

朝地変成岩のナップ構造と九州の地質構造の問題(予報)

早坂 康隆*・原 郁夫*・吉開 健志**

Nappe structure of the Asaji metamorphic rocks, with special reference to
geological structure of the basement complexes in Kyushu

Yasutaka HAYASAKA*, Ikuo HARA* and Takeshi YOSHIGAI**

Abstract The Asaji metamorphic rocks in the Notsuharu area, Oita Prefecture are composed mainly of pelitic rock, psammitic rock, chert, basic rock and serpentinite. The last forms serpentinite mélangé zone, including many blocks of metamorphic rocks, and shows an overturned fold of SE vergence with the NE plunging fold axis and NNW dipping axial plane. The metamorphic rocks are divided into two groups, separated from each other by the mélangé zone. One occupies the horizon below the mélangé zone and the other above.

Carbonaceous materials from 32 pelitic rock samples were examined by TAGIRI's (1981) X-ray diffraction method in order to compare their metamorphic grade. The results show the distinct discontinuity of metamorphic grade between two groups of both sides of the mélangé zone. It is concluded that the sequence above the mélangé zone is a nappe (Hikata nappe), and the SE vergenced overturned fold has been formed during the formation of the nappe structure.

The Asaji metamorphic rocks are considered to belong to the Ryoke metamorphic rocks. In Kyushu, apparent continuity of the Sambagawa belt terminate at the Saganoseki Peninsula just to the east of the Notsuharu area. It appears from the above that the nappe of the Ryoke metamorphic rocks such as the Hikata nappe overlies the Sambagawa belt in Kyushu. Incidentally, the Nagasaki metamorphic rocks would belong to the Sambagawa metamorphic rocks.

はじめに

西南日本の先白亜系の示す帯状配列が九州に至って急激に乱れるように見えることはこれまで繰り返し指摘されてきた。RICHTHOFENの長崎三角地域(Nagasaki Dreiecke)の提唱に始まるというこの点についての議論・研究の流れについては、広川(1976)による詳細なまとめがある。Fig. 7に見られるように、明らかな三波川変成岩の連続は九州東端の大分県佐賀関半島で途絶える。領家変成岩とその随伴花崗岩類は九州東部では国東半島・別府市北西に露出

し(大分県, 1951; 笠間, 1953; 森山・種子田, 1966), おそらくその南方の朝地変成岩(小野, 1963), さらに西南西へ延び, 熊本県中央部の肥後変成岩(松本, 1949; 野田, 1962), 天草上島の姫浦地域(松本, 1939; 山本, 1953), さらに西方の甌島へと幅狭く続くものと考えられている。一方, 九州西部の西彼杵半島・長崎半島・天草下島の高浜地域にはその帰属は明確にされていないが, 岩相と放射年齢(60~90 Ma)が三波川変成岩によく似た高圧型結晶片岩(長崎変成岩)が分布しており, 実際にそれら, あるいはその一部は三波川帯に属するものと主張する研究者は多い(KOBAYASHI, 1941; 岩崎, 1953; 広川, 1976; 豊原ほか, 1988など)。もしそうであるなら, Fig. 7に明らかなように三波川帯の連続を領家帯が

* 広島大学理学部地質学鉱物学教室。Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

** 応用地質株式会社。Oyo Corporation, 112 Tokyo.

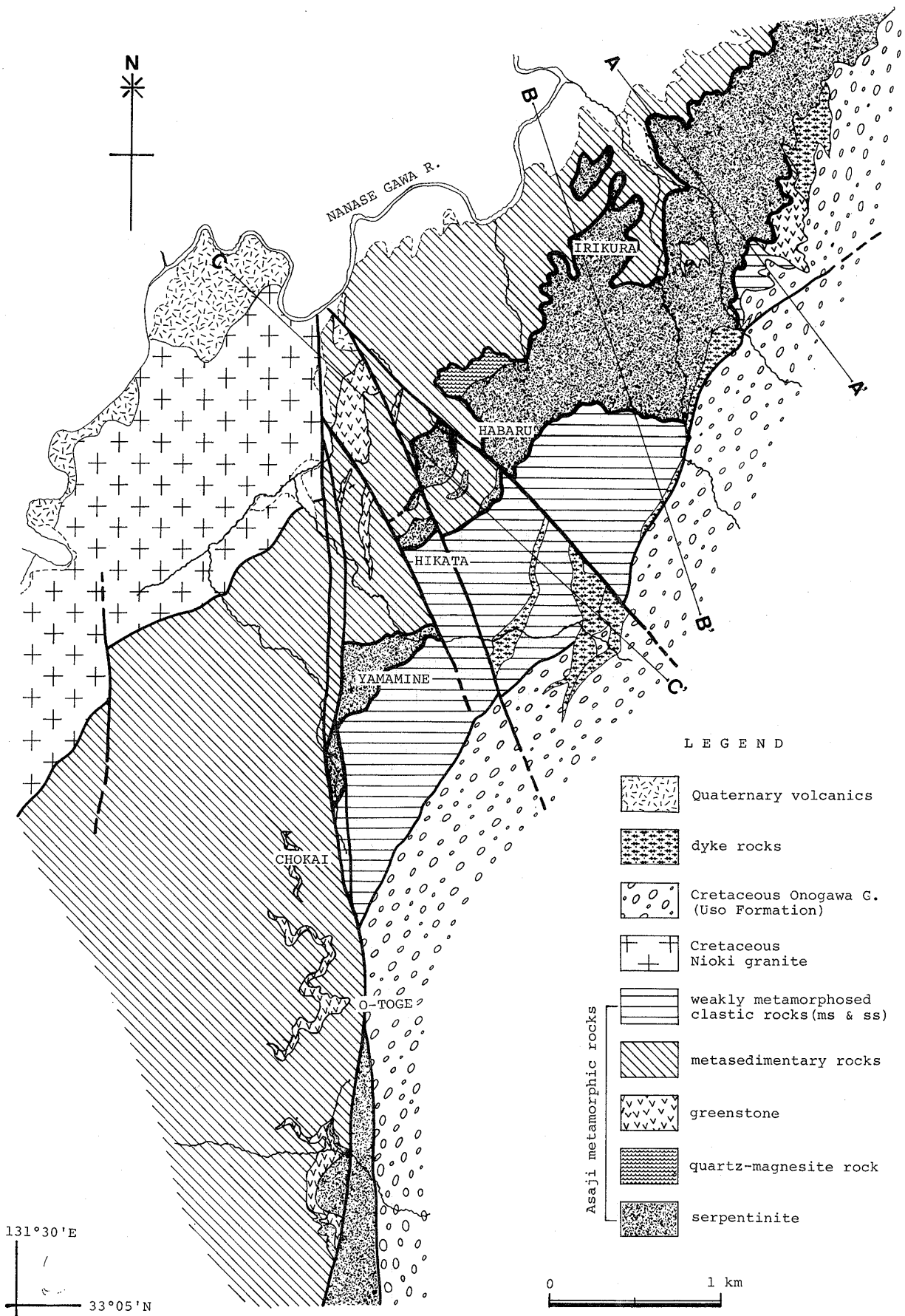


Fig. 1. Geological map of the Notsuharu area (See Fig. 7).

断ち切るように、あるいは覆いかくすように分布していることになる。このことは三波川帯の形成後に九州の内帯に大規模な変形・変移のあったことを示唆している。しかしながら現在まで、そのことを示す直接的な証拠は報告されていない。筆者らは最近三波川帯の連続が途絶える佐賀関半島のすぐ西方に位置する野津原地域の朝地変成岩の調査・研究を実施し、南東フェルゲンツの横臥褶曲を伴うナップ構造の存在を確認したのでここに報告し、あわせて上記の点にかかわる九州の地質構造の問題にも言及したい。

地質概説

小野(1963)によって朝地変成岩と呼ばれた先白亜系は、大分市の南西で北東-南西に延びる長さ 20 km、幅 2~4 km の狭長な地帯に分布している。この地帯の中程では白亜紀花崗岩の貫入や新生代火砕岩の被覆によって、先白亜系は北東の野津原地域と南西の朝地地域に大きく分かれて露出している。筆者らはこのうち野津原地域のものについて調査・研究を行った。Fig. 1 に地質図を、Fig. 2 にその地質断面

図を示す。

この地域の変成岩の原岩は主として泥岩・砂岩・塩基性火山岩および蛇紋岩からなり、少量のチャート・石灰岩・変斑れい岩を伴う。泥岩のうちかなりのものは層状の珪質泥岩である。砂岩は細~中粒なものを主とする。塩基性火山岩は厚さ数 10~100 m 程度の薄いレンズ状岩塊としてまばらに存在する。チャートは薄い珪質泥岩のフィルムを挟み、1~5 cm 単位の層状となっているが、単層の連続性はよくない。チャート・石灰岩とも厚さ数 m のレンズ状岩塊として少量存在するにすぎない。変斑れい岩は蛇紋岩に伴われて少量存在する。有色鉱物はほとんど角閃石類からなり、まれに単斜輝石が残存している。蛇紋岩は全体に鱗片状の部分が多く原岩の岩系はほとんど確認できないが、単斜輝石だけは部分的によく残存し、一部には単斜輝岩も存在する。蛇紋岩に密接に伴われて脈状~網状のマグネサイト岩が比較的頻繁に出現する。また、羽原の北西には細粒でほとんどマグネサイトと石英のみからなる片状の岩石がまとまって露出している。砂岩や珪質泥岩の量比は地域により異なっており、珪質泥岩は北西部

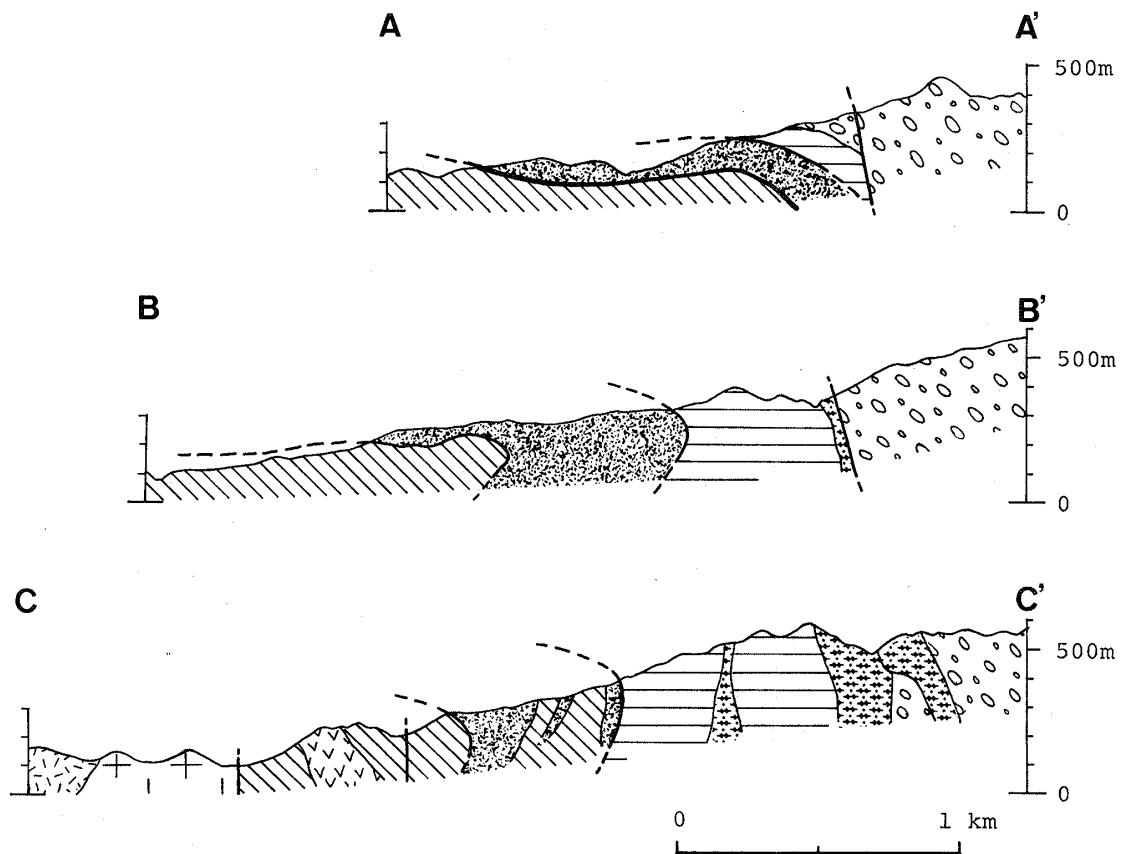


Fig. 2. Geological profiles of the Nostuharu area (See the legend of Fig. 1).

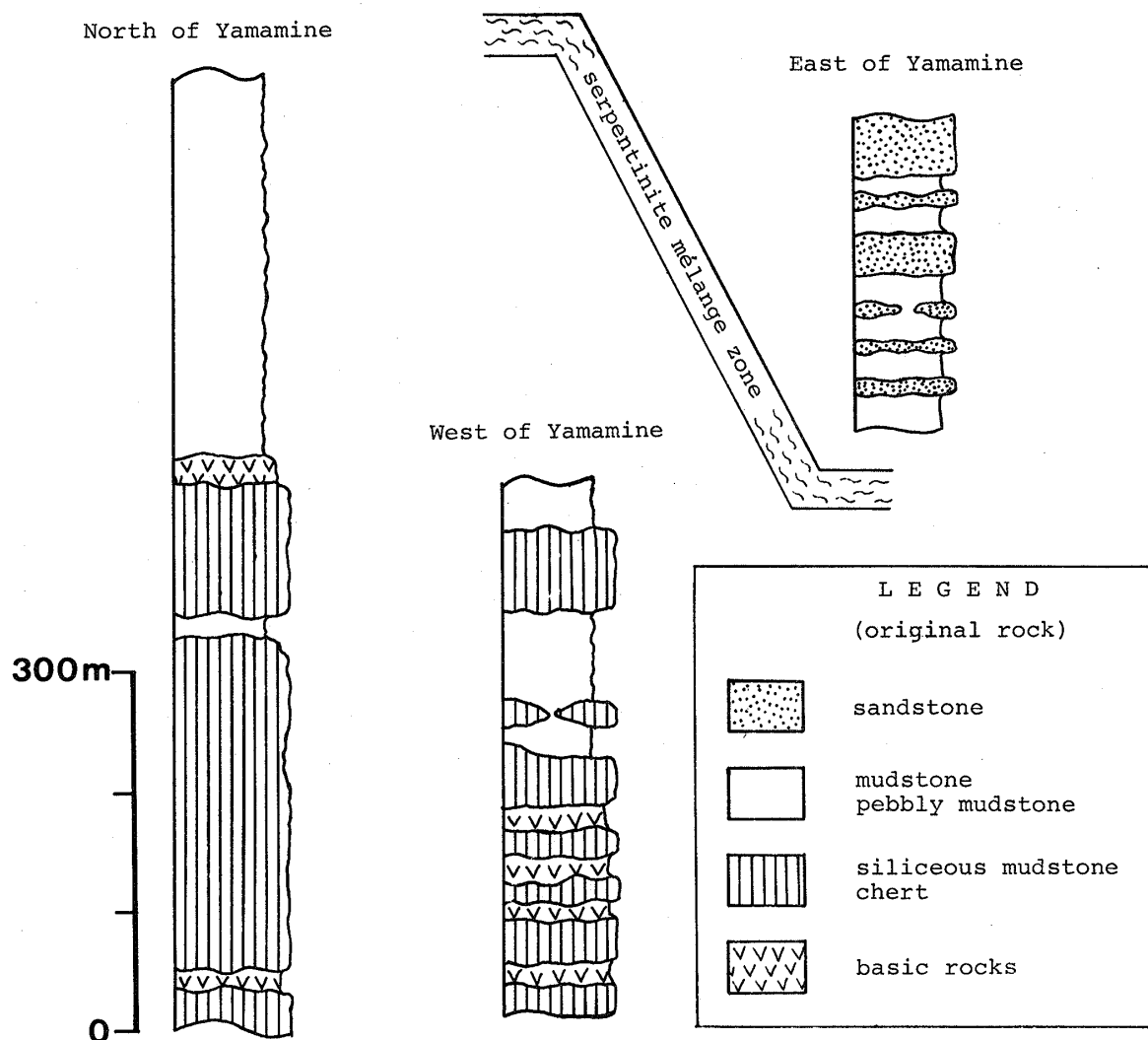


Fig. 3. Representative geological columns.

に、砂岩は南東部に卓越する (Fig. 3)。最近、海成層の層序・構造の研究においては、乱雑層 (mélange unit) と整然層 (coherent unit) とを識別することの重要性が指摘されている。微化石等による証明はできないが、この地域の変成岩の原岩の大部分は乱雑層として分類されるであろう。それらはさまざまな程度に低圧高温型の変成作用を被っているが、全体に再結晶度はよくない。後述のように地域の北西部でより変成度が高く、南東部にはほとんど非変成の粘板岩が分布している。

地域の北西部には一部でマイロナイト化した荷尾杵花崗岩が、南部には綿田花崗岩が貫入しており、いずれも白亜紀後期のものと考えられている (大島ほか, 1971; 唐木田・山本, 1982)。これらの花崗岩の貫入によって周囲の変成岩はホルンフェルス化し、花崗岩の近傍では紅柱石を生じている。地域の

南東縁には上部白亜系の大野川層群が分布する。変成岩との境界は大部分断層であるが、北東部では不整合関係である。寺岡 (1970) によれば大野川層群のこの部分は宇曾層と呼ばれ、同層群の最下部に位置づけられ、ギリヤーク統に対比されている。主として赤色を呈する砂岩・礫岩の厚い互層からなり、野津原地域では基底部に多量の蛇紋岩礫が含まれている。大野川層群と朝地変成岩との境界付近には、しばしばフェルサイトや花崗斑岩の岩脈が貫入している。

ナップ構造の認定

野津原地域の朝地変成岩は多量の蛇紋岩の存在で特徴づけられる。蛇紋岩中には幅数 m ~ 数 10 m の蛇紋岩岩体に平行に伸びた泥質変成岩を主とする岩塊が混在しており、蛇紋岩メランジュを形成してい

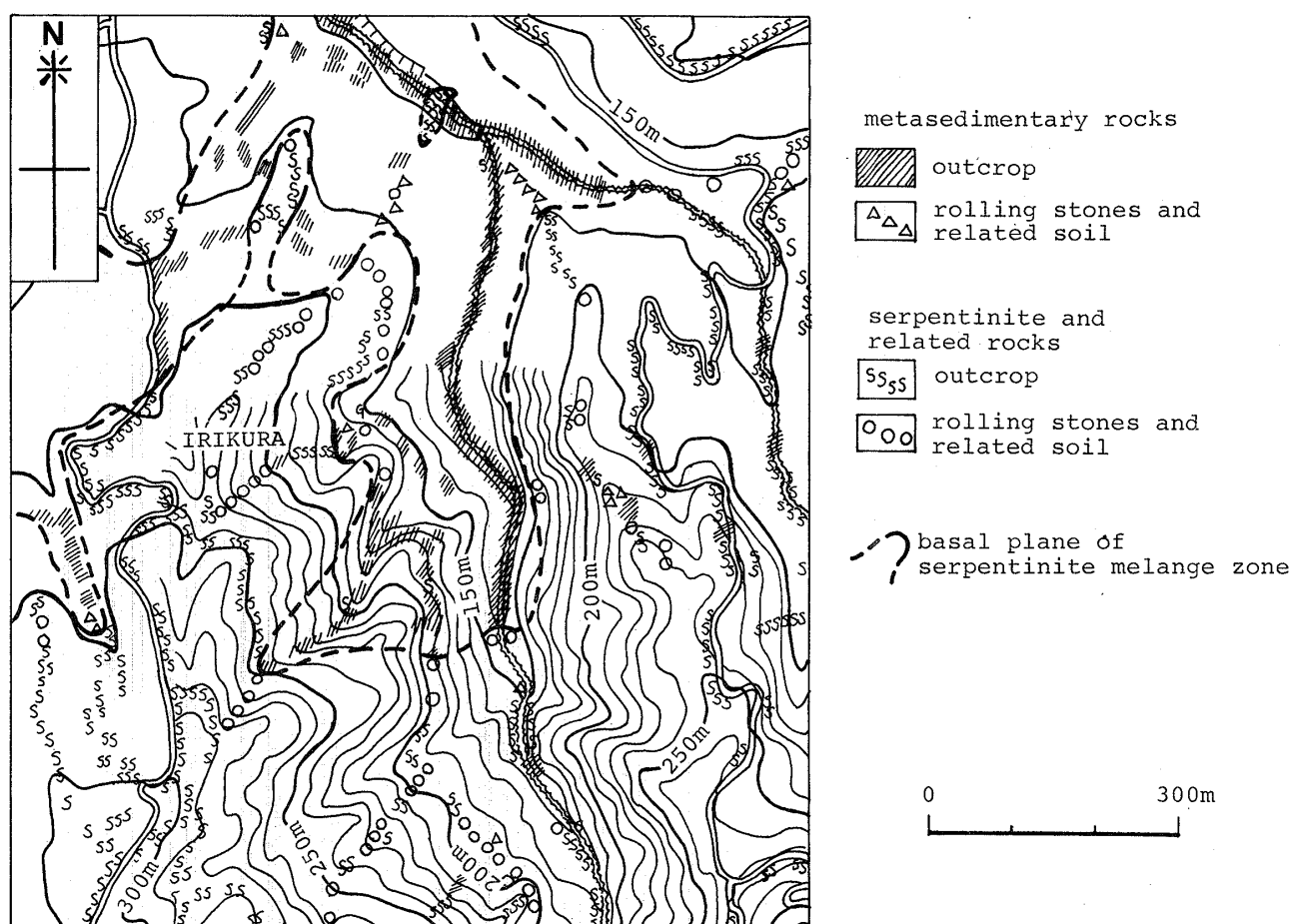


Fig. 4. Lithologic distribution in the area around Irikura.

る。この蛇紋岩メランジュは後生的な高角断層で変移しているが、地域の北東端から南西部までほぼ連続して追跡でき、元来、この地域の一般的な構造方向(NE-SW)に平行に伸びた一統きのものであったろうと思われる。この蛇紋岩メランジュは地域の北東部において、全体として1つの南東フェルゲンツの横臥褶曲を形成している。この構造の存在は入蔵付近の詳細な地質調査によって明らかとなった。この部分のルートマップをFig. 4に示す。図の中央を南北に流れる沢の両側斜面において、蛇紋岩と泥質岩との境界は全体として水平に近いが、中流域の斜面では境界面が折りたたまれた横臥褶曲の形態がそのまま現れており、谷底で北傾斜となつてつながっている。蛇紋岩の分布から判断して、この横臥褶曲の軸は北東へ緩くプランジし、軸面は北へ緩く傾斜している。そのため地域の北東部では褶曲の上翼が現れ全体に水平に近い低角度の構造を示し、南西部においては褶曲の下翼が現れ高角度の構造となっている(Fig. 2の断面図参照)。野津原地域の朝

地変成岩はこの褶曲した蛇紋岩メランジュ帯により、上下2つの地質体に分けられる。すなわち、下位に位置し北西側に分布する地質体と、上位に位置し南東側に分布する地質体である。すでに述べたように、両者は原岩の岩相が異なっている(Fig. 3)。

この地域の変成作用については、大島ほか(1971)によって組織・鉱物組合せ・石英ファブリック等の面から解析されているが、地質構造についてはこれまで詳細な解析がなされておらず、熱構造と地質構造の関係があまり明らかにされていなかった。筆者らは地質構造と変成岩の熱構造との関係について検討する目的で、泥質変成岩・塩基性変成岩の変成鉱物の解析とともに、調査地域の32地点から泥質変成岩を採集し、その炭質物のグラファイト化度についてTAGIRI(1981)の方法に従い解析した。炭質物のグラファイト化度の解析結果は概略以下ようになった(Fig. 5)。

炭質物のグラファイト化度を示す指数(GD)は、蛇紋岩メランジュの北西側に位置する地質体におい

では、最も下位に位置する北西端で最も高い80±の値を示し、上位のメラングジュとの境界へ向かって40±の値までしだいに低下している。メラングジュ

の中に混在する泥質変成岩では測定数は少ないが35±の値を示し、蛇紋岩メラングジュの上面近くに128という高い値を示すものが存在する。蛇紋岩メ

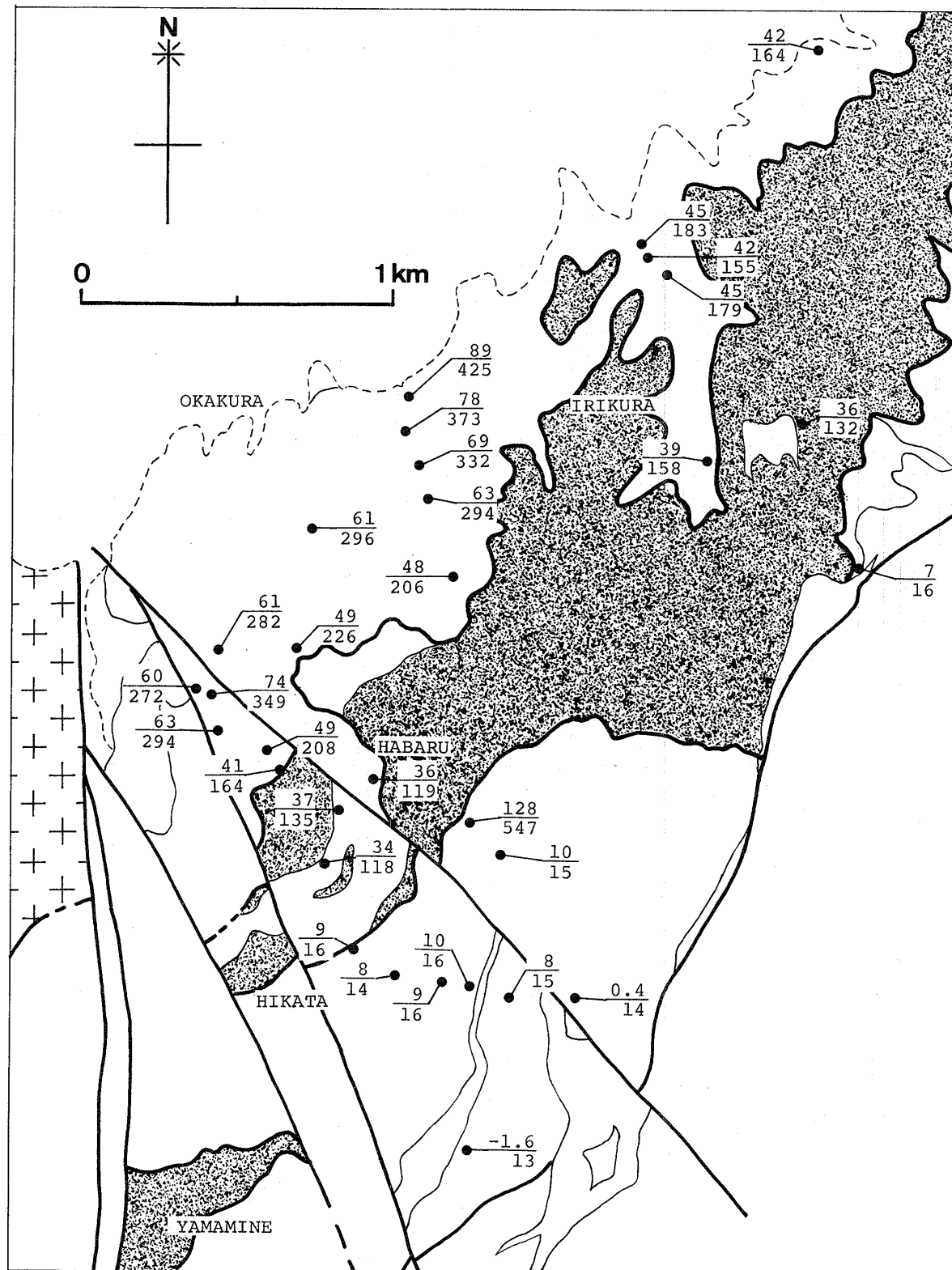


Fig. 5. Graphitizing degree (GD: upper) and size of crystallite ($Lc_{(002)}$ in Å: lower) of carbonaceous material in pelitic rocks (cf. TAGIRI, 1981).

ランジュより上位の南東側の地質体においては、岩脈の周辺で多少高めになっている可能性もあるが、GDは全体に低く10以下である。結晶子積層の厚み($Lc_{(002)}$)についても同様の傾向が指摘できる。すなわち北西側の地質体においてはその北西端でもっとも大きい400 Å程度の値が測定され、蛇紋岩メランジュ近くで160 Å程度まで小さくなっている。蛇紋岩メランジュの中では120~135 Å程度で、メランジュ帯の上面に接する地点で1つだけ550 Åという大きな値を示すものが測定された。蛇紋岩メランジュの上位の地質体では、全てこれらより1桁低い15 Å ±の値を示す。蛇紋岩メランジュの上位に位置する南東側の地質体のGDや $Lc_{(002)}$ の値は、一般に非変成~弱変成層と呼ばれてきたもののそれに相当する。Fig. 6は d_{002} を縦軸に、 $Lc_{(002)}$ を横軸にとったグラフである(TAGIRI, 1981, 参照)。この図からも明らかのように、この地域の変成作用の性質がいかなるものであろうと、蛇紋岩メランジュの上位と下位で変成温度にギャップのあることは確か

である。したがって、南東側の地質体は1つのナップであり、その移動に伴って南東フェルゲンツの横臥褶曲が形成されたと考えられる。このナップを日方ナップと呼ぶ。

考 察

朝地変成岩の帰属については、基本的には領家帯に属する点でおおかたの研究者の見解は一致している(唐木田ほか, 1969; 寺岡, 1970; 大島ほか, 1971; 広川, 1976; 唐木田・山本, 1982など)。冒頭に述べたように、九州において三波川変成岩の直接の延長は佐賀関半島に露出し、そこで途絶えている(Fig. 7)。このすぐ西方に位置する野津原地域の領家変成岩の中に南東フェルゲンツのナップ構造が存在するという事は、この地域において三波川変成岩は領家変成岩のナップによって覆い隠されている可能性のあることを示唆している。次にこのような領家変成岩のナップの広がりについて考察してみよう。

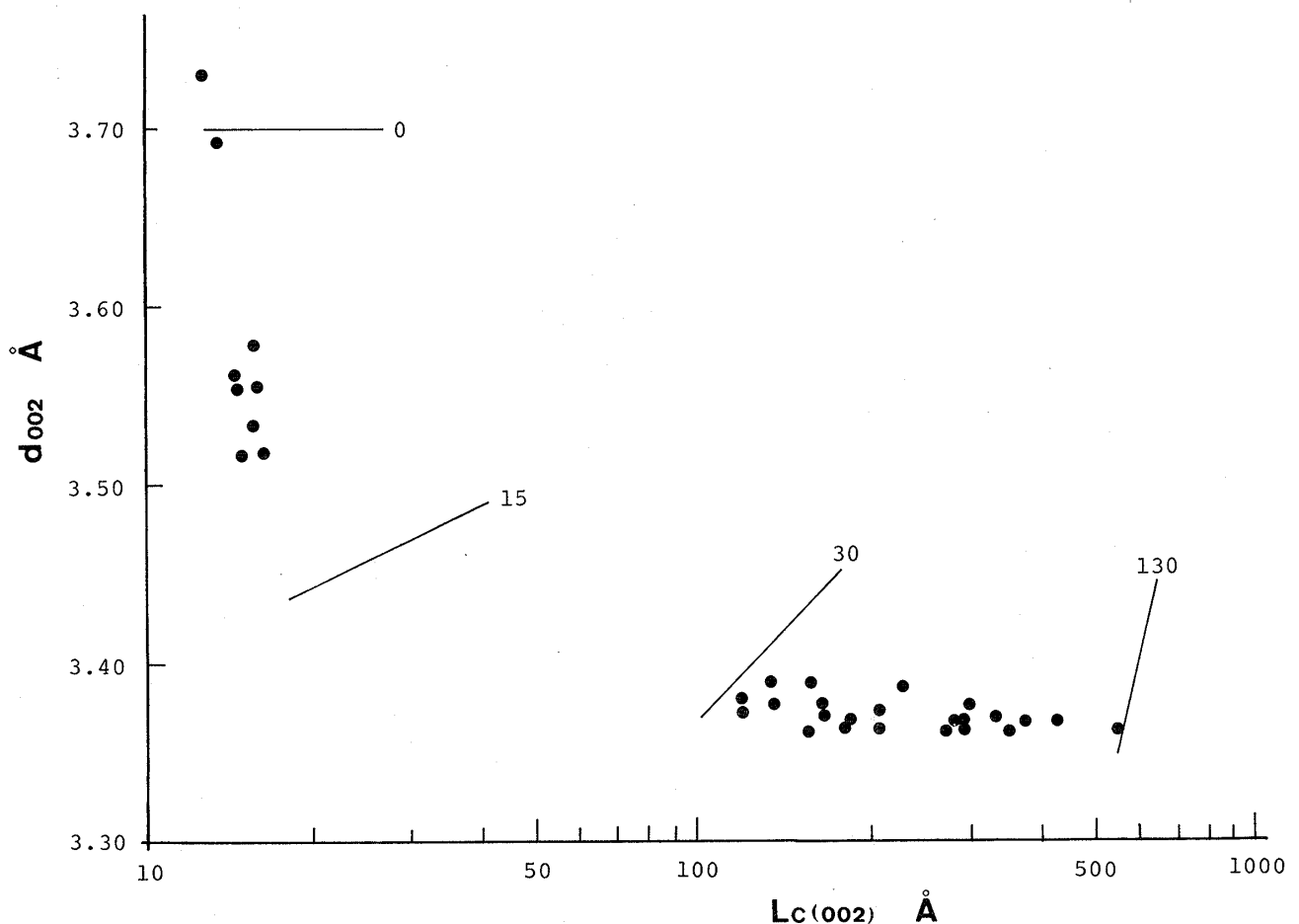


Fig. 6. d_{002} versus $Lc_{(002)}$ plot of carbonaceous material in pelitic rocks (cf. TAGIRI, 1981).

領家帯の最高変成度軸は四国の新居浜付近の西で、中央構造線からしだいに北へ離れ山口県の柳井大島(屋代島)を通り国東半島に至るらしい(諏訪, 1973). この軸より南では南方へ向かって変成度はしだいに低下する. 国東半島に分布する片麻岩類は変成度や岩相の点からも柳井地方領家帯の比較的高変成度部に位置する岩層の直接の延長とみなし得るものである. その約 40 km 南に露出している朝地変成岩は、これと比較して変成度は全体に低く、南東側へ向かって変成度はさらに低下している. 領家帯は、野津原地域より西では熊本県中央部の肥後変成岩分布域とその南側の竜峰山帯を含む地帯に相当す

と考えられている. 最近、この地域にもナップ構造(鎌倉山ナップ)の存在することが明らかにされた(岡本ほか, 1989). 衝上面は南傾斜を示すが、ナップの移動方向についてはよくわかっていない. 肥後変成岩地域では領家変成作用の変成度は南へ向かうほど上昇し、竜峰山帯では北へ向かって変成度の上昇がみられるらしい(YAMAMOTO, 1962). 領家帯の最高温度軸は国東半島より西側では南へ大きく変移しているように見える(Fig. 7). 国東半島より西側で領家変成岩はナップを形成しながら、全体として大きく南へ張り出しているのであろう. 朝地変成岩の日方ナップや肥後変成岩の鎌倉山ナップは、この

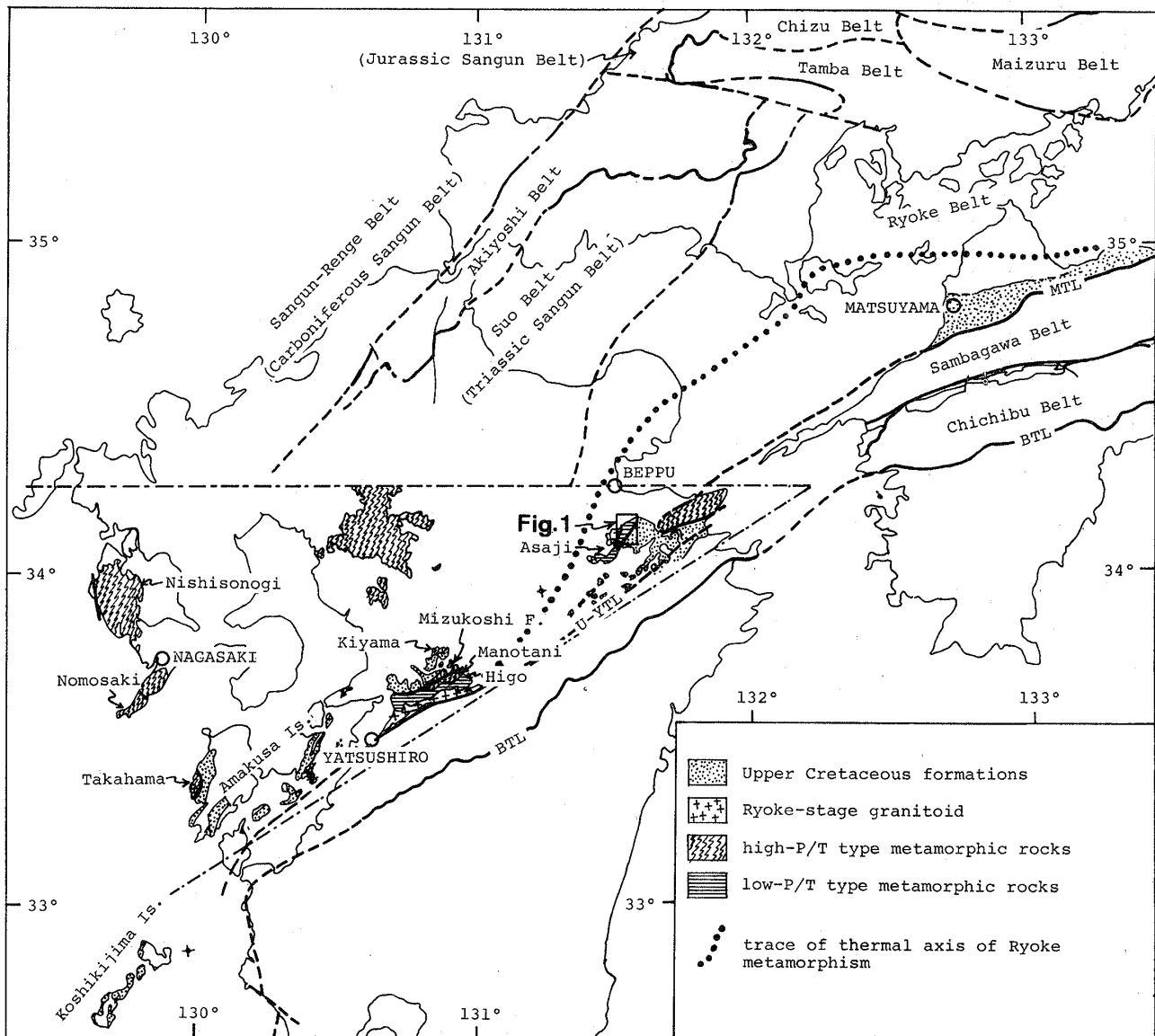


Fig. 7. Paleozoic to Mesozoic tectono-stratigraphic units of the western part of Southwest Japan (modified from HAYASAKA, 1987), and geological map of the problematical Triangular region (modified from YAMADA *et al.*, 1982).

ような現象の反映したものと考えることができる。

肥後変成岩は高温低圧型の鉱物組合せを示す片麻岩である。この北に位置する間の谷変成岩も肥後変成岩とともに高温低圧型の変成作用を受けた変成岩であるが、間の谷変成岩には低温高圧型変成作用の痕跡が認められる(佐藤・井上, 1968; 唐木田ほか, 1984)。しかし、間の谷変成岩と肥後変成岩の原岩層は一連の地層であり(YAMAMOTO, 1962; 岡本ほか, 1989), 両層は全体として最初に低温高圧型の変成作用を受け、次に高温低圧型の変成作用を受けるといった複変成作用を被った変成岩であると考えられる(佐藤・井上, 1968; 岡本ほか, 1989)。領家変成岩は、化石年代についての情報がある所では、わかっている限りどこでもジュラ紀の付加コンプレックスを原岩としている。ここでもこのことがなりたつとすれば、間の谷-肥後変成岩もジュラ紀コンプレックスを原岩としている可能性がある。西南日本でジュラ紀付加コンプレックスを原岩とする高圧変成岩として知られているのは、“三郡変成岩”のうち一番若い180 Ma ±というジュラ紀中頃の放射年齢を示す八頭変成岩(早坂, 1987; 早坂ほか, 1987)と外帯の三波川変成岩である。三波川変成作用は領家変成作用とほとんど同時期の現象であるので、領家変成作用の前に高圧変成作用を受けたと考えられる間の谷-肥後変成岩は、三波川変成岩ではなく八頭変成岩に相当するものである可能性が高い。泥質岩・緑色岩・チャートを中心とする原岩構成(岡本ほか, 1989)やローソン石の出現(唐木田ほか, 1984)などもこのことを支持している。間の谷-肥後変成岩が“三郡変成岩”に属するとすると、内帯のペルム紀-ジュラ紀付加体の構造トレンドは、外帯および白亜紀の内帯(領家帯と山陽深成岩帯)の構造トレンドと斜交していることになる。

ところで、冒頭に述べたように、長崎県の西彼杵半島・長崎半島および天草下島には従来からその帰属が問題となっている結晶片岩(長崎変成岩)が分布している。これまでに出された見解には、1) 三郡変成岩説、2) 三波川変成岩説、3) 別個の変成岩説がある。三波川帯のトレンドを四国から佐賀関を通り九州西岸までそのまま延長すると長崎変成岩地域へ至る。これまで述べたように、九州においては領家帯はナップ群として大きく南へ張り出し、三波川帯を覆い隠していると考えられるので、フェンスターとなる所では三波川変成岩が露出することも

あるであろう。豊原ほか(1988)は、天草下島の変成岩(高浜変成岩)に限ってはいるが、まさにこの考えを主張している。長崎変成岩の三波川帯説はおおいに可能性があるものといえる。この説を支えているもう一つの根拠は、長崎変成岩の放射年齢(HATTORI & SHIBATA, 1982参照)が三波川変成岩に似て80 Ma ±に集中するということである。“三郡変成岩”からもときにこのように若い放射年齢が報告されているが、その場合には測定方法を変えると閉止温度の差を反映して系統的に異なる年齢が得られるなどの観測から花崗岩の熱などによる放射年齢の若返りを示していると考えられてきた(例えば、柴田・西村, 1984)。長崎変成岩の示す放射年齢は花崗岩による若返りや変成岩の上昇スピード、あるいは複数の変成イベントなどのせいにする(例えば、HATTORI & SHIBATA, 1982)には、あまりにも三波川変成岩のそれと一致しすぎているように思われるのである。一方、西村(1985)は、長崎半島に分布する長崎変成岩の低変成度部から、白雲母のK-Ar年代としては三波川変成岩とは考えがたい153, 177 Maという値を報告している。また、長崎変成岩の西端にテクトニックブロックとして発達する変斑れい岩中の角閃石の示すK-Ar年代は460~590 Maである(猪木ほか, 1979)。これらの岩石の放射年齢は長崎変成岩が三波川帯のものであるとすれば、秩父帯プロパーの変成年代や三波川帯・御荷鈴帯に伴われる変斑れい岩の年代と対応するものである可能性があり、今後の研究課題として重要である。

文 献

- HATTORI, H. and SHIBATA, K., 1982: Radiometric dating of pre-Neogene granitic and metamorphic rocks in northwest Kyushu, Japan—with emphasis on geotectonics of the Nishisonogi zone. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **33**, 57-84.
- 早坂康隆, 1987: 西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究. 広島大地研報, no. 27, 119-204.
- ・西村祐二郎・原 郁夫・1987: “三郡変成岩類”の形成過程. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 62-63.
- 広川 治, 1976: 北部九州の地質構造—長崎三角地域にまつわる問題—. 地調報告, no. 256, 70p.
- 猪木幸男・服部 仁・柴田 賢, 1979: 野母半島の変はんれい岩複合岩体および4.5億年基盤岩. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 261-280.
- 岩崎正夫, 1953: 長崎県の低変成度結晶片岩地域の構造

- 特性. 地球科学, no. 13, 19-22.
- 唐木田芳文・山本博達, 1982: 大分県朝地変成岩地域の花崗岩類. 地質雑, **88**, 523-533.
- ・—————・端山好和, 1984: 熊本県間の谷変成岩の2・3の変成鉱物. 内帯高压変成帯, no. 2, 23-29.
- ・—————・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, no. 4, 3-21.
- 笠間太郎, 1953: 速見火山区の地質—新生代火山活動を中心に—. 地質雑, **59**, 161-172.
- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo.*, [II], **5**, 1-578.
- 松本達郎, 1939: 中部九州(所謂長崎三角地域)に関係せる二三の地質学の問題. 地質雑, **46**, 366-382.
- , 1949: 肥後片麻岩地域の地史学的研究(演旨). 地質雑, **55**, 122.
- 森山善蔵・種子田定勝, 1966: 別府市利水隊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(2)—. 岩鉱, **56**, 75-77.
- 西村祐二郎, 1985: 三郡-中国帯の西方延長としての長崎および石垣帯. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 26-27.
- 野田光雄, 1962: 中部九州の地質, 古生界. 松本達郎・野田光雄・宮久三千年編: 日本地方地質誌, 九州地方, 100-112, 朝倉書店, 東京.
- 岡本和明・原 郁夫・鈴木盛久, 1989: 九州, 甲佐地域の間の谷-肥後変成岩の地質構造(予報). 地質学論集, no. 33, 187-198.
- 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.
- 大分県, 1951: 大分県地質図および大分県の地質と地下資源, 114p.
- 大島恒彦・唐木田芳文・宮地貞憲・山本博達・井上保, 1971: 朝地変成岩類. 松下久道教授記念論文集, 381-390.
- 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, [III], no. 18, 155-161.
- 柴田 賢・西村祐二郎, 1984: 三郡変成岩の年代学的研究. 内帯高压変成帯, no. 2, 31-32.
- 諏訪兼位, 1973: 中央構造線に沿う変成岩類—領家及び三波川変成帯—. 杉山隆二編: 中央構造線, 221-238, 東海大出版会, 東京.
- TAGIRI, M., 1981: A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 345-352.
- 寺岡易司, 1970: 九州大野川盆地の白亜紀層. 地調報告, no. 237, 84p.
- 豊原富士夫・松浦博憲・吉岡真二, 1988: 天草高浜変成岩類が三波川帯の延長部である可能性の検討. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 367.
- 山田直利・寺岡易司・泰 光男ほか編, 1982: 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, 22p., 地質調査所.
- 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. 九州大理研報, [地質学], **4**, 81-93.
- YAMAMOTO, H., 1962: Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, [III], **12**, 93-172.