), オケ峠衝上断層 (小島・佐々木, 1950), クリッペなどがあり、三郡変成帯全体が南方に押し上がるような運動が行われたと考えられる

106) 橋本 (1964) は、「三郡変成岩の褶曲軸の方向は、岡山県を中心とする中国地方東部では、ほぼ東西、山口県から九州北端部にかけての地域では北東、福岡県南部および佐賀県ではふたたび東西になっている」と述べている。

(KOJIMA, 1953; 小島, 1954b)¹⁰⁷⁾.

⑦ 濡木 (1969) によれば, 広島, 山口両県にわたり多くのNE方向の断層群があり, 北帯古生層 (長谷, 1964) の南限を基準にした場合, 20 km, 40 kmなどの横ずれをもった断層が考えられる. さらに, 白亜紀の火山岩類および花崗岩類両岩体の延びの方向もNEである (小島・岡村, 1952b; 小島・ほか, 1959, 1964; 今村・ほか, 1959; 今村・ほか, 1966; 濡木, 1966). これはとくに徳山, 山口間のNE方向の断層帯に沿ってNEからSWに向って北側の地域が大きく移動し, その後構造帯に沿って酸性岩類が噴出, 貫入したことを暗示している.

⑧ 三郡変成岩の一般走向は山口県ではNE, 北九州東部ではENE¹⁰⁸⁾, 西部ではEWないしWNWであり, 熊本北方¹⁰⁹⁾ではNWとなる. これは変成帯移動の際に北と北東方から働く力によって変位されたと解釈できる.

⑨ ENE走向の肥後変成岩帯の東部が急に断絶し, それを遮るようにギリヤーク世の蘇陽層 (見岳山層) (田村・沢村, 1964) が走向NWないしWNW, 傾斜 35~60°NE で分布している. 寺岡 (1970) はこの方向を見岳山層堆積以前の堆積盆地の形態に支配されたものと見ているが¹¹⁰⁾, この領家帯から秩父帯にわたる堆積盆地の形成も北ないし北西からの変成帯の移動に起因するとみて差し支えない.

⑩ 北九州には花崗岩類が広く分布しているが, 長崎変成岩類の分布地域には急激に花崗岩類が目立たなくなる. また, 三郡変成岩の分布も断絶し, 長崎変成岩との間には, 幅約 40 km, NW方向の新生界の分布帯があり, 両変成岩を隔てている. ここに大きな構造帯が推定される.

以上述べたことを総合的に考えると (第12~14図), 徳山・大分付近において, 領家帯および三郡変成帯がその一般構造方向を東西から北東に方向転換するとともに南西への横ずれ運動に伴われて, ある時期には松山・伊万里線付近まであった三波川帯¹¹¹⁾ が領家帯や三郡変成帯とともに伊万里一雲仙岳に推定される断裂帯を境にして, 九州西縁地域に対して南に移動して, 現在のような分布状態となったものと推定される.

次に, 本作業仮説からみて問題となる点を考えてみる.

① 肥後変成岩帯は, 根源的には領家変成作用につながるかもしれないが, 筆者の考え方からすれば, 領家帯と三波川帯を隔てた南の秩父帯内に領家変成作用類似の変成作用を認めることになる. これは一つの問題であろう.

勘米良 (1961), 松本・勘米良 (1964) によると, 「九州南西部秩父帯に分布する中部二畳系 (小崎層) をひんばんに岩脈状に貫く八代花崗岩類 (粗粒アダメロ岩, 粗粒花崗岩, 粗粒石英閃緑岩) がかなり広い地域にわたって分布している. その境に多くの場合, 断層または滑り面があり, ホルンフェルス化のような明確な接触変質は認められない. しかし, 小崎層中に孤立した岩脈状ないしレンズ状花崗岩の縁辺に明らかな断層がみられない例や 2・3 条の平行する岩脈状花崗岩の間にはさまれた小崎層の砂岩,

107) 山口県東部の玖珂層群岩類中では例外なく北から南への衝上であり, 剪断帯を特徴づけている種々の fracture はスラスト性断層や走向断層 (高角度) を含めて三郡変成岩類の衝上期に形成されたものであろう (濡木, 1964, 1966).

108) 松本 (達) (1958) によると, 「北九州朝倉郡の変成岩地域中心部にゆるいドーム構造 (片岩のリニエーションはENEまたはE-Wを示すことが多い) があり, 地域の南東部にENEに走る一向斜がある. 平尾台, 香春岳, 船尾山石灰岩地域の北側には片岩地域の褶曲方向をやや斜めに切って, NE性スラストに相当するものがある. 非変成, 微弱変成古生層地域の北西側, 三郡山塊北部の変成岩地域との間の構造線は山口県の長門構造線の延長に相当する. しかし, ほぼNE方向に延びる蛇紋岩体やそれに沿うスラストは多分この構造線の当地域における表現であろう.」

109) 三郡変成岩であるという明確な証拠はなく, 領家変成岩ではないかと考える人もある.

110) 寺岡 (1970) によれば, 「見岳山層と主要露出地の大野川層群との間には, 後者の西方延長と考えられる白亜紀層が点々と露出, 古期岩類の介在を示す証拠はまったくない. 見岳山層とその西側に分布する古期岩類との境界は露出していないが, これらは不整合関係にあるものと考えられる. 以上のことや河内付近以東の白亜紀層の構造を考え合わせると, 臼杵湾岸から見岳山付近に至る臼杵・八代構造線のすぐ北側の地帯 (大野川地溝帯) には一連の白亜紀層が北東に沈下する複向斜構造をなして新生界の下位に広く分布していると推察される.」

111) 佐賀県の有田流紋岩を構成する凝灰角礫岩中に西彼弁変成岩に類似の点紋黒色片岩が発見されている (唐木田・ほか, 1969).

頁岩が硬化している例もあり、アプライト質花崗岩が、いくつかの小さい支脈を出して小崎層を斜めに切り、あるいは後者をとりこんだ形を示す露頭もある」。

市川・ほか(1956)によれば、「高知県横倉山では圧砕されていない桃色石英閃緑岩(三滝火成岩類に含めていない)がシルル系を貫いており、また、三滝火成岩類より新しい全く圧砕されていない斑岩、玢岩類がある。」これらによると秩父帯には三滝火成岩類などは別に深成活動があり、深部において、肥後変成岩と類似の変成岩が生成されたかもしれない。

やや本筋から離れるが、四国から九州にわたる四万十帯の中新世花崗岩類中の捕獲岩に含まれる紅柱石、珪線石、尖晶石、柘榴石、堇青石、紫蘇輝石などは(有田, 1950; 野沢, 1956; 愛媛県, 1962; 太田・河内, 1965), 先第三紀に生成されたものかどうか今のところ明らかにされていない。しかし、黒雲母片岩(大庭, 1957, 1958), 尖晶石, まれに珪線石やコランダムを含む黒雲母片状岩(野沢・高橋, 1960), 珪線石, 柘榴石, 尖晶石などを含む黒雲母片岩(野沢・太田, 1967), 柘榴石を含むプティグマティック褶曲をなす縞状黒雲母片麻岩¹¹²⁾(愛媛県, 1962)などの捕獲岩は、第三紀花崗岩の貫入の際多少変成されたとしても、第三紀花崗岩類の貫入以前、さらに四万十層群堆積前に生成していた可能性が強い。このような変成岩が四万十層群下にあるとすれば、肥後変成岩帯と関連して注目される¹¹³⁾。

② 村上・藤本(1957)および唐木田・ほか(1969)によれば、北九州の花崗岩類の接触部の小範囲には領家片麻岩によく似た岩石がみられることがあり、接触変成帯の変成鉱物の組合せは、田川南部や飯場一雷山では、高温低圧型広域変成岩のそれに似たところがある(第1表)。村上・藤本(1957)によると、「田川変成岩に接する伊良原花崗閃緑岩は変輝緑岩、変はんれい岩、コートランダイトを伴い、白亜紀花崗岩に見られない特性を有し、領家花崗岩に対比される。」地塊移動の観点からみると、山鹿地方の変成岩は絶対年令や分布位置から、三郡変成岩と考えられているので¹¹⁴⁾、田川変成岩はその分布位置からみて三郡変成帯の内にあると考えられる。したがって、領家帯より北方の三郡変成帯内に領家変成作用に似た変成作用や貫入岩¹¹⁵⁾の貫入が行われたことになる。しかし、瀬戸内の領家帯が連続して三郡帯を斜めに切って田川変成帯に延びているという考えを肯定する積極的な証拠はない。

③ 従来、木ノ葉変成岩は領家変成岩かどうか問題にされてきた。これまでの考え方をあげてみる。a. 領家変成岩に属する(山下, 1896; KOBAYASHI, 1941; 山下, 1957), b. 領家帯の延長に関して注目すべき位置にあるが、領家帯の一部を代表するかどうか研究不充分である(藤本・橋本, 1960; HASHIMOTO・FUJIMOTO, 1962; 松本・ほか, 1962), c. 三郡変成岩とは別なものである(橋本, 1964), d. 三郡変成岩が花崗閃緑岩により接触変成作用を受けた複変成岩である(唐木田・ほか, 1969)。

木ノ葉変成岩の所属を示す積極的な証拠はないが、これが領家帯、三郡変成帯の何れに属するかにより三郡変成帯の南縁の位置や領家帯の分布状態が変わってくる¹¹⁶⁾。いずれにしても、地域の屈曲、移動という筆者の作業仮説には大きな支障をきたさないようである。

また、次の現象は地域の屈曲、移動に関係した地質構造とどのような関係があるか、今のところ明らかでないが、今後の問題としてあげておく。

① 中国地方に発達する白亜紀火山岩は瀬戸内領家変成岩分布帯の北縁を西方に延ばした線より南に分布していない。これは、この火山活動の範囲が古い東西方向の領家帯に強く規制されたのか、また

112) 広川 治, 1941, 東大卒論

113) 古生層の基盤という観点からもあわせて検討されるべきである。

114) 唐木田・ほか(1969)は、「筑後変成岩地域の超塩基性岩類の岩石組合せのタイプが三波川帯のものに似ているのが気になる」と述べているが、超塩基性岩の岩石や鉱物組合せを小地域における変成岩帯に適用するのは危険である。

115) コートランダイトが領家帯の貫入岩を特徴づけるかどうか問題であるかもしれない。

116) 富田・唐木田(1958)は、熊本市金峰山東麓の石神山の角閃石安山岩中の片状花崗岩質捕獲岩と玉名花崗閃緑岩とは、それに含まれるジルコンの性質が似ていると述べており、唐木田・ほか(1969)によると、金峰山の基盤安山岩中の外来捕獲岩から推定される基盤地質は筑肥山地南端部の南関・木ノ葉地区の地質によく似ている。種子田(1950)によれば金峰山火山外輪山熔岩(?)は方状のガラス、磁鉄鉱、紫蘇輝石、斜長石岩、黒雲母磁鉄鉱紫蘇輝石珪線石紅柱石堇青石正長石斜長石岩、縞状の方解石黒雲母緑泥石磁鉄鉱紫蘇輝石斜長石岩などの捕獲岩を含む。

は、他の原因によるのであろうか¹¹⁷⁾。

② 中新世の瀬戸内系火山岩が領家変成岩分布帯内に分布しており、松本・ほか(1962)¹¹⁸⁾によると、九州に入ると、ほぼ松山・伊万里線に沿い豊川と肥前地域に認められる。これも古い東西方向の構造に関して分布しているのかもしれないが、伊万里付近まで瀬戸内火山活動が行われたかどうか、さらに検討する必要があるようである。

③ 角閃石や黒雲母を含む安山岩や石英安山岩を産する火山の分布方向は、大山、三瓶と東西であるが、南西に方向を転じて青野山、徳山北方、姫島、国東半島の両子山、鶴見岳、九重山、金峰山にあらわれ、ここで北西に方向を転じて雲仙岳、多良岳(コト、1916; 久野、1954)、伊万里南東に至っている。この分布は筆者の地域の屈曲、移動によって生成されたと考えられる構造帯に沿っていることになる。これは古く生じた構造帯が、時代の離れた新しい火山活動の場となり、岩漿分化、混成作用などに影響して角閃石や黒雲母を晶出したのか、あるいは無関係なのか、一つの問題であらう¹¹⁹⁾。

III. 6. 2 北九州西縁地域

北九州西縁の結晶片岩、すなわち、西彼杵、野母両半島および天草の結晶片岩を連ねた南北性方向が、構造上あるいはこれらの結晶片岩の所属問題に関して最近までしばしば問題にされてきた。なるほど、西彼杵半島の褶曲軸は南北に近い方向であり(大日方、1913; 野田・牟田、1957)、西側の著しく破碎された花崗岩類と境する呼子ノ瀬戸断層も南北性の方向である。しかし、野母半島変成岩の一般走向はNEで、ほぼ半島の延びの方向と一致している(種子田・大島、1951; 広川・水野、1962; 大島、1964)。海底地質調査技術研究グループ(1970)(推論責任者: 水野篤行・中尾征三)は、音波探査の結果などから、野母半島の結晶片岩は半島先端から南西へ約50 kmの鰐曾根付近まで延長する海底の高まりに連続すると推定しており、鰐曾根の西約25 kmの海底から黒色千枚岩の角礫を採取した。また、この隆起塊は、その東側の断層により天草下島西岸の結晶片岩と隔てられていると推定している。天草の結晶片岩の一般走向が明らかでないとしても¹²⁰⁾、これらの結晶片岩が南北性の走向をもって連なるとは、はなはだ考え難い。

それでは、西彼杵、野母両半島の結晶片岩が斜交しているのをどのように解釈すればよいのであろうか。両半島の結晶片岩の一般走向は平行であったが、三郡変成帯や領家帯の移動に関連したかあるいは時期を異にする構造運動により、三波川帯に相当する両半島の変成岩の一部である西彼杵半島の結晶片岩が部分的に変位して両半島の結晶片岩が斜交するようになり、また中央構造線に相当する呼子ノ瀬戸断層およびこの西側の花崗岩帯が部分的に動いたため、断層も南北に近い方向をとるようになったと考えられる¹²¹⁾。なお、野母半島南部西方の三ツ瀬の花崗岩や斑れい岩は圧碎構造を示しており(広川・水

117) 九州中部の上部白亜系に流紋岩や安山岩礫がかなり頻ぱんに入ってくるが、これらの火山岩の岩盤はまだ見出されていない(第2表)。これは火山岩噴出後の変動のために火山岩の岩盤が失われたかもしれないという疑問を起させるかもしれない。

118) 瀬戸内区の中中新世後期には、酸性岩に始まり讃岐岩類に終る一連の火山活動が報告されている(MORIMOTO et al., 1957)。北九州でこの活動と関連づけられたものは祖母山火山岩類、大野熔結岩(松本唯、1960)、(旧称)鎧岳熔岩(松本唯、1933)、代三五山熔岩(松本唯、1933)、耶馬溪地区の瀬戸内系火山岩類(加藤、1918; 松本唯、1958)、連見地区向原火山岩類(笠間、1953)、長崎・佐賀両県の古期玄武岩類および讃岐岩類(松本 征、1961)、五島火山岩類(植田、1961)である(松本 征、1963)。

119) 久野(1954)は「黒雲母・角閃石は紫蘇輝石質岩系からのみ晶出する鉱物である。シアル殻が厚ければ厚い程、本源マグマが地表に達するまでに花崗岩質岩石によって混成される機会が多く、従って紫蘇輝石質岩系の生成される確率が多いであろう」と述べている。一方、松本(1951)は、「西中国や国東半島では角閃石安山岩の露出している場所は基盤の構造としてはかなり著しいNEやNW方向の断層のあるところ、あるいは両者の交叉点に位置している」と述べている。この点からみると、混成により角閃石や黒雲母を晶出するような場として、深部破碎帯も考慮する必要があるかも知れない。

120) 納富(1930)によれば一般に走向NW、傾斜20~30°NEであるが、露出地域北部では走向NE、傾斜20~35°あるいは走向WNW、傾斜10~20°SW、南部では走向ENE~WNW、傾斜20~40°S、走向NNE、傾斜20°Eあるいは走向E-Wである。

121) 都城(1965)は「九州西端変成地域とその西側の圧碎花崗岩の関係は、日本主部における三波川帯と領家帯との関係に似ているではないかとさえ空想される」と述べている。

野, 1962), 呼子ノ瀬戸断層の延長はこの東側を通るらしい。

相ノ島層にクリノイドの破片を含む石灰岩の巨礫が含まれ, 五島列島の福江島の五島層群がチャート礫を含む(鎌田・渡辺, 1969) ことから, 相ノ島帯や五島列島の基盤は非変成古生層帯に属すると推定される(礫見・ほか, 1971)。したがって筆者の考えからすれば, この非変成古生層帯は三郡変成帯の南側または変成帯内に位置しているものと推定される¹²²⁾。したがって, ほぼ伊万里・雲仙岳帯の両側では地塊が別の動き方をしたことになる。

天草の変成岩や宇土半島先の大矢野島の火山岩に捕獲された縞状構造をもった黒色片岩や緑色片岩のような変成岩(唐木田・ほか, 1969)は, 三波川帯と秩父帯との境界がところによって不明瞭になるかもしれないので, その所属はあいまいになるが, 九州中部付近から東西ないし東北東の一般走向をとって西方に延び, その分布が連続的でなかったとしても, 南北にかなりの幅をもって分布していたと考えてもよい。

北九州西縁の長崎変成岩地域から天草にかけて非変成古生層が露出してない。非変成古生層が海底に隠されているのかも知れないが, これは, 九州西部の方が東部より一般に深部が露われていることを暗示しているのかもしれない¹²³⁾。筆者はこれに関連して, 九州では中国地方に比べ三郡変成帯が広く, 非変成古生層が狭く分布しており, 九州北部の花崗岩類が中国地方のものと同代的にあまり差がないにもかかわらず, 北九州では領家帯類似の変成岩や花崗岩類がみられ, 秩父帯に四国よりも九州に広く三波川型変成帯が露出し, 黒瀬川構造帯にみられる岩類も広い帯にわたってあらわれ, 肥後帯も存在することなどから, 九州では中国地方や四国に比べて深部相が露出していると考えている¹²⁴⁾。

Ⅲ. 6. 3 斜交構造および直線・湾曲構造

斜交構造:

- ① 三郡変成帯が非変成古生層および領家帯と末武川構造線を境にして斜交する。
- ② 佐賀関変成岩(三波川帯)と朝地変成岩(領家帯)は中央構造線の延長を境にして斜交する。
- ③ 肥後変成岩および肥後帯花崗岩両帯の西方延長は北東-南西方向(ほぼ日奈久構造線の方向)をとり, 竜峰山帯および秩父帯古生層の一般構造方向と斜交する。
- ④ 相ノ島帯およびその付近に推定される北東-南西方向の断層と南北に近い方向の呼子ノ瀬戸断層とが斜交し, 西彼杵, 野母両半島の変成岩の一般走向が斜交する。
- ⑤ 中国西部の関門層群および古第三系の一般構造方向(ほぼEW)とそれ以前の地層の一般構造方向が斜交する。
- ⑥ 肥後変成帯の方向とギリヤーク統(上部白亜系堆積盆地の西縁)の一般走向が斜交する。
- ⑦ 瀬戸内火山帯と角閃石安山岩分布帯が斜交する。

このような斜交の場では, 一般にコンピーテントな岩層帯(領家帯, 肥後変成岩体, 相ノ島帯など)は小岩体に分断され, インコンピーテントな岩層帯(非変成古生層帯, 三波川変成帯, 竜峰山帯など)に対して能動的に作用しているようである。

佐賀関変成岩帯と朝地変成岩体との方向関係は長崎変成岩帯とその西の花崗岩帯の方向関係には対応できそうである。相ノ島帯(礫見・ほか, 1971)の変成岩の配列方向とほぼ日奈久線に平行な肥後変成帯の方向および野母変成帯がほぼ平行である。

直線・湾曲構造:

- ① 中国地方で幾つもの湾曲を画いた古生層の構造は, 西部では北東方向の直線的な一般走向をとり, 三郡変成帯の南縁を含めて九州北部で再び湾曲する。
- ② 領家帯南縁は四国において直線的であるが,

122) 礫見・ほか(1971)は, 「古生層だけについてみると相ノ島帯と西彼杵帯との関係は北九州における“中央非変成帯”と“変成帯”との関係に似ているといつてよい」と述べている。

123) 山下(1957)は, 「三郡変成帯(狭義の)そのものが, 九州西岸の結晶片岩地域に延びているという意味でなく, それに平行な大規模な褶曲構造の背斜部に結晶片岩が露出し, その軸が西方ほど浮き上がったようなかたちをしているものであろう」と述べている。

124) これが事実とすれば, 九州においてもっと広く現われるはずの三波川帯や領家帯の行方が不明瞭になり, 所属のあいまいな変成岩, 深成岩がばらばらに散在しているように見えるのは, この地域に異常な事件があったことを暗示している。

九州では南に凸の湾曲構造が推定される。③ 相ノ島帯の直線方向に対し長崎変成岩の西側に推定した湾曲構造帯があり、直線的な日奈久構造線方向に対し、北薩の屈曲構造帯がある。

以上指摘したように斜交構造や直線・湾曲構造が、西中国地方と九州において発達し、構造が複雑になっているが、これまで述べてきたことから、地域の屈曲・移動の作業仮説により統一的に解釈されるようである。

III. 7 変成帯相互の関係と中央構造線 (第14図)

III. 7.1 変成帯相互の関係

1940年まで問題の地域に関するかなり多くの地質的資料が集積され、それ以来、三郡、領家、三波川、御荷鉢、秩父各帯を意識して、九州におけるそれらの相互関係が論ぜられるようになった。そこで、1941年以降における、本報告の主題に関する各変成帯相互関係についてのこれまでの考えを要約すると次のようになる。

① 三波川帯を屈曲させて長崎付近および天草の結晶片岩と結び、これを領家帯が切るとし、結晶片岩の延長を朝鮮の変成岩と結びとうとする (KOBAYASHI, 1941)¹²⁵⁾。

② 長崎付近および天草の結晶片岩を三郡変成帯の延長とし、三郡変成帯を領家帯¹²⁶⁾が切る (牛来, 1952; 山下, 1957)。

③ 長崎変成岩は三郡変成岩である。木ノ葉付近から肥後変成岩帯にいたる各種岩層の異常配列は、三郡変成岩が領家帯に大規模に衝上し、その源地塊が残留したことに起因する (MIYAKAWA, 1961)。

④ 三郡、三波川両変成岩が九州で収斂し、それを領家が切る (松本・松石・藤井, 1953; 端山, 1962)。

⑤ 三郡変成帯を領家帯が切る。長崎付近および天草の結晶片岩を三郡、三波川両帯から離し、琉球弧に関連させる。三波川帯は九州主部では下に潜ったか欠けている (唐木田・ほか, 1969)。

⑥ 三波川帯を領家帯が切る。長崎付近および天草の結晶片岩を中国、領家、三波川の諸帯とは別個な構造単位として扱う (寺岡, 1970)。

②、③および④は変成岩の年代が問題である。③の三郡変成岩の残留体とする考えは地質関係からみて考え難い。①は、九州西部において秩父帯が南方に屈曲するのに三波川帯が北方に向きを変えるのは説明に困難であり、長崎変成岩から天草の変成岩に至る南北方向は野母半島などの地質構造から疑問である。⑤については、琉球弧の結晶片岩までの距離は、三波川、三郡両変成岩などに比べてはるかに遠い。また、三郡両変成帯を領家帯が切るという積極的証拠が明確でなく、三郡変成帯を水越層を超えた南まで幅を拡げていることが問題である。⑥については領家帯が三波川帯を斜めに切るかどうか問題である。⑤と⑥に共通な問題は、野母半島の結晶片岩の一般走向から考えると、西彼半島、野母半島および天草の結晶片岩が南北方向につながり難いということである。

九州における変成帯相互関係に関する筆者の考えは、これまで説明してきたことから明らかなように、第13・14図に示すようなことになる。すなわち、変成帯はある時期には中国地方、四国から西に向かってほぼ平行に延びていた。ところがある時期にいたって、九州北部では、変成帯が秩父帯と九州西縁の地塊に対し相対的に南に、屈曲、移動し、それに伴う南西方向への横ずれ運動により、変成帯間および変成帯と秩父帯との間には大きな断層が生じ、ある帯は他の帯の下に押し込まれ、あるいは衝上されて分布が小範囲に限られるようになり、あるいは断裂や圧碎により各帯も細分化されて散在し、あるいは一般走向が屈曲、変位したものと推定される。これに対し、北九州西縁部は伊万里・雲仙岳帯の東部に比較して移動量は少なく、領家帯に対応すると推定される花崗岩帯や三波川帯に対応すると考えられる長崎変成岩帯の一部は、一般走向を東西方向から南北方向に変位したと推定される。

領家帯の南限は朝地変成岩の南と熊本付近を通り南に凸の弧を画き、雲仙岳から北に引きずられ、ま

125) KOBAYASHI (1956a) は九州西縁の結晶片岩を三郡変成帯の延長として考えを変えている。

126) 山下 (1957) は領家帯という名称の代りに“本州中軸深成変成帯”という名称を用いている。

たは伊万里北方にずれて、急に南に折れ曲って呼子ノ瀬戸断層に沿い、野母半島先端西方付近からその方向を南西に転ずるものと推定される。

Ⅲ. 7. 2 中央構造線

九州における中央構造線の問題は本報文の主題とは無関係でないのにこれに触れることにする。九州における中央構造線の位置に関するこれまでの見解をあげると次のようになる。

① 佐賀関半島の北側(大分付近)を通り宇土半島の付根まで (E. NAUMAN, 1885, 1893), ② 松山・八代線または臼杵・八代線 (矢部, ?; 大塚, 1935; KOBAYASHI, 1941; 植田, 1961¹²⁷⁾), ③ 松山・久留米線 (YABE, 1917; 松本・ほか, 1962¹²⁸⁾), ④ 三波川・御荷鉢地帯を斜めに横ぎり、九州西部で湾曲し、天草諸島から西彼杵半島まで北北西に延びる (KOBAYASHI, 1941), ⑤ 佐賀関半島北縁を通り、竜峰山變成岩帯とこれを貫く肥後深成岩の間を通る (山下, 1957; 端山, 1962; 唐木田, 1965 a; MINATO・GORAI・HUNAHASHI, 1965; 寺岡, 1970¹²⁹⁾), ⑥ 大分・熊本線 (松本・ほか, 1962; YAMAMOTO, 1962¹³⁰⁾).

これらの意見の分かれる理由は、中央構造線が三波川、領家両帯の境界として、または、領家花崗岩または領家變成岩 (あるいは本州中軸深成變成帯) の外縁と決めて、九州に散在する佐賀関變成岩、木山變成岩、長崎變成岩、朝地變成岩、肥後變成岩などのどれが三波川帯あるいは領家帯に属するとするかの解釈の相異にあるようである。

さて、1本の断層は常にどこまでも連続するものではなくやがて消失するものであり、あるいはどこまでも領家變成岩と三波川變成岩のごとき2つの不変の岩層の境界をなすものでもなく、あるところでは第3、第4の岩層との境界となることもある。また、1本の断層があるところで分岐し、あるいは他の断層に合流することもあり、新しい断層によって切断され、移動し、あるいは延長が全く見失われることもある。したがって、ある構造線 (たとえば臼杵・八代構造線) が他の構造線 (たとえば中央構造線) の延長であるかどうかを決めるには両者が連続しており、生成主要時期が同時であることを立証しなければならない。

九州における中央構造線の延長あるいはその地史の変遷は、九州における構造帯や變成帯の関係がわかれば、おのずから明らかになる。中央構造線の延長が九州のどこを通るかの重要な問題の1つは、朝地變成岩帯と肥後變成岩帯、佐賀関變成岩と小田尾變成岩が大きな断層により不連続になっているか、その間に大きな断層がなく連続的かどうかということである¹³¹⁾。

中央構造線は、地学辞典 (清水, 1970) によれば「西南日本の内帯と外帯を分ける構造線である。」九州では内帯と外帯の区別が不明瞭であるので、中央構造線を領家帯南限の構造線とすれば、筆者の考えでは、九州における中央構造線の主要線¹³²⁾は中生代のある時期には、松山・伊万里線付近にあったが、構造運動により屈曲、南進し、現在ではすでに述べたように、朝地變成岩帯の南縁阿蘇根子岳・熊本線付近を通り、伊万里・雲仙岳断裂帯で北にずれて西彼杵半島の變成岩の西縁を通ることになる。

Ⅲ. 7. 3 島弧の接続部と海嶺

原田 (1889) は中央線の西の延長を大分から熊本の南に引き、日向南部と大隅南端の地層の関係は富士火山の周辺にみられる関係と同様、対曲であると考えた。

小川 (1906) は、古生層 (一部中生層を古生層とみなした) や中生層が九州南部で東北東から北北東ま

127) 植田 (1961) は小田尾帯の變成岩を三波川帯の延長としている。

128) 松本は中央構造線の一分岐線を想定している。

129) 寺岡はこの線の他に大分から木山變成岩付近を通る構造線を推定し、これを“古中央構造線”と呼んでいる。

130) 山本は位置を明示することなく「臼杵・八代構造線は竜峰山變成岩帯の南側を通る。中央構造線の西方延長は肥後・竜峰山帯地域のずっと北方を通るが、宮ノ原トーナライト岩体の南部に発達する鹿塩型ミロナイトの性質が考慮される」と述べている。

131) これに関する筆者の見解はすでに述べた。

132) 分岐した構造線やそれに伴う従属的構造線も考えられる。

たは南北に近い走向を示すことや花崗岩などの分布、岩相などの琉球弧への連続性などから、九州南部では本州弧と琉球弧は対曲関係にあるとして次のように述べている。「外帯諸層の走向は四国および紀伊半島において整然として東微北より西微南に走るが、その東端赤石山系においてはほとんど直角に湾曲して、走向は南北に近く、九州山系においても、その西部および南部はほとんど南北に近い。すなわち、西南日本は多少、反文字S字状の曲線を描き、この東西に近い走向から南北に近い走向に転ずるところは、何れも、琉球および豆南半島の如き湾状線の列島が日本本島に会するところに在る。」

TOKUDA (1926) は九州西縁から南部において、平戸島から大隅半島、種子島帯へと北東方向をとって雁行配列をする7つの帯を考え、これを琉球弧の雁行配列系の雁行配列系の構成要素とし、北支那海(北西)方向からの横圧とおそらく西南日本の固定した陸塊の影響により生成されたものと考えた。

さて、Ⅲ.5以下に述べたことから、筆者が対曲(Sharung, Syntaxis)形態をとって地質的に接続していると考えている本州弧と琉球弧¹³³⁾の接続部付近から太平洋に向ってほぼ直交するように九州・パラオ海嶺が続く。西南日本と東北日本の屈曲部に、これも太平洋に向って南方諸島・マリアナ諸島が続く。千島・カムチャッカ弧とアリューシャン列島弧の接続部近くから太平洋に向って太平洋海嶺が続く。しかし、本州弧と千島列島弧の接続部に関しては太平洋に続く海嶺はみられない。これは他の列島弧の接続関係と異なっており、地質からみて、本州・千島列島両弧は対曲とは異なった様式で接続するものと推定される。

この種の海嶺が島弧の接続と地質構造にどのような役割を果しているかということは、島弧に抱かれる縁海の生成が島弧の地質構造にどのような影響を及ぼしているかという問題と関連して注目してよいのではなかろうか。

Ⅲ.8 地史的にみた九州における変成帯または構造帯(第2・3表)

筆者の西中国・北九州地域の屈曲、移動という考えに立った場合、三郡変成帯、領家帯などの主要移動時期の問題が起こる。その時期は何時か、これまで述べてきたことがここで推定される移動時期と矛盾するところがないかどうか検討してみる。

Ⅲ.8.1 三郡・領家・三波川変成帯の主要移動時期

西中国・北九州地域:

中国地方には先後期三畳紀に褶曲運動があったことは一般に認められているが、水平的な移動運動があったかどうか明確でない。しかし、上部三畳系堆積後、衝上性の水平移動運動の行われたことは、山口県において、TORIYAMA (1954)、村田(1958, 1960)に報告されており、中国地方中部においては小沢(1924)、河合(1957)により報告されている。

松本(1947a)によれば、「西南日本内帯の後期中生代の地殻移動は、ジュラ紀末期頃から新白亜紀中の時期までの間に表現の著しい次のような段階がみとめられる。① 豊浦層群堆積後豊西層群堆積前(上部ジュラ紀中)、② 豊西層群堆積中(ジュラ・白亜両紀の境ないし白亜期初晩)、③ 豊西後硯石前(古白亜紀前期)、④ 硯石層群堆積中、ならびに硯石下半後珩岩貫入前(古白亜紀中頃?)、⑤ 硯石後ならびに珩岩系火山活動後酸性岩類貫入前(白亜紀中葉?)である。」

133) 小林・大塚(1937)は、「中央構造線及びその従属群の変形および内帯の白亜紀層および古第三紀層の構造の特性をみると、これら岩層堆積当時の堆積区と侵食区の関係、褶曲期のオロゲンとクラトージェンの関係および褶曲運動を起した変動力の直接作用した様式等によって決定されるのは当然で、この種の中央構造線の変形は、第一次中央構造線の生成とは趣を異にし、周東海地変に伴う日本列島巽会の関係にある新たな変動に帰すべきものである」と述べている。

A. 地域主要移動時期は領家帯、三波川主要変成期¹³⁴⁾またはそれ以後、おそくとも大野川層群堆積前(先白亜紀ギリヤーク世)ということになる。この証拠は次の通りである。

① 山口県において、北東方向の著しい破砕帯を伴って、領家帯と三郡変成帯(本山変成帯)とを境する末武川構造線は白亜紀末の広島花崗岩貫入以前に生じたものである(岡村・小島, 1951)¹³⁵⁾。北九州の非変成古生層の北側に片岩地域の褶曲方向をやや斜めに切るNE性スラスト¹³⁶⁾は、後の花崗岩の貫入や岩田地域の南北性断層による変位などがあって長く続かない(松本, 1958)。

② 大分県大野川沿いにおける佐賀関変成岩帯(三波川帯)と朝地変成岩帯(領家帯)との斜交構造は大野川層群によって不整合におおわれる(小林, 1939; 寺岡, 1970)¹³⁷⁾。

③ 東西に近い基盤構造方向に斜交しあるいは切るような上部白亜系の堆積盆地が存在する¹³⁸⁾。

B. さらに次の証拠は主要移動時期が白亜紀初期あるいはそれ以前であることを暗示している¹³⁹⁾。

134) 領家変成帯のホルンフェルスが古生層と漸移するところがところどころみつまっているもの(たとえば、山口県岩国地方など)。変成作用の時期をきめるそれ以上の直接的データはないが、西南日本外帯の鳥巢統(上部ジュラ紀)や領石統(下部白亜紀)の礫岩中に領家帯から運ばれたと思われる変成岩や花崗岩の礫が発見されるので(蔵田, 1941)、すでに鳥巢統が堆積する頃には、領家帯の岩石が地表に露出していたものと考えられる(牛来, 1952)。三波川帯の変成の時期は直接的な証拠によって大分県大野川盆地の上部白亜系ギリヤーク統の前としかいえない。しかしこの南の秩父累帯における古生層と中生層との関係からみると、三疊紀中期以前としてほとんど疑う余地がない(山下, 1957)。

領家帯・三波川変成複合帯は非変成古生層に漸移し、和泉層群の上部白亜系におおわれる。K-Ar datingによる両変成帯は平均90~100 m.y.で、中期白亜紀に相当する。両変成帯は中期白亜紀の同一の造山期に生成されたものと推定される(Suwa, 1961)。領家変成作用の時期は三疊紀中葉以後の白亜紀まで、領家地域が非沈降地域であったことから古生代~中生代はじめと考えられてきたが、白亜紀後半の中国地盤のごとく非沈降性の地域に大規模な花崗岩の活動もあるので、領家変成岩の活動は中国地盤活動の先駆であったかもしれない。K-Ar法の絶対年齢を領家変成作用に採用し、この時期を白亜紀中葉とするのが適当であろう(端山, 1962)。

135) 岡村・小島(1951)は、この両変成帯を境する末武川構造線の形成の時代は領家ならびに三郡本山変成後、玖珂(および広島)花崗岩地盤貫入前であって、白亜紀より新しくないと考えている。小島(1954)は、1)領家変成が三郡変成帯剪断形成後に起っている点、2)両変成帯の間に存在する非変成古生層帯の幅が西方で小さく、両変成帯が斜交する点などをあげ、三郡変成後にこれと斜交して領家変成が行われたと解釈した。また、小島・ほか(1959, 1964)は、「広島県西部で白亜紀の酸性火成岩類(斑岩類、花崗岩類)の貫入相が北東一南西方向に延びて分布しており、この方向は基盤の帯状構造の方向(WNW)と明らかに斜交していること、広島花崗岩がSpalten-plutonの特性をもっていること、同じ地域で北東一南西性断層が卓越していることなどから、白亜紀中期頃から、基盤帯状構造の性格と方向に変化があらわれ、基盤の構造運動のために「広島裂帯」が形成され、この地域には結晶質基盤が欠けている」と述べている。

136) 松本・ほか(1962)は、「山口県東部ではさらに南に構造線を隔てて非変成古生層があり漸次領家帯の変成岩地帯となるが、HASE(1961)によれば、この古生層地帯中にも上部三疊系のエントモノチス層が分布している。北九州の大小スラストはすでに褶曲変成した内帯古生層地域のうちに発達するもので、中国地方の類推から後期中生代の地殻変動によるものと考えられる。もっとも、その大きいもの前身は古生代末、中生代初期の変動のときに発達し始めていたかも知れない」と述べている。

137) 小林(1935a)によれば、「ジュラ紀後すなわち豊浦後、硯石前には内側に造山運動が起り、これに続き火成活動を起している。続いて物部川統と硯石統の対立となり、物部川後の造山運動では主として日本外側において著しかった。西南日本の帯状構造の生成には物部川統堆積直後の運動によるもので、浦川統の海侵の分布状態からも明らかのように、中央構造線によって輪郭づけられた内外帯の生成は少なくともこの運動直後のものである。」小林(1939)は、「直接的な多くの事実に基づいて、長瀬変成後花崗岩の進入および注入があり、領家注入運動の結果、物部川世のある時期には鹿塩階の中央構造線が完成され、これとともに火成活動は領家注入より中国注入に転化していった。」と解釈している。松本(1936)は、「白亜紀層堆積当時、本地域にすでに2つの基盤構造構成岩類の間にある種の著しい境があった」と述べている。

138) 多量の安山岩および流紋岩が礫岩として含まれる。脇野層群に凝灰岩が下部よりはさまり(長谷, 1958)、下関亜層群に多くの火山礫が含まれる(MATSUMOTO, 1952; 松本・ほか, 1962)ので、この地域に遅くとも白亜紀初期から火山活動があったことになる。

139) ①対馬海峡周辺に分布している慶尚層(キョンサン層)は大賀山脈の後背盆地(hinter basin)であった対馬堆積盆地のあったことを示している。白亜紀当時の西日本と南朝鮮との相対的位置関係は現在とかなり似ていたに違いない。したがって、西日本の南方への移動があったとすれば、それは主としてウェールデン大賀時階終末以前に行われたにちがいない(KOBAYASHI, 1956b)。②外帯秩父系では古白亜系と二疊系との顕著な不整合が和歌山県湯浅盆地(松本, 1947)、南九州球磨川地域(勘米良, 1950)に見出されており、山下(1950)は徳島県本頭地方において、上部中生界は古生界と三疊系に対して別の一果層をなし、三疊系と傾斜不整合関係にあることを指摘している。市川・ほか(1953)はこれは二疊紀古世以後三疊紀中世後期以前の地殻変動を反映している可能性がある」と述べている。

① 山口県では、ジュラ紀～白亜紀中におけるもっとも重要な地殻変動は、関門層群（下部白亜系）下の不整合や関門層群の礫岩中にスラスト地塊に関係のある石灰岩の大小角礫があることによって示される（OZAWA, 1925; 小沢, 1926; 松本・ほか, 1962）¹⁴⁰⁾。

② 山口県においてNE方向を示す長門構造¹⁴¹⁾線やや中国地方西部から北九州にわたる一般走向NEをとる基盤岩は、主要褶曲軸の方向が東西に近い関門層群（KOBAYASHI, 1941; 小林, 1950; 長谷, 1958）により不整合におおわれる。

以上のことを総合すると領家、三郡変成帯などの主要移動時期は、ジュラ紀とくにジュラ紀後期ないし白亜紀前期であったと推定される¹⁴²⁾。

この主要移動時期と四万十層群の堆積時期の問題がある。四万十層群堆積中に大きな変動が認められないとすれば、この大移動は、四万十層群の堆積前であり、四万十層群堆積区はこのような中央構造線生成にも関連する大変動に伴って生成された可能性もある。なお、五ヶ瀬川と宮崎、熊本両県境界の四万十層群が南方へ湾曲していることが、この移動運動とどのように関連しているかも検討されるべきであり、後で再びこの問題に触れる。

これまで、主要移動時期に関して述べてきたが、後期白亜紀以後も多かれ少なかれ、移動があったと推定される。すなわち、中国地方西部、北九州天草などにみられるように、古第三系下の不整合や古第三系を切って発達する南北性¹⁴³⁾または北西方向の横ずれ断層がある。橋本(1962b)は、「秩父累帯の古生層が佐伯帯に衝上(断層面は北西に40~80°傾斜することが多い)する。仏像線の発生は、四万十層群の堆積中または堆積前までさかのぼれる可能性があり、それ以後、何回も活動をくり返し、四万十層群における沈降と堆積に大きな影響を与えたと考えられる。」と述べている。四万十層群内にも古第三系とその下部の地層との間に構造的差があるほか、顕著な衝上断層や南北性または北西方向の断層がある¹⁴⁴⁾。

これらのことを総合すると、変成帯などの主要移動時期は白亜紀初期またはそれ以前であったとしても、その後、第三紀まで変動を受け、多少、移動、変位したと推定される。

この移動に関係して、花崗岩類の貫入時期が問題になる。

北九州主部の花崗岩類：

- 140) 中国地方西部では古生層と美禰層群が関門層群上に衝上しており（村田, 1960）、中国地方中部では古生層が上部三疊系と関門層群の上に衝上している（河合, 1957）。村田（1960）は、衝上運動の主要なものは美禰層群堆積後で、最も大きく動いたものは堆積後とみなした。張麗旭（1937）、KOBAYASHI（1941）が成羽層群と古生層の間の大賀衝上を硯石層群が不整合に被うとしたが、河合（1957）は硯石層群中の巨大石灰岩を硯石層群堆積中の衝上地塊とみなし、大賀衝上の激動期は協野層群下位の不整合から上位の不整合までとみなし、硯石層群上部の堆積期を通じて衰えたと述べている。
- 141) MATSUMOTO（1949a）によれば中生代にこの帯に沿って構造運動が数回あった。硯石層群はこれらの断層のあるものによって切られるが、その変形は同一断層に沿う豊浦層群や美禰層群のものより著しくない。一方において硯石層群はこの帯のある断層を不整合に被覆している。高橋・ほか（1965）は長門構造帯は豊浦層群（ジュラ紀中前期）後と考えている。村上（1971）は、長門構造帯の花崗質岩に関連して次のように述べている。「台層群および美禰層群中の礫から判断すると、古生代後期には蛇紋岩類はすでに地表部に露出し、三疊紀後期には花崗岩質岩のかなり広い分布が地表にあったと考える。構造運動はさらに美禰層群堆積後まで続いたのである。花崗岩類の圧砕化の大部分は美禰層群堆積前に終了したと推定される。」
- 142) 小林（1931）は次のように述べている。「層序論上今日のような確然とした内・外帯の分化でなくとも内側・外側の分化が判然と認められるに至ったのはジュラ紀以降である。ジュラ紀層序論は外洋性層相と内海性層相の分化対立にある。小沢博士により明らかにされた西南日本内帯における中生代の地殻変動期は長門の中生層によって限定されている。これは豊浦後、硯石前ということで今日してみれば、ジュラ紀末というよりは白亜紀の初期とみるべきである。」大河内—高山線以西には豊ヶ岳千枚岩類、それを不整合に蔽う下部豊浦統（下部ジュラ系）、硯石統が露出している（片山, 1939）。徳岡（1970）は「長門構造線の東側には上部三疊系が西側には中・下部ジュラ系が分布する。これに沿って三郡変成岩類が細長く露出し、玢岩が貫入している。中・下部ジュラ系は三郡変成岩類を傾斜不整合で被覆するが、上部三疊系に重なることがないことから中・上部三疊系の盆地と中・下部ジュラ系の盆地の境界をなしている」と考えている。
- 143) 小倉・田川構造線東側の平尾台石灰岩の延長が南にずれて香春岳にあらわれる（松本・ほか, 1962）。約7 km ずれている。三郡変成岩は山口県田部盆地において花崗岩後のNW系の断層により豊浦層群とともに断層の西側が南に3 kmほどずれている（高橋・ほか, 1965）。
- 144) 新第三系下の不整合に示されるように、新第三紀初期に四万十帯に地殻変動があった。黒田（秀）・松本（1942）により古第三紀末ないし新第三紀初めの変動は高千穂階と呼ばれた。

唐木田・富田・松本(1962)は次のように述べている。「以前には、北九州の片状花崗閃緑岩類(糸島)と塊状のもの(鞍手・平尾など)との地質関係はわからないままに一応前者を古期、後者を新期としてきた。両者の著しい相異は、片状構造の有無、貫入形式、変成作用の強弱などである。これは北崎花崗閃緑岩の片状の部分とそうでない関係に似ている。すなわち、北崎花崗閃緑岩体の西部では、変成岩に対して調和的または非調和的な貫入関係にあり、片状構造がよく発達しているが、東に行くにつれて片状構造が弱まる傾向があり、関門層群をルーフとする付近では完全に無片理となり、変成作用も東部の方が弱い。したがって、糸島岩体は、単に朝倉、鞍手、平尾岩体などの深部相を代表するもので、両者の時間的隔りはあまりないものと考えられないだろうか。花崗岩類は古第三系に被われるが、関門層群に不整合に被われることはないし、関門層群基底部の礫岩の礫からは花崗岩や片麻岩などは見つかっていない。年代測定の結果では北九州の花崗岩類はすべて白亜紀のもので、岩石、地質的に設定された進入順序と測定数値が一部(朝倉岩体)を除きよく合い、白亜紀前期から後期にわたり、継続的に進入したものであろう。」

以上のことが事実ならば、地塊移動が白亜紀初期または先白亜紀とすれば、広島花崗岩や北九州の花崗岩類の大部分は地域主要屈曲、移動後に貫入したことになる。

ただし、吉田(1963)は、瀬戸内領家帯において、「古生層の沖友層(黒雲母片岩~ホルンフェルス)を御手洗礫岩層(高田流紋岩に属する厚い流紋岩質凝灰岩層で基底層をもつ)が不整合に蔽う。」と報告しており、白亜紀流紋岩以前の花崗岩類の存在を暗示している。

朝地貫入岩:

小野(1963)によると、「朝地変成岩の北西側には幅 2 km の荷尾杵花崗岩があり、花崗岩体内北東部に斑れい岩やコートランド岩が露出している。この花崗岩体は南東側では朝地変成岩および石英閃緑岩を貫き(一部では両者は断層で境される)、北西側は山中花崗閃緑岩と推定断層で接する。岩体は広く圧碎作用を受けており、圧碎化は北西側に強い。山中花崗閃緑岩の圧碎は一露頭にみられるだけで、両岩体を境する断層に伴う軽微な圧碎と考えられる。」

このようなことから、荷尾杵花崗岩の圧碎岩は、先に述べた三郡変成帯、領家帯などの屈曲、移動や中央構造線¹⁴⁵⁾の生成と関連しても生成されたものであろう。荷尾杵花崗岩と大野川層群との直接的層序関係は必ずしも明らかとは云えないかもしれないが¹⁴⁶⁾、大野川層群下に中央構造線の延長が伏在していると推定されていることや同層群中の礫岩礫の種類から、荷尾杵花崗岩は地域屈曲、移動前おそくともギリヤーク前に貫入したものであろう。山中花崗閃緑岩の貫入は肥後帯の花崗岩類などと関連してみた場合や配列上から変成帯屈曲、移動主要時期前に荷尾杵花崗岩に引き続いて貫入した可能性が強いが、絶対年令の測定結果もなく、積極的な証拠はなく、かなり後に貫入したのかも知れない。

花崗岩貫入時期の問題点:

① 唐木田・富田・松本(1962)によれば、福岡一二日市構造線より西側では片状花崗岩類により小範囲であるが珪線石を含む“縞状片麻岩”やミグマタイトが形成されている。また、村上・藤本(1957)によれば、九州東北部の田川地方の伊良原花崗閃緑岩は領家花崗岩や糸島花崗岩に対比されるということである。そこで、北九州花崗岩類には変成帯などの主要屈曲、移動時期以前(先白亜紀)に貫入したものがあつかうかどうかという問題が生ずるが、層序関係や絶対年令からみて先白亜紀に貫入したという直接

145) ここでは高麗半島基部のものと同様に花崗岩体の南縁は貫入関係である。小林・大塚(1937)によれば「松本(1936)の精査結果、佐賀関半島の三波川系の北側を通ると考えられる第一次中央構造線は南折して大野川盆地の中上部白亜紀層下に没しているので、第一次中央構造線の生成は和泉砂岩層堆積前よりさらに大野川盆地のギリヤーク世堆積前に遡ることになる。」寺岡(1970)は、「鹿塩時階の存在を示す直接的証拠はないが、三波川・領家両変成岩の対立と白亜紀層の発達状況を考え合わせると、この時階を認めざるを得ない。中央構造線の出現は少なくとも大野川層群堆積以前、おそらくジュラ紀中頃から宮古世前期までの時期であろう。」と述べている。

146) 松本(1936)は礫岩の性質より不整合の存在を確認し、小野(1963)は大野川層群基底と朝地変成岩とは一部に断層を伴う不整合関係にあると判断し、礫には砂岩、チャート、花崗岩、斑れい岩などがあり、花崗岩中には荷尾杵花崗岩に似た粗粒岩のあることを記載している。寺岡(1970)は両者の関係を断層としている。

の証拠は今のところ見あたらない。ただし、西南日本では古期領家花崗岩体以外からは報告されていないコートランドイトが、田川地方の花崗閃緑岩に含まれることは、北九州花崗岩の一部は、変成帯などの主要屈曲、移動時期以前に貫入していたかもしれないという疑問を残すかもしれない。

② 玉名花崗閃緑岩に対比可能な阿蘇カルデラ内の内牧の火山岩の基盤である白雲母含有黒雲母花崗岩（種子田，1963）や金峰山の基盤安山岩の捕獲岩（富田・唐木田，1958）を含めて北九州の花崗岩類が伊万里・雲仙岳帯を越えた地表に発達していないことは、花崗岩類がこの断裂帯生成後に貫入したとすれば、貫入の機構について問題を与えることになる。一方、北九州花崗岩類の貫入後にこの断裂帯が生成されたのではないかという疑問を起さざるかもしれない。

③ 全体として、花崗岩類や変成岩の絶対年令が層序関係から推定した年令より新しくなっているのは、より新しい貫入岩や地殻変動に影響されたためであろう。

北九州西縁地域：

すでに述べたように、西彼杵、野母両半島および天草の結晶片岩の絶対年令が、不整合関係および絶対年令からみた三郡変成岩の変成時代から離れており、むしろ、三波川変成岩の絶対年令に近いことから、筆者は北九州西縁地域の結晶片岩と三波川変成岩の連続性について一つの解釈を行った。西彼杵、野母両半島の結晶片岩の一般走向が斜交しているが、これもすでに述べたように三郡変成帯や領家帯の移動に関連したかあるいは時期の異なる構造運動に伴われて、西彼杵半島の結晶片岩と中央構造線に相当する呼子ノ瀬戸断層が部分的に動き、南北に近い方向をとるようになった¹⁴⁷⁾ としても矛盾はなさそうである。

西彼杵半島北西部西端の高帆山付近の花崗閃緑岩の黒雲母による K-Ar 年令は、河野・植田(1966a)によると 88 m. y. であり、領家帯のものともあまり隔りが無い。

一方、橘(1961, 1962)は西彼杵半島西方、五島列島近くに分布する江ノ島層と相ノ島熱変成岩類が関係あるとし、江ノ島層は中生層～古生層で、火山噴出物の多いことから第三系以前の関門層群に対比した。また、磯見・ほか(1971)は、石灰岩の巨礫岩が含まれる¹⁴⁸⁾ ことから古生層が相ノ島層および江ノ島層の基盤をなしていたと考えた。橘(1961, 1962)は、江ノ島周縁の花崗岩類は層位的に第三紀以前の白亜紀のものとし、相ノ島変成岩¹⁴⁹⁾ はこの花崗岩より生成されたと考えた。相ノ島ホルンフェルスは SHIBATA (1968) によれば、K-Ar 年令(全岩)は 81 m. y. である。

このように、江ノ島、相ノ島層などが関門層群に対比されるなら、これに変成作用を及ぼした花崗岩類は北九州のものに相当し、筆者の仮説からみると、高帆山付近の花崗岩より後のものということになる。

野母半島、樺島などで結晶片岩を貫き、これに変成作用を与えている花崗岩類の小岩体(岩崎, 1954; 広川・水野, 1962)の所属は今のところ明らかでない。

南九州西縁地域(第12・14図)：

肥後帯の肥後変成岩の黒雲母による K-Ar 年令は 106 ± 11 m. y., 108 ± 9 m. y. (SHIBATA・YAMAMOTO, 1965), Rb-Sr 年令は 104 m. y. (早瀬・石坂, 1967) である。肥後変成岩類の延長と考えられる岩石が天草上島東岸で上部白亜系の姫浦層群に不整合におおわれていることは(金原, 1907), 多くの地質家に認められている。天草御所浦島の御所浦層群基底礫種(松本, 1938)からみて、肥後変成岩類と花崗岩類は御所浦層群堆積前に生成、貫入、固結したものと考えられる。なお、天草上島で姫浦層群におおわれる花崗閃緑岩(納富, 1930; 植田・古川, 1960)と肥後帯の貫入岩¹⁵⁰⁾ との比較や関係はあまり具体的

147) 小林・大塚(1937)は、西彼杵半島の結晶片岩類と三波川系の褶曲軸の相異は少なくとも姫浦層群堆積前に出現したと述べている。KOBAYASHI (1956a, b) は西彼杵変成岩の方向は佐川時階以来行われた運動によるものとしている。

148) 中国地方関門層群下部には石灰岩の巨礫が含まれる。

149) 磯見・ほか(1971)によれば、広域的な規模をもった熱変成作用により生成された。

150) YAMAMOTO (1962) によると「大きな花崗岩体は宮ノ原トーナライトと白石野花崗閃緑岩体であり、宮ノ原トーナライト岩体は鹿塩型竜峰山ミロナイト帯(杉山, 1944)の北側に沿っており、塊状と片状があり、片状のものは北側の塊状のものに漸移する。宮ノ原トーナライトより後の白石野花崗閃緑岩は南部ではかなり片状で

に報告されていない。

東西に近い一般走向をとっている肥後変成岩帯は、宇土半島の基部から西方では露出が断片的であるが¹⁶¹⁾、その分布の方向は北東方向をとり¹⁶²⁾、肥後貫入岩帯(宮ノ原トーナライト、白石野花崗閃緑岩)と竜峰山変成岩帯の東北東方向を斜めに切っている。これは、貫入時に北東方向をとったものではないようである。一回の変動で現在の方向をとったものではないかも知れないが、もっと東西に近い方向から、後の地殻変動で屈曲して方向を転じてきたものであろう。姫浦層群の褶曲軸の方向は北北東で北東方向の肥後変成岩帯の方向とさらに斜交し、日奈久構造線(大谷, 1926)とほぼ平行になる。これは姫浦層群堆積後よりはむしろ前にこの褶曲軸の方向をとらせるような地殻変動のあったことを暗示しているようである。したがってこの肥後変成岩帯や白石野花崗閃緑岩帯(?)の方向をとらせた主要変動時期は三郡変成帯や領家帯の屈曲、移動時期の変動時である可能性がある¹⁶³⁾。

ここで問題になるのは、この北東ないし北北東の直線的構造方向と北薩の湾曲構造の構造的あるいは時代的關係である。

III. 8.2 日奈久線方向と北薩の屈曲との関係 (第12・14図)

橋本(1962a)は次のように述べている。「仏像線による秩父・四万十両累帯の落差は一般に極めて大きく延長も長い、断層破碎帯は余り著しくなく、むしろ、それに沿う秩父累帯の古生層に著しい破碎帯が存在している(勘米良, 1950)ことは、仏像線の発生が四万十川雑岩系(四万十累帯の先新第三系)の堆積中あるいは堆積前というかなり古い時期までさかのぼることを暗示しているのではなからうか。あるいは仏像線はおそらく中性代初期の造山運動によって発生したもので、四万十川雑岩系にとっては基盤断層であり、西部日本外側の変動地帯の発生と発展に重要な意義をもつものではなからうか。仏像線に接する四万十累帯の中生層に古生界由来の石灰岩やチャートなどの礫を含む礫岩を挟むことが多く、仏像線に接近するほどその礫岩は顕著になっている。これは中生界の堆積中に古生界がたえず侵蝕されていたことを示すものであろう」。一方、橋本(1962a)は次のように述べている。「牛ノ浜構造線は、古生層と北薩層群(ジュラ紀~白亜紀?)とを境する衝上断層で、九州南西端においてほぼ南北に近い方向をとっている¹⁶⁴⁾。構造線を挟んで古生層側約500m、牛ノ浜累層側約150mの間には幾本もの破碎帯が並走しており、とくに古生層側に顕著に発達している。牛ノ浜構造線は球磨川中流の大坂間構造線(橋本, 1955)の延長と考えられ、仏像線に相当する。北薩の屈曲は帯状構造の形成後生じた¹⁶⁵⁾もので、これに伴いWNW系統やNW系統の断層群が生成された。北薩の屈曲がほとんど終了した頃、先ず、玢岩、ついで紫尾山花崗閃緑岩が進入した。北薩の屈曲より紫尾山花崗閃緑岩の進入までの地質現象は中新世中期に行われたと考えられる。」¹⁶⁶⁾また、橋本(1962a)は、「第三紀中葉の造山運動直後、九州をはじめ外帯各地に酸性深成~屋根破り噴出活動があり、それと前後して琉球弧およびフォッサマグ

あり、両者はあるところでは貫入関係で、あるところでは漸移関係である。白石野花崗閃緑岩と肥後変成岩との関係は普通、非整合的である。」上甌島の東方、双子島の角閃岩を伴う片麻状石英閃緑岩(河内・石原・神戸, 1964)は産状からみて白石野花崗閃緑岩よりも宮ノ原トーナライトに似ているようである。

- 151) この点、領家帯が山口県徳山東方から南西に方向を転ずる状態に似る。
- 152) 山本(1959)によると、種ノ島の蛇紋岩体は、化学分析値および Co/SiO_2 , Co/MgO , MgO/SiO_2 からみると外帯構造線中のものよりは肥後変成岩中のものの系列に属する可能性がある。
- 153) 御船地域における基盤の構造配列は御船層群(ギリヤーク世~宮古世)堆積前にほぼできあがっていた(橋本, 1939 a, b)。
- 154) この屈曲によって $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}W$ へ転向した一般走向は薩南半島で再び NE 方向に復している(橋本, 1962 a)。橋本(1962 b)は牛ノ浜断層(仏像線)の延長は多久島の古生層(今井秀喜, 1951)と佐伯帯の地層の一般走向から、川内西方、多久島東方、野間岬西方を通ると推定している。
- 155) 理由は明記されていない。牛ノ浜構造線は北薩層群(ジュラ紀~白亜紀?)後、紫尾山花崗閃緑岩の進入前と言えるが、屈曲の主要時期は断層生成期あるいはそれ以前ということになる。橋本(1962 b)によれば、「第三紀中葉(中新世中期)の地殻変動により褶曲や走向断層群による帯状構造がほとんど完成した。北薩の屈曲やそれに類似した小規模の蛇曲は帯状構造の完結直後で短い期間(中新世中期)に行われた。」
- 156) 矢部(1926 a)は中生層(?)帯南部の南々西への転向は瑞穂期の日向第三紀海成層堆積後の周東海地殻変動によると考えている。Kobayashi(1956 b)は、日本弧の琉球弧方向への屈曲は佐川時階から始まったと考えている。

ナの活動が急激に活発化した。琉球弧の活動の一つの現われが、鹿児島県北端より宮崎県南部へかけての地質構造を複雑化させた北薩の屈曲およびそれに伴う断層網の生成である考えられる。これらはNW系やNNE系の断層活動とともに周東海変動¹⁵⁷⁾の一表現と思われる。」と述べている。

松本・ほか(1962)は次のように述べている。「中九州の白亜系は、佐川造山運動の後造山性堆積を代表するだけでなく、新たに活動する琉球方向、すなわち、周東海(東支那区周辺)の変動の序曲を同時にあらわしている。姫浦層群は御所浦島南西部、獅子島および長島では御所浦層群上に重なるが、御所浦北部や天草上島では基盤の花崗岩および肥後片麻岩の上のり、さらに北東方では、御船層群北側の結晶片岩よりも北側に分布する。すなわち、基盤の構造といちじるしく斜交し、ギリヤーク統の盆地ともいくぶん位置を交換して¹⁵⁸⁾、南西から北東に姫浦湾が入り込んでいる。白亜紀末期には褶曲運動を受け、古第三紀赤崎層の基底は顕著な不整合である。この変動期に多分、中央構造線や臼杵・八代線の前身は重要な変位を起したであろう。」

この記述によると、ギリヤーク統堆積前に肥後変成岩帯などの基盤の構造を切るような構造があり、姫浦層群堆積前に、さらにこの方向は南北方向に近づいたことになる。したがって、ギリヤーク～宮古世またはそれ以前に基盤の構造方向はENE方向あるいは、よりEWに近い方向からNE方向に転じたという可能性が強い¹⁵⁹⁾。

ここで時代に関連して構造上問題になるのは、北薩の屈曲形態と、ほぼ日奈久線に平行な肥後変成岩帯とこれを不整合におおう上部白亜系の直線形態との関係である。北薩の屈曲が橋本(1962a)が述べているように中新世中期であったとすれば、この屈曲運動時に、現在、直線的配列をとっている不知火湾の肥後変成岩帯や上部白亜系はどのような変動を受けたのであろうか。ここで屈曲は直線的構造をとらせた変動時またはそれ以前に存在したのではなからうかという疑いが生ずる。したがって、橋本(1962a)のいうように北薩の屈曲が中新世中期に行われたとすれば、直線的構造を与えた変動は屈曲時の中新世中期かまたはそれ以後という可能性が強くなり、筆者がここで述べた直線方向の構造が先後期白亜紀に生成したという可能性が否定されることになる。とにかく、この直線的構造と屈曲構造の関係を解明することは一つの大きな問題と言える。

IV. 総括および結論

IV.1 研究史総括

① E. NAUMAN (1885, 1893)は日本を内帯(片麻岩および花崗岩類が優勢)と外帯(結晶片岩および塩基性岩類が優勢)に分けたが、F. v. RICHTHOFEN (1903)は、内・外両帯の地質学的要素が共存する松山・伊万里線と松山・八代線の間にある九州北部地域を南北両帯から区別し、長崎三角地域(Nagasaki-Dreieck)と呼ぶことを提唱した。

東から見事に続いてきた三郡、領家、三波川変成岩などの帯状分布は長崎三角地域に入って乱れ、この地域では構造が複雑になっている。さらに、基盤岩上に上部白亜系がのっているばかりでなく、後第

157) Koro (1916)により提唱された新生代の東支那海周辺の地殻変動。北九州や中国西部における白亜紀後期や古第三紀初期の褶曲軸や断層系が、日本弧に平行な傾向をとっているのに反して、セノン世も古第三紀の古不知火海は弧と斜交する方向をとっている。これは縁(周)東海変動の九州への到来を示す(KOBAYASHI, 1941)。

158) 八代層上部と御所浦下部層とのアルコーズ砂岩の類似、若干の共通化石の産出は球磨山地の下部白亜紀海灣から、中九州西部の古不知火海域の転換点を示して興味深い(松本・ほか, 1962)。

159) これは前に推定した領家帯、三郡変成帯などの東部における移動時期と異なることを示していない。端山(1962)は西彼杵変成岩(三郡・三波川両変成帯の収斂したものの延長)が南北方向の褶曲軸をとっていることと、四万十帯が九州西部で褶曲軸を急に南北方向に変える事実とよく符号すると述べている。AMANO (1962)は「後姫ノ浦と後古第三紀の2つの変動で古不知火準地向斜はNW→SE方向に圧力を受け複向斜を作った。NNEまたはN-S褶曲軸がこの圧力とこれに抵抗した球磨山地により決定されたかも知れない。」と述べている。宇土半島の中央付近の浦河統は古第三紀とともに南北性の方向を示しているが(井上, 1962)、北東方向の浦河統の堆積盆地が南北方向の始新世後期の堆積盆地への転換を示すものであろう。

三紀の火山岩類が広く分布しているので、これらの基盤岩類は断片的に隔って分布している。

この長崎三角地域の地質構造に関連して、断片的に分布する基盤岩の所属問題や三角地域の境界線と中央構造線との関連の問題をめぐって現在まで多くの議論が行われてきた。研究史は、「見事な帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川3変成帯などが九州においてどのような関係にあるか」という本報文の主題に沿って編まれた。

この主題を解明する上にもっとも重要な問題は、北九州西縁の西彼杵、野母両半島および天草に分布する結晶片岩と肥後変成岩の所属問題である。

② 北九州西縁の結晶片岩は、小林(1935)が岩石学的性質のみから三波川層とするのは問題があると説いているほかは、1950年頃までは無条件に三波川変成岩に属するとして地質構造が論じられてきた。また、金原(1907)や大日方(1913)が20万分の1地質図幅説明書に述べているような、西彼杵、野母両半島および天草の結晶片岩は南北方向に連なるという思想が現在まで多くの地質家により維持され、議論されてきた。

さて、RIGHTHOFEN(1903)は日本列島の西方延長を中国大陸に求めたが、Koto(1916)は内・外両帯の結晶片岩を一括して、この変成帯が長崎付近で急に南に向きを変えて琉球弧に連なると考えた。矢部(1917)は西彼杵半島付近および天草の結晶片岩地域は西南日本外帯の三波川結晶片岩の断片であり、構造運動により移動したと考え、1925年、長崎三角地域の北縁を以て内・外両帯の境界と考える方が西彼杵半島の結晶片岩区域の説明が容易であると述べた。

大塚(1935)は、西彼杵変成岩の分布・位置と時代的な変遷を考えて、長崎付近の結晶片岩は、先白亜紀花崗岩が露出する以前は、外帯の延長であり、内・外帯の境界は松山・伊万里線であったと考えた。

小林(1935)は、白杵・八代線以北の秩父古生層および結晶片岩類は福岡北方を中心として、半円形に配列する数段の弧で、西彼杵半島のものもこの形式に順応する最外列の弧の1辺と考えた。1941年には、九州では中央構造線が雁行配列をして、三波川・御荷鉢地帯を斜めに横切り、九州北西部では直角をなして湾曲し、天草諸島から西彼杵半島まで北北西に延びていると解釈し、長崎付近および天草の変成岩類を三波川変成岩に結びつけ、さらにその延長を、Koto(1916)とは反対の朝鮮方向に求めようとした。

種子田・大島(1951)は野母半島の岩石の一般走向はNE-SWと報告しているが、九州西縁の結晶片岩が南北に連なるという考えは多くの地質家によって持続され、この結晶片岩帯の所属問題を複雑にした。

岩崎(1953)は、岩石学上や南北性方向から三波川結晶片岩に対応させたが、1950年頃から、長崎付近や天草の結晶片岩は三郡変成帯の延長と考える説が優勢となった(牛来, 1952; KOBAYASHI, 1956a; 山下, 1957; MIYAKAWA, 1961など)。

1960年頃から変成岩の絶対年令が測定されるようになり、端山(1962)は、変成作用の時期の間に長大な時間があってもよいと考えれば、変成の時期は三郡、三波川両変成帯も同じと考え、中北部九州で収斂した三郡・三波川帯の延長が西彼杵半島の結晶片岩であろうと考えた。

さらにMILLER et al. (1963)により発表された西彼杵半島の結晶片岩の絶対年令(70×10⁶, 80×10⁶)は、三波川変成岩の絶対年令に近く、層序関係や絶対年令からみた三郡変成岩と時代的に異なっている。しかし、三波川帯と結びつけることなく、三郡変成帯と切り離し、琉球列島に関連づける考え(都城, 1965; 橘, 1967; 唐木田・ほか, 1969など)や中国、領家、三波川帯の諸帯とは別個の構造単位とする意見(寺岡, 1970)が優勢となった。これは、九州西縁の変成岩が、変成岩の鉱物相や随伴岩(超塩基性岩)の性質などからは、三郡変成帯、三波川帯の何れに所属するか明確でなく、構造上でも三波川帯と結びつけることが困難とされたためのものである。

しかし、黒田(1971)は長崎付近の結晶片岩を超塩基性岩の性質から、三郡変成帯に結びつけることに抵抗を感じ、琉球弧の結晶片岩露出地が長崎付近とあまりにもかけ離れていることから琉球弧に延長することも疑問とし、もう一度三波川帯との関連性を考えてみる必要があると述べた。

次に、肥後変成岩帯の所属問題に移る。

③ 山下(1896)が肥後変成岩帯を領家帯の延長とみなしてから、その岩相や随伴岩が領家変成帯のも

のと異なることが認められつつも、多くの地質家に領家帯の延長と考えられてきた (KOBAYASHI, 1941; 山下, 1957; 植田, 1961 など)。しかし、一方においては肥後変成岩帯は秩父帯にみられるような日本の古い造山帯の中核部を代表する (松本, 1949b; 松本・勘米良, 1949; MINATO・GORAI・HUNAHASHI, 1965; 加納, 1967) という考えもあった。

この間において、YAMAMOTO (1962) は主として変成相の観点から、肥後変成岩帯と竜峰山変成岩帯はそれぞれ領家帯、三波川帯の延長ではなく、間ノ谷変成岩帯とともに一変成帯のメンバーで、肥後貫入岩類は変成帯の軸部に貫入したものであると考えた。

その後、唐木田・ほか (1969) は、主として変成相の観点から、肥後変成岩地域は、はじめに三郡変成作用を受けた複変成岩の地帯であり、領家・阿武隈変成帯の西の延長部にあたるとのべた。寺岡 (1970) は、朝地変成岩の変成相や地質構造と関連して、肥後変成岩帯は三波川変成作用を受けた岩石が領家変成作用を受けたところで、領家帯に属すると考えた。

肥後変成帯は秩父帯にみられるような日本の古い帯の中核部であるという見解は、肥後変成岩の絶対年令やこの帯に相当する他の地域にあらわれる岩石の性質、その岩石が接触変成作用を及ぼしていない、などの点で異なるということで、弱点があり、現在までは、山本 (1962) の見解を除くと、複変成岩という問題を別にすれば、領家帯の延長であるという考えが大勢を占めているようである。

④ 九州の地質構造、とくに、本報文の主題である三郡変成帯、領家帯、三波川帯、秩父帯などの関連を論じた報文の概略を述べると次のようになる。

本報文主題に関する九州全般の地質構造の異常は、伊木 (1900)、RICHTHOFEN (1903)、KOTO (1916)、YABE (1917)、矢部 (1925)、大塚 (1935) 等により論じられたが、三郡、領家、三波川帯などが意識されて議論が行われたのは KOBAYASHI (1941) 以降である。KOBAYASHI (1941) は彼杵湾曲により、長崎変成岩を三波川帯に結びつけたが、領家帯と三波川・御荷鉾両地帯が交叉している九州中部では、三波川・御荷鉾両層は領家片麻岩中に大きな捕獲岩塊あるいは垂れ下り地塊をなしており、三波川変成は領家片麻岩類進入前であると述べている。

山下 (1957) は、長崎付近や天草の結晶片岩類は三郡変成岩類およびそれに平行なものに属し、南北方向は2次的なもので、花崗岩類の貫入とその西方への衝上によって変位されたと考えた。領家帯プロパーは九州東岸までしか存在しないと見ても、西岸の肥後片麻岩や宮ノ原花崗岩などは本質的に領家帯の延長であり、三郡変成帯は全体として本州中軸深成変成帯により斜めに切られていると考えた。また、三波川帯は佐賀関半島まで続き、竜峰山帯は別個のものとしている。

MIYAKAWA (1961) は長崎変成岩を三郡変成帯とし、中国から九州地域では、三郡変成帯の南縁は押しつぶせ断層による一大断層線で境されており、三郡タイプの変成岩は領家帯に衝上した。この衝上運動により、長崎変成岩は九州の他の地域のものとは著しく異なった一般走向を示すようになったと考えた。さらにその後の地殻変動により擾乱され、木山、間ノ谷、竜峰山変成岩のごとき三郡タイプの変成岩が残留体となって、肥後、木ノ葉変成岩などの領家タイプの変成岩と交互して現在、分布していると解釈した。

端山 (1962) は、西南日本西部は三郡山陰支脈、三郡山陽支脈、三波川帯の3複背斜部と、その間の2つの複向斜部 (北側の非変成古生層帯と南側の領家帯) よりなり、これが中北部九州で収斂し、長崎変成岩もこの延長であり、この褶曲帯の向斜部に白亜紀中葉になって大規模な花崗岩の活動の結果形成されたのが領家帯であると考えた。

唐木田・ほか (1969) は、三郡変成帯は、九州東部では大野川層群下の中央構造線、西部ではこの線の合流する臼杵・八代構造線の近くまで広がっており、領家変成帯は国東半島から三郡変成岩を横ぎって南西に延びて肥後変成岩帯に続き、複変成岩を形成していると考えている。三波川結晶片岩プロパーは佐賀関半島以西では消滅していると見、長崎変成岩は琉球列島の変成帯として考えようとしている。

寺岡 (1970) は、肥後、朝地両変成岩帯は領家帯に属するとみなし、佐賀関半島の西方、熊本方向に延びていたはずの三波川変成岩が領家変成作用によって複変成岩となったものとみなした。また、長崎変成岩は岩相や絶対年令で三波川変成岩に近いとしながらも、三郡、三波川両変成岩の何れとも構造方向

を異にしている点から、この九州西縁の変成帯を中国、領家、三波川の諸帯とは別個の構造単位として取り扱った。

IV.2 考察の総括および結論

本報文の主題は、東から見事な帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川の3変成帯、秩父帯などが九州においてどのような関係にあるかということである。まず、九州における秩父帯から領家帯と考察を進めて三波川帯に及び、ここで一つの作業仮説を提呈し、この観点に立って主題の説明と検討を行った。

① 九州の秩父帯：外帯の上部二畳系は秩父帯の黒瀬川構造帯に近接して発達しているが、九州ではこの時代の球磨層と水越層が肥後帯を隔てて、南北両側に分布している。また、佐賀関変成帯の南縁にもこの相当層と考えられる地層（西川内層）が露出している。したがって、九州における秩父帯の北限は少なくとも西川内層から水越層の北限を結ぶ線まで及んでいと推定される。

一方、四国地域の二畳系中下部は東西に帯状をなして配列される3つの岩相帯に分けられるが、この延長にあたる九州地域では、四国にみられる3岩相帯のうち一番北側にあるはずの岩相帯が露出していないか、発達していない。このもっとも北側の岩相帯が九州地域にも続いていたとすれば、秩父帯の北限は水越層のさらに北方まで及んでいたか、地下に存在していることになる。

このように考えると、水越層の南に分布する間ノ谷、肥後、竜峰山および小田尾帯の変成岩類は秩父帯内に露出していることになる。

② 秩父帯の変成岩：間ノ谷、肥後、竜峰山3変成岩帯の原岩は、岩相上、四国の秩父帯の中下部二畳系にみられる3岩相帯の中間岩相帯に似ており、二畳紀中期の化石が知られている。四国の黒瀬川構造帯において結晶片岩化しているのは中部二畳系以下の地層であり、中間岩相帯から四国および九州において藍閃石片岩相の変成岩が知られている。また、四国の中間岩相帯に分布する蛇紋岩ないしかんらん岩もこの変成帯に分布している。したがって、この3変成岩帯の原岩は秩父帯の中間岩相帯の岩石であると推定される。

小田尾帯の結晶片岩は、その分布位置や四国の黒瀬川構造体の中部二畳系以下の地層が結晶片岩化していることからみても、黒瀬川構造帯の西方延長にあたり、秩父帯内の結晶片岩とみなしてよい。

③ 九州の領家帯：四国高縄半島基部の変成岩帯、九州の朝地変成岩帯、阿蘇根子岳熔岩の捕獲岩の性質などから、九州における領家帯の南限は朝地変成岩帯南縁、阿蘇根子岳付近に推定される。

本州から九州東部まで追跡された領家帯と肥後帯とは、次のような理由で不連続であり、別の構造帯に属するものと推定される。

a. 熊本北東の浦河統と他の白亜系の分布状態や、その礫岩礫種からみて、この浦河統の下に構造線または構造帯が推定され、根子岳まで推定された領家帯南縁は肥後変成岩帯に向かって延びず、熊本の方向に延びるものと推定される。b. このように現在でも、肥後変成岩帯の東方への延長方向と朝地変成岩帯、根子岳線の西方への延長方向が喰い違っている。ところが、佐賀関変成岩（三波川変成岩）の行手を遮るように朝地変成岩（領家帯変成岩）が斜交しており、大野川層群下の基盤構造に著しい不連続が推定される。したがって、朝地変成岩帯は三波川帯の北側にあって、ほぼ平行であったが、構造運動により現在のように変位したものと考えられる。以前に朝地変成岩帯が現在より東西に近い方向をとっていたとすれば、肥後、朝地両変成岩帯は平行に近くなり、ますます連続しないことになる。c. 上部白亜系の分布帯が、朝地変成岩帯南縁から佐賀関結晶片岩帯（三波川帯）をよぎり、秩父帯、肥後帯北縁に達しており、肥後変成岩帯の東縁にこの変成岩帯を遮って見岳山層（ギリヤーク統）がNW方向をとって露出している

結局、朝地・肥後両変成岩帯は直接、連続するものではなく、その間に大きな断層があり、現在の領家帯南限は朝地変成岩帯南縁、阿蘇根子岳付近を通して熊本方向に延びるものと推定される。

④ 九州の三波川帯と地域屈曲・移動：長崎変成岩は分布上、佐賀関変成岩（三波川変成岩）より三郡変成岩に接近しているが、変成作用の終わった時期を示す絶対年令から見ると三郡変成岩よりも三波川変成岩に近い。仮に、三郡変成作用に近い時期に三波川変成作用が始まったとしても、以後の長崎変成

岩は、絶対年令からみると、三波川変成岩と類似あるいは同一の変成史を辿ったと考えられる。

そこで、長崎変成岩は三波川帯の延長であると考えたくなる。長崎変成岩と三波川変成岩がある時期に連続していたとすれば、領家帯の南限と推定した朝地変成岩帯南縁—阿蘇根古岳—熊本線（大分・熊本線）を少なくとも松山・伊万里線付近まで北に移動させなければならない。逆に、領家帯の南縁が松山・伊万里線付近から大分・熊本線まで、北九州西縁地域および秩父帯に対し相対的に南進したことになる。したがって、三郡変成帯の南縁は松山・伊万里線のさらに北方から南進したことになる。

領家帯や三郡変成帯などからなる北九州地域が相対的に南に屈曲、移動したという作業仮説から北部九州およびその周辺の地質現象は次のように説明される。

⑤ 地域の屈曲・移動の作業仮説からみた北部九州およびその周辺の地質現象：a. 九州において秩父帯および四万十帯が整然と帯状構造を示しており、秩父帯内の変成古生層が九州においてむしろ四国よりも広く分布していることや佐賀関変成岩の性状は、三波川帯が佐賀関半島以西に広く発達していたことを暗示している。現在、三波川変成岩が九州主部にみられないのは、三郡変成帯や領家帯の移動、圧迫により、これらの下に押し隠されたか、称父帯の下に押し動かされたためであろう。

b. 朝地変成岩帯が、幅広く著しい破碎構造をもった荷尾杵花崗岩帯とともに、佐賀関半島の三波川変成岩帯の行手を遮るように、この西から南西にわたって現われ、朝地変成岩帯と三波川変成岩帯との間に大きな断層が推定されている。これは領家帯を構成する岩石が構造運動により、東西に近い方向から北東方向に向きを変えたことを示している。

c. 四国の秩父帯において、帯状に分布する古生層の3岩相帯のうち、最北部の岩相帯が九州で発達していない。これは構造運動により三波川帯や領家帯の岩石に圧迫され、下に押し隠されたか、削り取られた可能性が高い。

d. 三郡変成帯は山口県において一般走向東西の領家変成帯と斜交しており、NE方向の末武川構造線が領家帯と三郡変成帯とを境している。これは三郡変成帯が構造運動により、領家帯を遮るように一般走向を変えたことを意味する。

e. 広島・山口両県にわたりNE方向の断層群において、北帯古生層の南限を基準にした場合、20 km、40 kmなどの横ずれをもった断層が考えられる。また、白亜紀の火山岩類および花崗岩類の岩体の延びの方向もNEである。これは、この地域の屈曲、移動に伴い、とくに徳山、山口間のNE方向の断層帯に沿ってNEからSWに向って北側の地域が大きく移動し、その後構造帯に沿って酸性岩類が噴出、貫入したことを暗示している。

f. 三郡変成岩の一般走向は山口県ではNE、北九州東部ではENE、西部ではEWないしWNWであり、熊本北方ではNWとなる。これは変成帯移動の際に北ないし北西および北東方からの移動による力によって変位されたと解釈できる。

g. 九州中部における領家帯から秩父帯にわたる上部白亜系の堆積盆地の形成は北ないし北西からの変成帯の移動に起因するものとして差し支えない。

h. 北九州には花崗岩類が広く分布しているが、長崎変成岩類の分布地域には急激に花崗岩類が目立たなくなる。また、三郡変成岩の分布も断絶し、長崎変成岩との間には、幅約40 km、NW方向の新生界の分布帯があり両変成岩を隔てている。ここに大きな構造帯が推定される。

i. 一般走向NE方向の野母半島の変成岩に対し、西彼杵半島の変成岩の一般走向およびこれと西側の圧碎花崗岩との境界をなす断層の方向は南北性である。この斜交は両半島の結晶片岩の一般走向は平行であったが、三郡変成帯や領家帯の移動に関連したかあるいは後の構造運動により、三波川帯に相当する両半島の一部である西彼杵半島の結晶片岩が部分的に変位したためであり、中央構造線に相当する呼子ノ瀬戸断層およびこの西側の領家帯に相当する花崗岩帯が動いたために、呼子ノ瀬戸断層も南北に近い方向をとるようになったと考えられる。なお、野母半島南部西方の三ツ瀬の花崗岩や斑れい岩は圧碎構造を示しており、呼子ノ瀬戸断層の延長はこの東側を通り野母半島の伸びの方向に沿うようになると考えられる。

j. 相ノ島や五島列島にクリノイドを含む石灰岩の巨礫やチャート礫を含む地層があることから、こ

の地域の基盤は非変成古生層帯に属すると推定され、中国帯の非変成古生層の延長であろう。

以上のことを総合すると、九州における変成帯など相互の関係は次のようになる。

変成帯はある時期には、中国地方、四国地方から西に向ってほぼ平行に延びていたが、ある時期になって、九州北部では、変成帯が秩父帯と九州西縁の変成帯の西翼に対し相対的に南に屈曲、移動し、それに伴う南西方向への横ずれ運動により、変成帯間および変成帯と秩父帯との間には大きな断層が生じ、ある帯は他の帯の下に押し込まれ、あるいは衝上されて分布が小範囲に限られるようになり、あるいは断裂や圧砕により各帯も細分化されて散在し、あるいは一般走向が屈曲、変位した。これに対し北九州西縁部は伊万里・雲仙岳帯の東部に比べ移動量は少なく、領家帯に対応すると推定される花崗岩帯や三波川帯に対応すると考えられる長崎変成岩帯の一部は一般走向を東西方向から南北方向に変位したと推定される。領家帯の南限は朝地変成岩帯の南縁と熊本付近を通り南に凸の弧を描き、雲仙岳付近から伊万里付近にずれるか引きずられて北上し、南に折れ曲って呼子ノ瀬戸断層に沿い、野母半島先端西方付近からその方向を南西に転ずるものと推定される。

⑥ 三郡・領家・三波川各変成帯などの主要移動時期と花崗岩貫入時期：西中国・北九州地域の屈曲、移動という考えに立った場合、三郡変成帯、領家帯などの主要移動時期の問題が起る。

この移動時期は次のような理由から、領家、三波川主要変成期またはそれ以後、大野川層群堆積前（白亜紀ギリヤーク世前）ということになる。

a. 山口県の北東方向の著しい破砕を伴う末武川構造線（広島花崗岩貫入以前に生じた）が領家帯と三郡変成帯とを境する。

b. 佐賀関変成岩帯（三波川帯）と朝地変成岩帯（領家帯）との斜交構造が大野川層群に不整合におおわれている。

c. 東西に近い基盤構造方向に斜交し、あるいは切るような上部白亜系の堆積盆が存在する。

さらに、次の証拠は主要移動時期が白亜紀初期あるいはそれ以前であることを暗示している。

d. 山口県では、ジュラ紀～白亜紀中におけるもっとも重要な構造運動は、関門層群（前期白亜紀）下の不整合や関門層群の礫岩中にスラスト地塊に関係のある石灰岩の大小角礫があることによって示される。

e. 山口～福岡両県にわたって分布する関門層群の主要褶曲軸の方向は東西に近く、中国地方西部から北九州にわたる基盤岩の一般構造、方向NEは関門層群堆積前に形成されたものであろう。

朝地変成岩帯北側、西彼杵変成岩西側および肥後帯地域の花崗岩類は、主要屈曲、移動前に貫入したものであり、中国、北九州、相ノ島一帯の花崗岩類の大部分は地域屈曲、移動後に貫入したことになる。

文 献*

NAUMAN, E. (1885) *Über den Bau und Entstehung der Japanischen Inseln*. Berlin.

KOTO, B. (1888) On the so-called crystalline schist of Chichibu. *Jour. Coll. Sci. Imp., Univ. Japan*, vol. 2, p. 77-141.

原田 豊吉(1889) 九州の対曲. 地学雑, vol. 1, p. 345

NAUMAN, E. (1893) Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans. *Petermanns Mitteilungen Ergänzungsheft*, no. 108.

鈴木 敏(1894) 20万分の1地質図幅「福岡」および同説明書. 157p., 地質調査所.

山上萬次郎(1896) 20万分の1地質図幅「大分」および同説明書. 81p., 地質調査所

山下 伝吉(1896) 20万分の1地質図幅「熊本」および同説明書. 97p., 地質調査所.

伊木 常誠(1900) 阿蘇火山地質調査報文. 震豫報, no. 33, p. 1-90.

* 研究史を考慮して文献は年代順に配列した。

- 吉田 弟彦(1900, 1901) 肥後国南部地質概要. 地質雜, vol. 7, p. 336-348; vol. 8, p. 205-215.
- 伊木 常誠(1901) 九州中部の地質構造. 地質雜, vol. 8, p. 80-93.
- 大塚 專一(1901) 20万分の1地質図幅「佐賀」および同説明書. 103p., 地質調査所.
- RIGHTHOFEN, F. v. (1903) *Geomorphologische Studien aus Ost-Asien.* (V. Gebirgskettungen im Japanischen Bogen) Sitzungsber. der konig-preuss. Akad. der Wiss., phys.-math. Cl., X, p. 39-40.
- 小川 琢治(1906) 西南日本地質構造概観. 地質要報, vol. 19, no. 1, p. 1-100.
- 金原 信泰(1907) 20万分の1人吉図幅地質説明書. 153p., 地質調査所.
- 大日方順三(1913) 20万分の1長崎図幅地質説明書. 96p., 地質調査所.
- КОГО, B. (1916) The Great Eruption of Sakura-jima in 1914. *Jour. Coll. Sci., Univ. Tokyo*, vol. 38, p. 1-220.
- YABE, H. (1917) Problems concerning the geotectonics of the Japanese Islands; Critical reviews of various opinions expressed by previous authors on the geotectonics. *Sci. Rept., Tohoku Imp. Univ.*, [2], Geol., vol. 4, p. 75-104.
- 加藤 武夫(1918) 耶馬溪及び英彦山地方地質調査報文. 震予報, no. 85, p. 1-126.
- 小沢 儀明(1924) 中生代末期の大推被せ. 地質雜, vol. 31, no. 371~372, p. 318-319.
- OZAWA, Y. (1925) The Post-Paleozoic and Late Mesozoic Earth-Movements in the Inner Zone of Japan. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 1, p. 91-104.
- 矢部 長克(1925a) リヒトホーフェン氏の長崎三角地域. 地質雜, vol. 32, p. 201-209.
- (1925b) 第三紀およびその直後における九州地史の概要. 学協報, vol. 1, p. 169-180.
- 大谷 寿雄(1926) 熊本県八代付近球磨川紀伊山地の層位と構造(予報)(1), (2). 地質雜, vol. 33, p. 402-423; p. 451-469.
- 小沢 儀明(1926) 西南日本内帯に於ける第三紀以前の地殻運動. 地評, vol. 2, p. 153-167.
- TOKUDA, S. (1926) On the Echelon Structure of the Japanese Archipelago. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, p. 41-76.
- 矢部 長克(1926a) 第三紀以後其直後に於ける九州地史の概要. 地評, vol. 2, p. 1-16.
- YABE, H. (1926b) The Median-Line of Southwest Japan; its Position on the Island of Kyūshū. *Proc. 3rd. Pan-Pacific Sci. Congr. Tokyo*, 1926, vol. 1, p. 533-541.
- 大谷 寿雄(1927) 肥後五家荘付近の地質. 地質雜, vol. 34, p. 499-520.
- 赤木 健(1929) 7万5千分の1地質図幅「小城」および同説明書. 43p., 地質調査所.
- 納富 重雄(1930) 7分5千分の1地質図幅「天草」および同地質説明書. 90p., 地質調査所.
- 小林 貞一(1931) 層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動. 地質雜, vol. 38, p. 565-583.
- 佐藤 戈止(1931) 7分5千分の1地質図幅「松山」および同説明書. 34p., 地質調査所.
- 大塚弥之助・望月勝海(1932) 地形発達史. 岩波講座, 岩波書店, 東京.
- 赤木 健(1933) 7分5千分の1地質図幅「山鹿」および同説明書. 54p., 地質調査所.
- 松本 唯一(1933) 似而非阿蘇熔岩類(その一). 火山, vol. 1, no. 3, p. 1-16.
- 小林 貞一(1935a) 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証(その一). 地質雜, vol. 42, p. 228-244.
- (1935b) 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証(その二). 地質雜, vol. 42, p. 511-526.
- (1935c) 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証(その三). 地質雜, vol. 42, p. 555-584.
- 大塚弥之助(1935) 西南日本中央構造線と長崎三角地域とに関する二・三の考察. 震研彙報, vol. 13, p. 457-468.
- YOSHII, M. (1935) On some glaucophane rocks from the Ryūkyū Archipelago. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ.*, [2], vol. 16, p. 225-248.

- 赤木 健(1936) 西南日本地帯構造上より観たる長崎三角地域に就いて(演旨).地質雑, vol. 43, p. 488-489.
- 小林 貞一・松本達郎(1936) 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証(その五).地質雑, vol. 43, p. 542-550.
- 松本 達郎(1936) 九州大野川盆地の地史学的研究. 地質雑, vol. 43, p. 758-786; no. 518, p. 815-852.
- 自在丸新十郎(1937) 九州における藍閃石片岩類. 岩鉱, vol. 17, p. 232-245.
- 小林 貞一・大塚弥之助(1937) 西南日本地帯構造と中世代古地理に関する一考証(その六).地質雑, vol. 44, p. 822-836.
- 松本 達郎(1938) 天草御所浦島における地史学的研究(特に白亜系の地史学的研究).地質雑, vol. 45, p. 1-46.
- 佐藤 戈止(1938) 7分5千分の1地質図幅「新居浜」および同説明書. 70p., 地質調査所.
- 張 麗旭(1939) 岡山県川上郡大賀四近の地質特に大賀衝上に就いて. 地質雑, vol. 46, p. 294-295.
- 片山 勝(1939) 美禰統の層序について. 地質雑, vol. 46, p. 127-141.
- 小林 貞一(1939) 西南日本の地帯構造. 地学雑, vol. 51, p. 248-260.
- 松本 達郎(1939a) 熊本県御船地方の地質学的研究(特に白亜系を中心として).地質雑, vol. 46, p. 1-12.
- (1939b) 中部九州(所謂長崎三角地域)に関連せる二・三の地質学的問題. 地質雑, vol. 46, p. 366-382.
- ・藤本 治義(1939) 熊本県上益城郡の秩父系一累層に就いて. 地質雑, vol. 46, p. 189-192.
- 石川 俊夫(1940) 鳥取県多里付近のクローム鉱床に就いて. 地質雑, vol. 47, p. 275-289.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo.*, sect. 2, vol. 5, p. 1-578.
- 蔵田 延男(1941) 斗賀野盆地四近の地質学的研究—鳥巢統の層序学的考察を主題として, 2. 地質雑, vol. 48, p. 1-16.
- 黒田 秀隆・松本 達郎(1942) 日向南部の地質学的研究(予報),特に油津町を中心として(演旨),地質雑, vol. 49, p. 255-256.
- 杉山 隆次(1944) 熊本県八代北東方竜峰山付近の「ミロナイト」様岩石を主題とせる研究. 科学博研報, no. 12, p. 1-33.
- 小島 文児(1947) 山口県徳山市地方の所謂千枚岩類と秩父古生層との関係について. 地質雑, vol. 53, p. 85-86.
- 松本 達郎(1947a) 長門にみられる後期中生代地史—特に地殻変動の問題に関連して. 地質雑, vol. 53, p. 87.
- (1947b) 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見—和歌山県有田川流域の地質学的研究—九大理学研報(地質学之部), vol. 2, p. 1-12.
- 勘米良亀齡(1949) 球磨山地における礫岩を含む上部秩父系(演旨).地質雑, vol. 55, p. 121-122.
- MATSUMOTO, T. (1949a) The late Mesozoic geological History in the Nagato Province, Southwest Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 21, p. 235-243.
- 松本 達郎(1949b) 肥後片麻岩地域の地史学的研究(演旨).地質雑, vol. 55, p. 122.
- MATSUMOTO, T. and KANMERA, K. (1949) Contributions to the tectonic history in the Outer-Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 3, p. 77-90.
- 松本 達郎・戸次 哲夫(1949) 熊本県竜峰山地域の地質学的研究. 西日本支部会報, no. 2.
- 有田 忠雄(1950) 九州大隅地方の花崗岩類(演旨).地質雑, vol. 56, p. 283.

- 勘米良亀齡(1950) 球磨川中流龍瀬・神瀬地域の地質構造. 九大理学研報(地質学之部), vol. 2, p. 77-100.
- 小林 貞一(1950) 中国地方一日本地方地質誌. 271p., 朝倉書店, 東京.
- 小島 丈児(1950) 西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について. 地質雑, vol. 56, p. 339-344.
- ・佐々木傳一(1950) 山口県玖珂郡河山鉾山付近の地質. 地質雑, vol. 56, p. 1-5.
- 種子田定勝(1950) 熊本県金峰山の1溶岩のゼノリス及び大晶(演旨). 地質雑, vol. 56, p. 273.
- 山下 昇(1950) 徳島県木頭地方の地質. 地質雑, vol. 56, p. 189-192.
- 長谷 晃(1951) 山口県の三疊系, 日本三疊系の地質. 地質調査所, 特別号, p. 72-89.
- 今井 秀喜(1951) 燐鉍. 日本鉍産誌Ⅱ, 地質調査所, p. 152.
- 松本 達郎(1951) 北九州・西中国の基底地質構造概説. 九大理学研報, 地質, vol. 3, p. 37-48.
- 岡村 義彦・小島 丈児(1951) 山口県徳山東北方に於ける三郡変成岩と領家変成岩類との関係について(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 342-343.
- 種子田定勝・大島 恒彦(1951) 長崎県野母半島の変成岩類(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 302-303.
- 山本 博達(1951) 熊本県宮の原花崗岩類の産状に就いて(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 312-313.
- 牛来 正夫(1952) 日本列島の成立. Ⅱ. 自然, vol. 7, no. 4, p. 36-46.
- 井上 保(1952) 水繩山塊の地質について(演旨). 地質雑, vol. 58, p. 272-273.
- 小島 丈児・岡村 義彦(1952a) 地質巡検案内書「柳井地方」. 18p., 九大理学部地質教室.
- ・————(1952b) 瀬戸内西部領家帯の構成について(演旨). 地質雑, vol. 58, p. 350.
- MATSUMOTO, T. (1952) A Preliminary Note on the Cretaceous Tectonic History in the Circum-Pacific Region. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 22, p. 109-118.
- 松本 達郎・勘米良亀齡(1952) 地質巡検案内書「球磨川下流流域」. 71p., 九大理学部地質学教室.
- 長峰 久止・小島 丈児(1952) 大分県佐賀関半島結晶片岩地域の層序および構造(演旨). 地質雑 vol. 58, p. 273.
- 山本 博達(1952) 宮の原花崗岩体と肥後片麻岩体との関係について(演旨). 地質雑, vol. 58, p. 277.
- 市川浩一郎・石井 健一・中川 衷三・須鎗 和巳・山下 昇(1953) 坂州不整合について—徳島県那賀郡坂州村付近の団体研究—徳島大学芸紀要(自然科学), vol. 3, p. 61-74.
- 岩崎 正夫(1953) 長崎県の低変成度結晶片岩地域の構造的特性. 地球科学, no. 13, p. 19-22.
- 勘米良亀齡(1953a) 球磨層の層序及び化石—特に日本の三疊系上部統に関して(演旨). 地質雑, vol. 59, p. 362.
- (1953b) 球磨層—特に日本の二疊系上部統に関して. 地質雑, vol. 59, p. 449-468.
- 笠間 太郎(1953) 速見火山区の地質. 地質雑, vol. 59, p. 161-172.
- 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 Zone. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, ser. C (Geol.), vol. 1 no. 3, p. 17-46.
- 松本 達郎(1953) 筑後山地変成岩地域の地質とその意義. シスト, no. 2
- 松石 秀之・藤井 浩二(1953) 筑後山地変成岩地域の地質とその意義(演旨). 地質雑 vol. 59, p. 301.
- 山本 博達(1953) 熊本県肥後片麻岩地域の変成地質—特に富田氏の「ジルコン法」について. 九大理学研報(地質学之部), vol. 4, p. 81-93.
- 岩崎 正夫(1954) 長崎県樺島の接触変成岩. 徳島大学芸紀要(自然科学), no. 4, p. 97-102.
- 小島 丈児(1954a) 西南日本内帯の広域変成作用と深成火成作用(演旨). 地質雑, vol. 60, p. 300
- (1954b) 山口県地質図説明書. 山口県, p. 1-8.
- 久野 久(1954) 火山及び火山岩. 255p., 岩波全書, 岩波書店, 東京.

- 松本 唯一(1954) 熊本県豊福村産鋼玉(演旨). 地質雑, vol. 60, p. 314.
- MATSUMOTO, T. (Editor) (1954) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Jap. Soc. Promotion Sci., Tokyo*, p. 1-324.
- TORIYAMA, R. (1954) Geology of Akiyoshi, Part I, Stratigraphy of the Non-calcareous Groups developed around the Akiyoshi Limestone Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 4, p. 39-97.
- 橋本 勇(1955) 熊本県球磨郡北西部地域の時代未詳層群の層序と地質構造. 九大教養地学研報, no. 1, p. 31-46.
- 橋 行一(1955) 長崎市東部茂木町付近の地質. 長崎大学芸自然科学研報, no. 4, p. 61-70.
- 市川浩一郎・石井 健一・中川 衷三・須鎗 和巳・山下 昇(1956) 黒瀬川構造帯. 地質雑, vol. 62, p. 82-103.
- 甲藤 次郎・須鎗 和巳・石井 健一・市川浩一郎(1956) 佐川盆地北縁の地質の再検討. 地球科学, no. 26-27, p. 1-9.
- KOBAYASHI, T. (1956a) The mountain structure of the Japanese Islands. *Proc. 8th. Pacific Sci. Congr.*, 2 (A), p. 743-751.
- (1956b) The insular arc of Japan, its hinter basin and its linking with the Peri-Tunghai arc. *Proc. 8th. Pacific Sci. Congr.*, 2 (A), p. 799-807.
- 野沢 保(1956) 宮崎県尾鈴酸性岩中の尖晶石包有物についての2・3の考察. 岩鉱, vol. 40, p. 33-38.
- 山下 昇・須鎗 和巳・中川 衷三(1956) 7万5千分の1剣山地質図幅および同説明書. 52p., 徳島県.
- 河合 正虎(1957) 中国山地における後期中世代の地殻変動について. 地質雑, vol. 63, p. 289-299.
- MORIMOTO, R., HUZITA, K. and KASAMA, T. (1957) Cenozoic Volcanism in Southwestern Japan with special Reference to the History of the Setouchi (Inland Sea) Geologic Province. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, vol. 35, p. 35-45.
- 村上 允英・藤本 重美(1957) 北九州田川変成帯南部の地質および岩石. 岩鉱, vol. 41, p. 164-171.
- 牟田 邦彦(1957) 三ヶ所型含銅硫化鉄鉱鉱床に伴う輝緑岩とその成因について, 地球化学的研究 (1). 鉱山地質, vol. 7, p. 254-264.
- 野田 光雄・牟田 邦彦(1957) 長崎県西彼杵半島の地質構造. 九大教養地学研報, no. 4, p. 17-21.
- 大庭 昇(1957) 鹿児島県北西部の紫尾花崗閃緑岩および捕獲岩類. 鹿児島大理報, (6), p. 83-98.
- 富田 達・唐木田芳文(1957) 日本古生代・中生代層の花崗岩礫. 総研「日本の後期中生代」連絡誌, no. 5, p. 9-15.
- 山本 博達(1957) 肥後片麻岩中のレンズ状閃緑斑岩質岩石. 地球科学, no. 35, p. 22-31.
- 山下 昇(1957) 中生代(上). 94p., 地学双書10, 民主主義科学者協会, 地学団体研究会.
- 天野 昌久・今西 茂(1958) 熊本市周辺の白亜系について. 「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 7, p. 149-150 (謄写印刷)
- BANNO, S. (1958) Glauconitic schists and associated rocks in the Oni district, Niigata Prefecture, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 29-44.
- 長谷 晃(1958) 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広島地学研報, no. 6, p. 1-50.
- 井上 保(1958) 八女郡変成岩地域の構造地質. 福岡学芸大紀要, 第3部, vol. 8, p. 39-46.
- 小島 文兄(1958) 三波川帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 88-100.
- 松本 達郎(1958) 筑紫山地変成岩地域の地質. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 141-161.

- 松本 徃夫(1958) 大分県火山史・由布岳鶴見岳の火山学的位置. 由布山, 湯布院町観光協会, p. 72-92.
- 村田 正文(1958) 秋吉台の地質構造(その1)「有孔虫」. no. 9, p. 10-19.
- 大庭 昇(1958) 鹿児島県大隅半島高隈花崗岩体. 鹿児島大理報, no. 7, p. 19-31.
- SEKI, Y. (1958) Glaucophanitic Regional Metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 233-258.
- TOMITA, T. and KARAKIDA, Y. (1958) Source identification of some granitic xenoliths in volcanic rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D (Geol.), vol. 8, p. 25-34.
- 山本 博達(1958) 肥後片麻岩中に見られる(堇青石)一鋼玉一尖晶石一金雲母一斜長石岩中の尖晶石. 地質雑, vol. 64, p. 264-265.
- 柳田 寿一(1958) 上部二畳系水越層. 地質雑, vol. 64, p. 222-231.
- BANNO, S. (1959) Aegirineaugites from crystalline schists in Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 65, p. 652-657.
- 今村 外治・楠見 久・中野 光雄・吉村 典久・岡本 和夫(1959) 三段峡・八幡高原地域を主とするいわゆる断層谷の地質学的研究. 三段峡と八幡高原(総合学術調査研報), p. 64-83.
- 井上 保(1959) 筑後変成岩類の構造. 地質雑, vol. 65, p. 639-651.
- 小島 丈児・吉田 博直・濡木 輝一(1959) 中国地方中生代後期の酸性火成活動からみた三段峡地方酸性火成岩類. 三段峡と八幡高原(総合学術調査研報), p. 45-63.
- 山本 博達(1959) 肥後片麻岩地域の超塩基性岩一特に蛇紋岩化作用と混成岩帯について一福岡学芸大紀要, 第3部, vol. 9, p. 67-86.
- 藤本雅太郎・橋本 光男(1960) 熊本県木ノ葉山および国見山を中心とする地域の深成岩および変成岩(予報). 地質雑, vol. 66, p. 27-34.
- 井上 保(1969) ゲフェーグ解析からみた筑後変成岩中の黒色片岩中の黒雲母の成因について. 地質雑, vol. 66, p. 575-585.
- IWASAKI, M. (1960) Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegirine from Suberi-dani, Tokushima Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 334-340.
- 松本 唯一(1960) 九州における溶結火山碎屑岩のあるものについて(演旨). 火山, series 2, vol. 5, p. 65.
- 村田 正文(1960) 秋吉台の地質構造. 東北大理地質古生物教室研邦文報, no. 53, p. 1-46.
- NOZAWA, T. and TAKAHASHI, K. (1960) On the Petrochemistry of Shishigawa Granodiorite. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 11, p. 489-502.
- 植田 芳郎・古川 允凡(1960) 天草上島の姫浦層群. 九大理学研報(地質学之部), vol. 5, p. 14-35.
- 坂野 昇平・MILLER, J. (1961) 領家および三波川変成帯の変成時期の新しい資料. 科学, vol. 31, p. 144.
- HASE, A. (1961) A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 42, p. 79-87.
- 勘米良亀齡(1961) 中部ペルム系小崎層. 九大理学研報(地質学之部), vol. 5, p. 196-215.
- 松本 徃夫(1961) 佐賀県杵島地区における古期玄武岩類および讃岐岩類, 九大生産科学研報, no. 29, p. 1-25.
- MILLER, J., SHIDO, F., BANNO, S. and UYEDA, S. (1961) New data on the age of orogeny and metamorphism in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 145-151.
- MIYAKAWA, K. (1961) General consideration on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrological features observed in the San-in provinces, Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya*

- Univ., vol. 9, p. 345-393.
- MIYASHIRO, A. (1961) Evolution of the metamorphic belts. *Jour. Petr.*, vol. 2, p. 277-311.
- 齊藤 信房・増田彰征・長沢 宏(1961) カリウム・アルゴン法による岩石の年令決定(演旨).
地質雑, vol. 67, p. 425-426.
- SUWA, K. (1961) Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 224-303.
- 橘 行一(1961) 五島列島相ノ島で見出された熱変成岩類とその原岩層の時代について(予報).
地学研究, vol. 12, p. 147-158.
- 高橋英太郎・末松 市松(1961) 島根県美濃・鹿足山地都茂地域の古期岩層の構造. 山口大理報,
vol. 12, p. 55-56.
- 種子田定勝(1961) 沖縄の変成岩. 岩鉱, vol. 46, p. 187-190.
- 植田 俊郎(1961) 熊本県八代地方の対称的な2つの広域変成地域. 地質雑, vol. 67, p. 526-539.
- 浦田 英夫(1961) 福岡市北東犬鳴地区の地質—とくに三郡変成岩類の層序について—九大教養地
学研報, no. 7, p. 57-68.
- 山下 昇(1961) 絶対年代にまつわる諸問題. 地質雑, vol. 67, p. 695-704.
- AMANO, M. (1962) The Geologic History of the Paleo-Shiranuhi Bay in the Neo-Cretaceous Period.
Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 33, p. 87-111.
- 愛媛県(1962) 愛媛県地質図および同説明書. 182p.
- 橘本 勇(1962a) 鹿児島県北薩地方の時代未詳層群の層序と構造. 九州教養地学研報, no. 8,
p. 47-62.
- (1962b) 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九大教養地学研報, no. 9, p. 13-
69.
- HASHIMOTO, M. and FUJIMOTO, M. (1962) The Konoha metamorphic rocks, Kyushu. *Bull. Natl. Sci. Mus.*, Tokyo, no. 50, p. 17-36.
- 端山 好和(1962) 三郡・三波川・領家各変成帯相互の関係. 地球科学, no. 63, p. 25-32.
- 広川 治・水野 篤行(1962) 5万分の1地質図幅「肥前高島付野母崎」および同説明書. 33p.,
地質調査所.
- 井上 英二(1962) 熊本県宇土半島三角周辺の新第三系. 地質調月, vol. 13, p. 1, 053-1, 071.
- 唐木田芳文・富田 達・松本 達郎(1962) 北九州花崗岩類の2・3の問題(演旨および討論).
地質雑, vol. 68, p. 373-376.
- 北原 順一(1962) 鳥取県多里地方産クロム鉄鉱の鉱物学的研究. 岩鉱, vol. 47, p. 167-174.
- 熊 本 県(1962) 20万分の1熊本県地質図および同説明書. 35p.
- 松本 達郎・野田 光雄・宮久三千年(1962) 日本地方地質誌, 「九州地方」. 423p., 朝倉書店, 東
京.
- 長浜 春夫(1962) 長崎県崎戸島炭田呼子ノ瀬戸断層運動について. 地質雑, vol. 68, p. 199-
208.
- 橘 行一(1962) 五島列島と西彼杵半島間の第三系基盤岩類, 特に長崎県下の花崗質岩類と関連
して. 長崎大教養紀要. 自然科学, vol. 3, p. 24-43.
- UEDA, Y. (1962) The type Himenoura Group with paleontological notes by MATSUMOTO, T. and
UEDA, Y. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D (Geol.), vol. 12, p. 129-160.
- YAMAMOTO, H. (1962) Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line
in the western part of Central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakuzei Univ.*, pt. 3, no. 12, p. 93-172.
- 坂野 昇平(1963) 熊本県木山東方の変成岩. 地質雑, vol. 69, p. 476-477.
- ・岩崎 正夫・MILLER, J. (1963) 九州西彼杵, 木の葉及び木山変成岩の雲母 K-Ar
年令. 日本地質学会, 関西支部報, no. 48, 西日本支部報, no. 32, 合併号, p. 6-7.

- 岩崎 正夫(1963) 長崎県変成岩地域の変成分帯(演旨). 地質雑, vol. 69, p. 321-322.
- ・加治 敦次・安田 治男・笠井 正也・小川 棋文(1963) 徳島市周辺藍閃片岩地域の地質と岩石(徳島市眉山の藍閃片岩類—第2報). 徳島大学芸紀要(自然科学), no. 13, p. 21-35.
- 唐木田芳文(1963) 福岡市西南部の変成岩類(演旨). 地質雑, vol. 69, p. 321.
- KONISHI, K. (1963) Pre-Miocene Basement Complex of Okinawa, and the Tectonic Belts of the Ryukyu Islands. *Sci. Rept. Kanazawa Univ.*, pt. 2, vol. 8, p. 569-602.
- 松本 征夫(1963) 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九大生産科学研報, no. 34, p. 1-21.
- MILLER, J., BANNO, S., HASHIMOTO, M. and IWASAKI, M. (1963) K-Ar ages of micas from the Sonogi, Konoha and Kiyama metamorphic terranes in Kyushu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 34, p. 197-203.
- 小野 晃司(1963) 5万分の1地質図幅「久住」および同説明書. 106p., 地質調査所.
- 高橋英太郎・松垣征二郎・原田 進造・岩崎 英夫・加治 道彦(1963) 山口県真長田地域三郡変成岩の地質構造・山口大理報, vol. 14, p. 45-48.
- 種子田定勝(1963) 阿蘇カルデラに関する一知見(演旨). 火山第2集, vol. 8, p. 46.
- 矢部 長克(1963) 西南日本における領家変成岩体外翼の推定位置. 地学雑, vol. 72, p. 6-10.
- YAMAMOTO, H. (1963) Metamorphic rocks of Kiyama district, east of Kumamoto City. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, pt. 3, no. 13, p. 63-69.
- 吉田 博直(1963) 近畿中国地方の後期中生代酸性火山岩類と“領家花崗岩類”との一・二の地域における関係. 広島地学研報, no. 12, p. 213-219.
- BANNO, S. (1964) Petrological studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 15, p. 203-319.
- 長谷 晃(1964) 広島県地質図説明書. 広島県, p. 31-59.
- 橋本 光男(1964) 三郡変成岩の岩石の総括. 科学博研報, vol. 7, p. 323-337.
- 河内 洋佑・石原 舜三・神戸 信和(1964) 鹿児島県双子島および黒神の角閃岩. 地質調月, vol. 15, p. 341-343.
- 小島 丈児(1964) 広島県地質図説明書. 182p., 広島県.
- 松本 達郎・勸米良龜齡(1964) 5万分の1地質図幅「日奈久」および同説明書. 147p., 地質調査所.
- 濡木 輝一(1964) 山口県東部の“三郡前縁剪断帯”の構造解析(演旨). 地質雑, vol. 70, p. 417.
- 大島 恒彦(1964) 長崎県野母半島の結晶片岩. 九大理学研報(地質学之部), vol. 7, p. 39-45.
- 辻 慎太郎(1964) 福岡県篠栗・香椎地方に分布する三郡変成岩. 地質雑, vol. 70, p. 483-492.
- 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.
- 鈴木 堯士(1964a) 高知県吾川郡地域における三波川帯と秩父帯の関係. 地質雑, vol. 70, p. 339-347.
- (1964b) 四国中央部における三波川帯と秩父帯との関係(演旨). 地質雑, vol. 70, p. 416.
- 田村 実・沢村 昌俊(1964) 上部白亜系見岳山層. 熊本大教育紀要(自然科学), no. 12, p. 15-22.
- 山本 博達(1964) 熊本市東方木山地区の変成岩. 九大理学研報(地質学之部), vol. 7, p. 33-38.
- BANNO, S. and MILLER, J. (1965) Additional Data on the Age of Metamorphism of the Ryoke-Abukuma and Sanbagawa Metamorphic Belts, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 36, p. 17-22.

- 唐木田芳文(1965a) 中九州に点在する変成岩類と問題点. 変成岩 (“日本の変成帯形成史の総合研究”連絡紙), no. 1, p. 4-14.
- (1965b) 福岡市能古島・香椎の北崎花崗閃緑岩と三郡変成岩. 西南学院大学文理論集, vol. 6, p. 19-44.
- KARAKIDA, Y., TOMITA, T., GOTTERID, D., STERN, T. W. and ROSE, H. J. (1965) Lead-Alpha Ages of Some Granitic Rocks from North Kyushu and Central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 16, p. 249-263.
- 小西 健二(1965) 琉球列島(南西諸島)の構造区分. 地質雑, vol. 71, p. 437-457.
- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (Chief Ed.) (1965) *The Geologic Developments of the Japanese Islands*. 442p., Tsukiji Shokan Co. Ltd., Tokyo.
- 都城 秋穂(1965) 変成岩と変成帯. 458p., 岩波書店, 東京.
- 太田 良平・河内 洋佑(1965) 5万分の1地質図幅「鹿屋」および同説明書. 56p., 地質調査所.
- SHIBATA, K. and KARAKIDA, Y. (1965) Potassium-argon ages of the granitic rocks from the northern Kyushu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 443-445.
- and YAMAMOTO, H. (1965) Potassium-argon age determination on the Higo metamorphic rock. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 283-284.
- SUZUKI, T. (1965) On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line. *Geol. Rept. Hiroshima Univ.*, no. 14, p. 293-306.
- 高橋英太郎・宇都 重俊・三原 章・高橋 宏邦(1965) 山口県田部盆地東部および南部の中・古生層. 山口大理報, vol. 15, p. 33-49.
- 山本 博達(1965) 九州中部の時代未詳片状岩. 岩石構造(構造岩石学研究会機関紙), no. 7, p. 16-18.
- 今村 外治・濡木 輝一・沖村 雄二(1966) 西中国脊梁山地の地質概観. 島根県・広島県・西中国山地国定公園候補地学術調査報告, p. 27-48.
- 唐木田芳文(1966) 根子岳熔岩の捕獲岩. 西南学院大学文理論集, vol. 6, p. 117-130.
- 河野 義礼・植田 良夫(1966) 本邦火成岩の K-Ar Dating (V). 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- ・————・村上 允英(1966) 山口県美弥市産花崗岩質岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 56, p. 183-186.
- 山
森 善蔵・種子田定勝(1966) 別府市利水墜道産黒雲母片麻岩の岩塊—九州における新生代火山岩類中の外来岩片. 岩鉱, vol. 56, p. 75-77.
- 濡木 輝一(1966) 山口県東部の三郡変成帯と領家帯の間に発達した剪断帯の構造岩石学的研究. 地質雑, vol. 72, p. 219-231.
- 田村 実・田代 正之(1966) 熊本市南方の上部白亜系. 熊本大教育紀要, 自然科学, no. 14, p. 24-34.
- 内田 信夫(1966) 御荷鉾構造線. 成蹊論叢, vol. 16, p. 510-535.
- 波田 重熙(1967a) 和歌山県有田川中流地域の地質(演旨). 地質雑, vol. 73, p. 131.
- HADA, S. (1967b) Geology of the Middle-Aritagawa District, Wakayama Prefecture, with Special Reference to the Relationship between the Chichibu Belt and the Sambagawa Belt. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 20, p. 39-60.
- 長谷 晃(1967) 西南日本内帯における後期中生代の構造発達史—とくに火成活動と関連して—(関門周辺地域). 地団研専報, 13 (西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史), p. 32-34.
- 早瀬 一・石坂 恭一(1967) Rb-Sr による地質年令(I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 加納 博(1967) 九州の二疊紀礫岩に含まれる花崗質岩石の化学成分—含花崗岩質礫岩の研究(その15)—柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 24-33.

- 唐木田芳文・井上 保・大島 恒彦・宮地 貞憲(1967) 朝地変成岩. 変成帯(“日本の変成帯形成史の総合研究”連絡紙), no. 4, p. 26-28.
- 河野 義礼・植田 良夫(1967) 本邦産火成岩の K-Ar dating(VI)—花崗岩類の総括. 岩鉱, vol. 57, p. 177-187.
- 黒田 吉益・宮城 宏之(1967) 沖縄・石垣島の変成岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 148-152.
- 野沢 保・太田 良平(1967) 内之浦地域の地質. 37p., 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所.
- 大島 恒彦・井上 保・唐木田芳文・山本 博達・宮地 貞憲(1967) 大分県朝地変成岩類(要旨). 地質雑, vol. 73, p. 113.
- 神 昌宏・山本 博達(1967) 熊本県山鹿地域の変斑れい岩. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 175-179.
- 桶 行一(1967) K-Ar 法による天草下島の結晶片岩類の変成の時代について. 岩手大教育研究年報, vol. 27, 第3部, 自然, p. 53-59.
- 寺岡 易司(1967) 中九州東部の基盤構造. 変成帯(総研「日本の変成帯形成史」連絡紙), no. 4, p. 18-19.
- TsUJI, S. (1967) Petrology of the Higo Metamorphic Complex in the Kosa-Hamamati Area, Kumamoto Prefecture, Kyushu. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 38, p. 13-25.
- 柳 哮(1967) 筑後変成岩類について(演旨). 地質雑, vol. 73, p. 113.
- ISOMI, H. (1968) *Tectonic map of Japan*. Geological Survey of Japan.
- MATSUMOTO, T., KANMERA, K. and SAKAMOTO, H. (1968) Notes on two Cretaceous *Ammonites* from the Tomochi Formation. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 39, p. 139-148.
- 長沢 力(1968) 長野県上松町付近の花崗岩質岩の K-Ar 法による年代測定. 岩鉱, vol. 60, p. 93-101.
- 佐藤 光男・井上 保(1968) 熊本県上益城郡矢部町西方の“間の谷変成帯”について. 福岡教育大紀要, 第三分冊, 理科編, no. 18, p. 155-161.
- SHIBATA, K. (1968) K-Ar age determination on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 227, 71p.
- and HAYAMA, Y. (1968) K-Ar ages of the Ryoke metamorphic rocks of the Komagane district, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 213-218.
- 植田 良夫・大貫 仁(1968) 本邦変成岩の K-Ar dating(1)—九州八代片麻岩類・木山並びに彼岸変成岩類. 岩鉱, vol. 60, p. 159-166.
- UENO, N., OZIMA, M., KUNO, H. and SHIMIZU, N. (1968) Rb-Sr and K-Ar isotopic investigations of granodiorites and associated metamorphic rocks from the Ryoke-Abukuma metamorphic belt. *Preprint of “Japan-U.S. scientific cooperation Meeting on Lead and Strontium isotopes in basaltic and granitic rocks of the Pacific Ocean Basin.”* p. 31-37.
- HAYASE, I. and NOHDA, S. (1969) Geochronology on the “Oldest rock” of Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 3, p. 45-52.
- 岩崎 正夫(1969) 三波川帯と秩父帯との境界にある変成岩類—いわゆる“みかぶ帯”の岩石—地質学論集, 第4号, 変成帯研究の最近の進歩. 日本地質学会, p. 41-49.
- 鎌田 泰彦・渡辺 博光(1969) 五島列島福江島南部の地質学的研究. 長崎大教育自然科学研報, no. 20, p. 109-119.
- 勘米良亀齡(1969) 討論. 地質学論集, 第4号, 変成帯研究の最近の進歩, 日本地質学会, p. 20.
- 唐木田芳文(1969) 福岡市西南方, 飯場—雷山地区の複変成ホルンフェルス中のアルマンディンざくろ石. 九大理学研報(地質学之部), vol. 9, p. 99-104.

- 唐木田芳文・山本 博達・宮地 貞憲・大島 恒彦・井上 保(1969) 九州の点在変成岩類の特徴と構造, 地質学的位置. 地質学論集, 第4号, 変成帯研究の最近の進歩, 日本地質学会, p. 3-21.
- 黒田 吉益・田崎 耕市(1969) 変成帯の超塩基性岩類. 地質学論集, 第4号, 変成帯研究の最近の進歩, 日本地質学会, p. 99-108.
- 濡木 輝一(1969) 中国地方における三郡変成岩類と“非変成”古生界の地質学的関係. 地質学論集, 第4号, 変成帯研究の最近の進歩, 日本地質学会, p. 23-38.
- SHIBATA, K. and IGI, S. (1969) K-Ar ages of muscovite from the muscovite schist of Sangun metamorphic terrain in the Tari district, Tottori Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, p. 707-709.
- 植田 良夫・大貫 仁(1969) 九州地方変成岩類の K-Ar dating (I) (演旨). 地質雑, vol. 75, p. 84.
- UEDA, Y. and ONUKI, H. (1969) K-Ar dating on the metamorphic rocks in Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 10, p. 313-321.
- 植田 良夫・山岡 一雄・大貫 仁・田切美智雄(1969) 本邦変成岩の K-Ar dating (II) —南部阿武隈山地, 日立変成岩類一. 岩鉱, vol. 61, p. 92-99.
- UENO, N., OZIMA, M. and ONO, A. (1969) Geochronology of the Ryoke metamorphism, Rb-Sr, K-Ar isotopic investigation of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt. *Geochem. Jour.*, vol. 3, p. 35-44.
- 柳 喙(1969) 筑後変成岩の岩石学的研究. 九大理学研報 (地質学之部), vol. 9, p. 89-98.
- 橋本 光男(1970) 三郡変成岩. 地学事典, p. 429-430, 平凡社, 東京.
- 市川浩一郎・藤 至則・島津 光夫(1970) 日本列島地質構造発達史. 232p., 築地書館, 東京.
- 海底地質調査技術グループ(1970) 九州西方甕島海域の海洋地質調査—地質調査所による1969年度調査研究航海—(その3). 地質ニュース, no. 190, p. 1-20.
- 柴田 賢・野沢 保(1970) 飛騨変成帯の Rb-Sr 年代. 地球化学, vol. 14, no. 1, p. 12-19.
- SHIBATA, K., NOZAWA, T. and WANLESS, R. K. (1970) Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canada. Jour. Earth Sci.*, vol. 7, p. 1383-1401.
- 清水大吉郎(1970) 秩父帯. 地学辞典, p. 697, 平凡社, 東京.
- 高橋英太郎・他16名(1970) 島根県美濃・鹿足山地・横田・日原地域の古生層. 山口大理報, vol. 19, p. 41-57.
- 寺岡 易司(1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地質調報, no. 237, 84 p.
- 徳岡 隆夫(1970) 長門構造帯. 地学辞典, p. 802-803, 平凡社, 東京.
- 磯見 博・松井 和典・片田 正人・河田 清雄・長浜 春夫・服部 仁・鎌田 泰彦(1971) 対馬・五島海域の地質. シンポジウム資料, 九州周辺海域の地質学的諸問題, 連合学術大会, p. 27-37.
- 黒田 吉益(1971) 琉球列島の変成岩類—シンポジウム資料—, 九州周辺海域の地質学的諸問題, 連合学術大会, p. 89-90.
- 村上 允英(1971) 長門構造帯台地域の蛇紋岩類に伴われる花崗岩質岩類の岩石学的研究. 松下久道教授記念論文集第2部, p. 57-66.
- 大島 恒彦・唐木田芳文・宮地 貞憲・山本 博達・井上 保(1971) 朝地変成岩. 松下久道教授記念論文集第2部, p. 381-390.
- 山本 博達・牛島 昌徳(1971) 大分県佐賀関半島の三波川変成岩類と塩基性岩. 松下久道教授記念論文集第2部, p. 407-417.
- 柳 喙(1971) 福岡県杷木町地方に露出する花崗閃緑岩の Rb-Sr 年令. 松下久道教授記念論文集第1部, 九大理学研報 (地質学), vol. 11, p. 45-48.

石坂 恭一(1972) 黒瀬川構造帯の火成岩・変成岩の Rb-Sr 年代. 地質雑, vol. 78, p. 569-575.

柴田 賢・WANLESS, R. K.・加納 博・吉田 尚・野沢 保・猪木 幸男・小西 健二
(1972) 日本列島の 2・3 のいわゆる基盤岩類の Rb-Sr 年代. 地質調月, vol. 23, p. 505-510.

Geotectonics of Northern Kyushu

—Problems concerning the “Nagasaki Dreiecke”—

By
Osamu HIROKAWA

Abstract

Introduction

E. NAUMAN (1885, 1893) divided the Japanese islands into the following two zones: the Inner Zone conspicuous in acidic intrusions, gneiss, and schists of high temperature type and the Outer Zone characteristic of zonal arrangement of sedimentary rock and schists of high pressure type (Fig. 1).

F. v. RICHTHOFEN (1903) distinguished the triangular area (blank area of Kyushu in Fig. 2) having both features of the Outer and Inner Zones between the Matsuyama-Imari and the Matsuyama-Yatsushiro lines from the two zones mentioned above and named the peculiar area the “Nagasaki Dreiecke” (Fig. 2).

In Kyushu where the Japanese islands arc meets with the Ryukyu islands arc, the parallel arrangement of the main metamorphic belts, such as the Sangun, the Ryoke, and the Sambagawa belts in Southwest Japan is not only intensely disturbed, but also particularly in the “Nagasaki Dreiecke” area the basements, such as the metamorphic rocks, Paleozoic, etc. are exposed only in scattered areas due to the wide cover of the Cretaceous and Cenozoic (Figs. 5, 10, and 12). It is, therefore, very difficult sufficiently to clarify the geologic structures of the basements in this area.

Many geologists have discussed the problem on the relation of the sparsely isolated basements to the parallel metamorphic belts developed in Southwest Japan and of the border lines of the “Nagasaki Dreiecke” to the Median Tectonic Line (Figs. 4–8, and 11). Nevertheless, there seem to be many problems still waiting solution.

In this paper the study works published on the subject how the parallel metamorphic belts in Southwest Japan are disturbed and related to each other in Kyushu are reviewed, and the subject is discussed on the basis of data obtained mainly from references.

Brief review of study works

I. It is the most important for the subject to clarify how the schist around Nagasaki and the gneiss and schist south of Kumamoto in the “Nagasaki Dreiecke” area are related respectively to the parallel metamorphic belts in Southwest Japan (Fig. 12).

a. Since about 1901 the schist of high pressure type around Nagasaki (the Nagasaki metamorphic rock) had been connected mainly from the rock features with the Sambagawa metamorphic belt traced from the east to the Saganoseki Peninsula in Kyushu.

Since about 1950 certain geologists have supposed, however, from no conspicuous difference in either rock facies or structures between the Sambagawa and the Sangun metamorphic rocks and the closer location of the Nagasaki metamorphic rock to the latter that the Nagasaki metamorphic rock corresponds to the Sangun metamorphic rock (Figs. 5 and 12, Table 1).

In 1963 it was known that the absolute age of the Nagasaki metamorphic rock is closer to that of the Sambagawa metamorphic rock than to the age of the Sangun metamorphic rock (Table 3). Since then some geologists have doubted the correspondence of the Nagasaki metamorphic rock to the Sangun meta-

morphic belt.

On the other hand, a conceptual view has been sustained by a number of geologists since about 1910 that the Nagasaki metamorphic rock and the schist of the Amakusa islands are included in a metamorphic belt of NS trend quite different from the EW trend of the parallel main metamorphic belts in Southwest Japan (Figs. 4–8). This structural problem has prevented some geologists to connect the Nagasaki metamorphic rock with the Sambagawa metamorphic rock belt inspite of the similarity of their absolute ages and metamorphic facies (Tables 1 and 3). In recent years certain geologists have been inclined to connect the Nagasaki metamorphic rock with the schist on the Ryukyu islands arc or to frame for the Nagasaki metamorphic rock a belt other than the parallel main metamorphic belts mentioned above (Figs. 7 and 8).

b. The gneiss and schist of high temperature type south of Kumamoto (the Higo metamorphic rock) has been regarded as a western extension of the Ryoke metamorphic belt from the similarity of their metamorphic facies by a large majority of geologists since 1896 in spite of considerable differences in original rocks between the two metamorphic rocks (Figs. 4–8, and 11). However, certain geologists supposed that the Higo metamorphic rock was parts of the basements probably of Precambrian age upheaved into a higher horizon by geotectonic disturbances as in the Kurosegawa structural zone within the Chichibu belt mainly underlain by the upper Paleozoic (Fig. 10). H. YAMAMOTO (1962) insisted principally from a view point of the metamorphic facies that the Higo metamorphic rock belt is not an extension of the Ryoke metamorphic belt but a member of another metamorphic belt (Fig. 9).

Certain geologists have considered from the standpoint of both metamorphic facies and geologic structure that the Higo metamorphic rock was produced by the effect of the Ryoke metamorphism on the Sangun or the Sambagawa metamorphic rock.

2. There are the following different views on the principal subject of this paper.

a. T. KOBAYASHI (1941) intended to connect the Nagasaki metamorphic rock through the “Sonoki bending” with the Sambagawa metamorphic belt and supposed that the Sambagawa metamorphic rock in Kyushu was xenolithic or like roof-pendant in the Ryoke gneiss (Fig. 4).

b. N. YAMASHITA (1957) regarded the Nagasaki metamorphic rock (named the Sonoki metamorphic rock by him) as a western extension of the Sangun metamorphic belt and the Higo metamorphic rock belt as the western part of the Ryoke metamorphic belt crossing obliquely the Sangun metamorphic belt in Kyushu (Fig. 5).

c. According to K. MIYAKAWA (1961) the Sangun metamorphic belt which continued to the Nagasaki metamorphic rock was thrust up, on a large scale, over the Ryoke metamorphic belt turning the structural trend of the Nagasaki metamorphic rock to the NS direction, and finally the metamorphic rocks of Sangun type, such as the Kiyama, the Manotani, and the Ryuhozan, remain between the metamorphic rocks of Ryoke type, such as the Higo and the Konoha through later tectonic movements and denudation (Fig. 11).

d. Y. HAYAMA (1962) supposed that the Sangun and the Sambagawa metamorphic belts were originally united in Kyushu and continued to the Nagasaki metamorphic rock belt, and the Ryoke metamorphic belt was formed in the synclinal part between the two metamorphic belts, accompanied by a great granitic intrusion of middle Cretaceous (Fig. 6).

e. Y. KARAKIDA et al. (1969) have considered that in Kyushu the Ryoke metamorphic belt obliquely superimposes the Sangun metamorphic belt and stretches to the Higo metamorphic rock belt. They have inclined to the view that the Sambagawa schist disappears west of the Saganoseki Peninsula and the Nagasaki metamorphic rock may belong to a metamorphic belt of the Ryukyu islands arc (Fig. 7).

f. According to Y. TERAOKA (1970) both of the Higo and the Asaji metamorphic rocks are polymetamorphic rocks derived by the Ryoke metamorphism from the Sambagawa metamorphic rock probably developed in the major part of Kyushu, and the Nagasaki metamorphic rock is a member of a different

metamorphic belt from the parallel main metamorphic belts in Southwest Japan, although the approximation of the absolute ages between the Nagasaki and the Sambagawa metamorphic rocks is noticed (Fig. 8).

Discussion

1. Chichibu belt in Kyushu and tectonic situation of the Higo belt

It seems to be necessary that the Mizukoshi formation of Upper Permian as well as the Higo belt comprising the Manotani, the Higo, and the Ryuhozan metamorphic rocks in Kyushu is further discussed as to the tectonic situations (Figs. 8-10, and 14).

In Shikoku the greater part of the Chichibu belt is underlain mainly by the Lower to Middle Permian which is divided into three zones nearly parallel and different in lithofacies and the Upper Permian is sparsely distributed in the neighbourhood of the intermediate zone of the three (Fig. 12). In Kyushu the Upper Permian (the Kuma and the Mizukoshi formations) is distributed on both sides of the Higo belt, and the presumed Upper Permian (the Nishikawauchi formation) exposed on the south of the Saganoseki metamorphic rock belt (Figs. 8 and 12). Though the northernmost zone of the three zones developing in Shikoku disappears in Kyushu, the distribution of the Permian and tectonic features, as will be stated later, seem to prove that the northernmost zone was once stretched further to the north of the Mizukoshi formation or is concealed beneath younger rocks in Kyushu (Fig. 12).

On the other hand, the Manotani, the Higo, and the Ryuhozan metamorphic rocks are similar in sedimentary facies to the rocks of the intermediate zone in Shikoku and of the probably equivalent zone of Kyushu. The middle Permian and underlying formation are locally metamorphosed into various schists partly bearing glaucophane in the intermediate zone in Shikoku and the equivalent zone of Kyushu. Besides, small bodies of serpentinite are exposed in the Higo belt as well as in the intermediate zone in Shikoku and the equivalent zone in Kyushu (Fig. 9). It follows from those evidences that the three metamorphic rocks under consideration lie within the Chichibu belt and have originated from the rocks equivalent to the rocks composing the intermediate zone of the Permian in Shikoku.

2. Southern limit of the Ryoke metamorphic belt and discontinuity between the belt and the Higo belt

It is inferred from similar features between the metamorphic rock at the root of the Takanawa Peninsula, the Asaji metamorphic rock referred to the Ryoke metamorphic rock by certain geologists and its xenoliths in the Nekodake lava of Mt. Aso that the southern border line of the Ryoke metamorphic belt in Kyushu passes between the Asaji and the Saganoseki metamorphic rocks and near Nekodake of Mt. Aso (Fig. 12).

Besides, the conglomerate of the Upper Cretaceous northeast of Kumamoto contains the pebbles probably derived from the schist of high pressure type to the south and from the granitic rock, biotite schist of high temperature type, etc. to the north. This evidence and the situation of the Upper Cretaceous formation may prove that a tectonic line or zone between the two types of rocks allied to the Sambagawa and the Ryoke metamorphic rocks is concealed near or beneath the Upper Cretaceous (Fig. 12, Table 2). Therefore, the southern limit of the Ryoke metamorphic belt runs rather to Kumamoto than to the Higo metamorphic rock belt which belongs possibly to a metamorphic belt other than the Ryoke belt (Fig. 12).

In addition, the Saganoseki metamorphic rock belt belonging to the Sambagawa metamorphic belt is obstructed its southwestward way by the Asaji metamorphic rock belt belonging to the Ryoke metamorphic belt and so a remarkable discontinuity is inferred between the two metamorphic rock belts beneath the Upper Cretaceous (the Onogawa group) (Fig. 12). This suggests that the Asaji metamorphic rock was moved or displaced from the north to the present position and its structural trend turned from an approximate EW direction to the NE-SW (Fig. 13). This suggestion favors the view that the Ryoke metamorphic belt is not connected with the Higo belt.

3. Southward bending and movement of northern Kyushu

The Nagasaki metamorphic rock lies closer to the Sangun metamorphic rock than to the Sambagawa

metamorphic rock as far as their present exposures are concerned, but is more similar in the absolute age to the latter than to the former (Fig. 12, Table 3).

Supposing that the metamorphism started on both of the Sangun and the Sambagawa metamorphic belts at the same time, the Nagasaki metamorphic rock probably kept a similar pace in the process of the metamorphism with the Sambagawa metamorphic rock but not with the Sangun metamorphic rock. Consequently the writer is inclined to support the view that the Nagasaki metamorphic rock belt was once connected with the Sambagawa metamorphic belt. If that is true, the southern limit inferred of the Ryoke metamorphic belt is supposed to have passed once at least near the Matsuyama-Imari line, namely the northern border of the Nagasaki Dreiecke: the northern Kyushu area is presumed to have been bent and moved relatively southward.

4. Explanations by the above-mentioned presumption of the geologic phenomena in and around northern Kyushu

The geologic phenomena in and around northern Kyushu may be systematically deduced from the presumption.

a. The remarkable zonal arrangement of the Chichibu and the Shimanto belts in Kyushu as well as in Shikoku and the more extensive development of the metamorphic Paleozoic of high pressure type within the Chichibu belt in Kyushu than in Shikoku suggest the development of the Sambagawa metamorphic belt far to the west of the Saganoseki Peninsula. The disappearance of the Sambagawa metamorphic rock on the surface of the major part of Kyushu may be due to that the Sambagawa metamorphic rock was thrust up and concealed by the Sangun and the Ryoke metamorphic rocks or pressed into below the Chichibu belt.

b. The obstruction of the Saganoseki metamorphic rock belt by the Asaji metamorphic belt accompanied by a conspicuous cataclastic granite zone and the great discontinuity inferred between the two metamorphic rock belts beneath the Upper Cretaceous are probably due to the tectonic movement presumed which turned the structural trends of the Asaji metamorphic rock and associated cataclastic granitic rocks (the Ryoke metamorphic rock belt) from an approximate EW direction to the present NE-SW.

c. The disappearance in Kyushu of the northernmost zone of the Permian three zones developed in Shikoku suggests that the northernmost zone was pressed down below the Sambagawa and the Ryoke metamorphic belts by the thrusting or scraped off by the tectonic movement.

d. The Suetakegawa tectonic line of a NE-SW direction between the Sangun and the Ryoke metamorphic belts accounts for that the tectonic movement caused the Sangun metamorphic belt to turn from a structural trend of approximate EW to the present trend of NE-SW and to obstruct the Ryoke metamorphic belt of EW trend.

e. In western Chugoku some faults of NE-SW strike are characteristic of strike slip of 20 km, 40 km, etc. and the areas on the north of the faults are generally displaced towards the southwest relatively to the areas on the south. Besides, the acidic volcanic and granitic rocks bodies of Cretaceous age are elongate in the NE-SW direction. Consequently, the acidic volcanic and granitic rocks were probably extruded and intruded along the tectonic zones.

f. The structural trend of the Sangun metamorphic rock is NE-SW in the western Chugoku, ENE-WSW in the eastern part of northern Kyushu, EW in the western part, and NW-SE to the north of Kumamoto (Figs. 12 and 14). The variation of the structural trends possibly resulted from the movements of the Sangun metamorphic belt from the north or northwest southward.

g. The Upper Cretaceous basin, extending in a NE-SW direction over the Ryoke and the Sambagawa metamorphic belts, and the Chichibu belt, in Kyushu, possibly was generated along rupture and depression zones related to the movements of the metamorphic belts from the north or northwest southward (Fig. 12).

h. The granitic rocks and the Sangun metamorphic rock developed in northern Kyushu abruptly come to a rupture in the western border and are separated from the Nagasaki metamorphic rock by a Cenozoic belt of NWN-SES direction (Fig. 12). A great fracture zone which is thus presumed in the base-

ment beneath the Cenozoic cover belt was probably caused by the southward movement of the northern Kyushu area.

i. The structural trend of the metamorphic rock of the Nomo Peninsula is in a NE-SW direction but that of the Nishisonogi Peninsula and the strike of the fault between the metamorphic rock and the cataclastic granite are nearly in the NS direction (Fig. 12). This oblique intersection of the structural trends was probably caused by the partial movement of the Nishisonogi schist of the Nagasaki metamorphic rock which corresponds with the Sambagawa metamorphic rock and by the movement of the granite mass which may be referred to the Ryoke metamorphic belt.

j. Some formations holding limestone boulders or chert pebbles in Ainoshima and the Goto islands suggest that nonmetamorphic Paleozoic underlies the formations or at the sea bottom. The Paleozoic formation presumed is possibly allied to the nonmetamorphic Paleozoic developed in western Chugoku.

5. Major displacement stages of the Sangun, the Ryoke, the Sambagawa metamorphic belts and intrusion stage of the granites

The presumption of the bending and movement of the northern Kyushu necessarily directs the writer's attention to the problems of the geologic age when the metamorphic belts in question were the most largely and intensely displaced.

From the following reasons the major displacement stage of the belt is inferred to be during or posterior to the main metamorphic stages of the Ryoke and the Sambagawa metamorphic belts and before the sedimentation of the Cenomanian (the Onogawa group) (Figs. 12 and 14, Table 3).

a. The Ryoke metamorphic rock is bounded with the Sangun metamorphic rock by the Suetakegawa tectonic line formed evidently prior to the intrusion of the granitic rock of late Cretaceous (the Hiroshima granite).

b. The tectonic line inferred between the Asaji and the Saganoseki metamorphic rock belts is covered by the Onogawa group with an unconformity.

Furthermore, the following evidences prove that the major displacement of the metamorphic belts was at the beginning of Cretaceous or earlier.

a. In the westernmost part of the Chugoku district the most important tectonic movement through the period from Jurassic to Cretaceous is represented by the unconformity beneath the Lower Cretaceous (the Kanmon group) and the large to small breccia of limestone probably related to thrusting in the basal conglomerate of the Kanmon group.

b. The major fold axes of the Kanmon group distributed over northern Kyushu and western Chugoku district trend nearly EW, therefore, the general structural trends of NE-SW developed in the older rocks were probably formed before the sedimentation of the Kanmon group.

The granitic rocks on the northern side of the Asaji metamorphic rock zone, on the west side of the Nishisonogi metamorphic rock area and in the Higo belt were probably intruded prior to the major bending and movement of the metamorphic belts, but the granitic rocks in Chugoku, northern Kyushu, and the Ainoshima area, posterior to the disturbances.

Summary

To sum up the foregoing the mutual relation of the metamorphic belts should be concluded as follows (Fig. 14):

The belts, such as the Sangun, the Ryoke, the Sambagawa metamorphic belts and the Chichibu belt were once nearly parallel in the western part of Southwest Japan, but in and around northern Kyushu the metamorphic belts were bent and displaced by a great tectonic movement southward relatively to the Chichibu belt and to the westernmost wing of the metamorphic belts at the same stage. Through this movement, some belts were pressed down beneath or thrust up over, the other ones, and the faults of a large scale with associated strike slip or fracture zones were formed between the metamorphic belts or between the metamorphic belts and the Chichibu belt. Such tectonic movements resulted in the displace-

ment and scattered distribution of the metamorphic rocks in the major part of northern Kyushu. On the contrary the westernmost wing on the west of the northern Kyushu moved for less distance than the eastern area beyond the Imari-Unzendake zone, and the granite zone and a part of the Nagasaki metamorphic rock belt respectively equivalent to the western wings of the Ryoke and the Sambagawa metamorphic belts turned partially their structural trends from an approximate EW direction to the NS.

The southern border of the Ryoke metamorphic belt passes through the south of the Asaji metamorphic rock belt and near by Kumamoto curving with a convex side southward and turns its trend northward to stretch to the north of Imari and takes a sudden turn southward to continue the Yobukonoseto fault.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 251 号

地質調査所：北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—, 1974

第 252 号

HASE, H.: Geologic remote sensing of the Kusatsu—Manza geothermal area, central Japan, 1974

第 253 号

ONOE, T.: A middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan, 1974

第 254 号

地震波速度変化研究グループ：爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究，第 1 部 観測報告，第 2 部 走時の解析結果，1975

第 255 号

SUZUKI, T.: Heavy mineral composition of the recent marine sediments in three different environment, 1975

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 251

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN: Cretaceous granitic rocks in the Kitakami mountains—Petrography and zonal arrangement—, 1974 (in Japanese with English abstract)

No. 252

HASE, H.: Geologic remote sensing of the Kusatsu—Manza geothermal area, central Japan, 1974 (in English)

No. 253

ONOE, T.: A middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan, 1974 (in English)

No. 254

RESEARCH GROUP FOR SEISMIC WAVE VELOCITY: Precise measurements of changes in seismic wave velocities by means of explosion-seismic method, 1975 (in Japanese with English abstract)

No. 255

SUZUKI, T.: Heavy mineral composition of the recent marine sediments in three different environment, 1975 (in English)

北部九州の地質構造 —長崎三角地域にまつわる問題—

広川 治

地質調査所報告, no. 256, p. 1~78, 1976

14 illus., 3 tab.

問題の多い「長崎三角地域」の地質構造に関する文献資料の編集を行い、問題解決に貢献しようとした。報文の主題は「見事に東方から帯状配列をしてきた三郡、領家、三波川帯などが、九州においてどのような関係にあるか」ということで、前半は研究史を編み、後半は主として文献資料をもとにして考察を行った。その結果は、「領家帯や三郡変成帯などからなる北九州地域が、主として白亜紀前に、変成帯西翼と秩父帯に対し、相対的に南方に屈曲、移動した」という作業仮説により、本報文の主題が合理的に説明されようである。

昭和 51 年 1 月 5 日 印 刷

昭和 51 年 1 月 10 日 発 行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

A. a. XVIII.

REPORT No. 256

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

GEOTECTONICS OF NORTHERN KYUSHU
—PROBLEMS CONCERNING THE
“NAGASAKI DREIECKE”—

By

Osamu HIROKAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

1976

地質調報

Rept. Geol. Surv. J.

No. 256, 1976