

# 美郷村に分布する三波川変成岩の地質学的特徴と地すべり地形

地質班（地学団体研究会）

西山 賢一\*<sup>1</sup> 塩田 次男\*<sup>1</sup> 岩井 良平\*<sup>1</sup> 寺戸 恒夫\*<sup>2</sup>

## 1. はじめに

美郷村は四国山地の最北部が吉野川へ向かって標高を下げている地域にあたり、北は山川町と川島町、南は神山町と木屋平村とに接している。村域は東西約13km、南北8km、総面積50.47km<sup>2</sup>である。美郷村の南西端には、最高点である奥野々山（1,159m）があり、そこから流下する河川が川田川で、美郷村北部に位置する村役場付近で東から流下してきた東山谷川と合流し、山川町へ流下している。

美郷村には、後述のように、全域にわたって三波川帯の結晶片岩（三波川変成岩）が分布している。三波川帯の岩石は、海洋プレート上に堆積した堆積物や、プレートが海溝部に沈み込む時に取り込まれた陸源性の碎屑物が、プレートの沈み込みに伴って地下10～40kmの深さにまで引きずり込まれたもので、高温高圧の環境条件下で変成作用を受け、結晶片岩となったものである。

今回筆者らは、美郷村地域に分布する三波川変成岩の地質分布を明らかにするために、原岩に基づく地質区分を行い、

詳細な岩相地質図を作成した。同時に、多数分布する地すべり地形の特徴を明らかにするための地形判読と現地調査を実施した。なお、地質は塩田・岩井が、地形は寺戸・西山がそれぞれ担当し、西山が総括した。

## 2. 美郷村の地形概要

美郷村は標高200～1,100mの山地からなっており、特に村域の南部は急峻な地形を呈している（図1）。村域と吉野川低地の間には、標高300～400m程度の丘陵が分布しており、美郷村域と吉野川流域を地形的に明瞭に分けている。

川田川と東山谷川沿いには、わずかに沖積低地が認められるが、その分布は狭い。また、両河川沿い

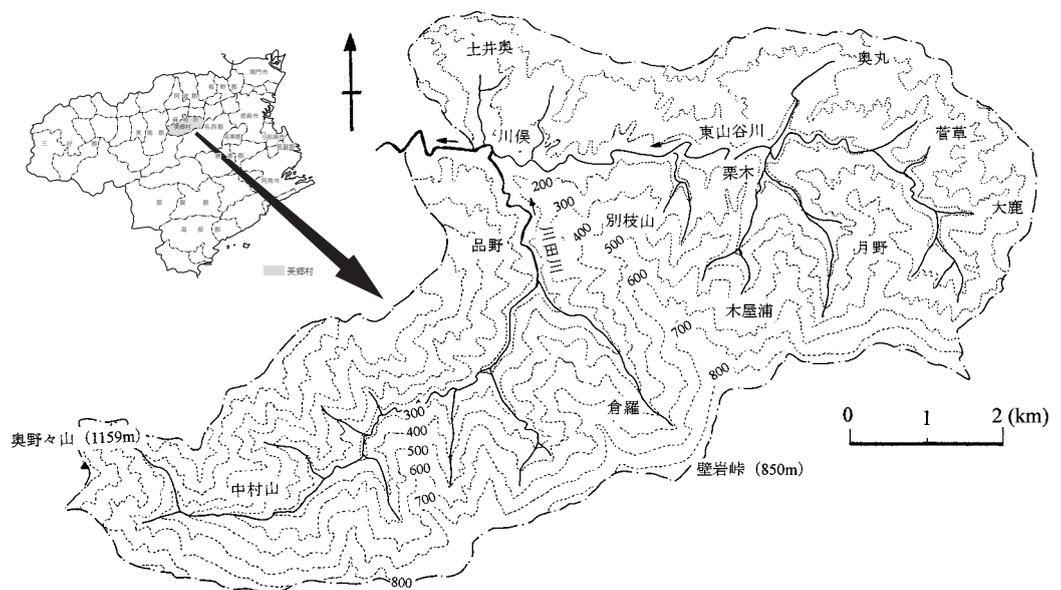


図1 美郷村の地形概要

\* 1 徳島大学総合科学部

\* 2 徳島市大谷町紅葉山

には明瞭な段丘地形は認められない。一方、東山谷川に沿っては、標高250m付近に比較的明瞭な遷急線が断続的に認められる。この遷急線より上方は比較的緩傾斜で定高性をもった丘陵からなる。後述の地質図（図2）には示していないが、美郷村北西部の高野尾付近の丘陵に、非固結の砂礫層（厚さ数mで、中礫～大礫の垂円礫主体）の分布が確認された。礫層に挟在または被覆する火山灰層が未確認のため、他地域の砂礫層との対比は困難であるが、段丘面をつくらず、開析された丘陵に分布することから、段丘堆積物より古い砂礫層（おそらく「土柱層」相当層）と推定される。

山地域は一般に急峻な地形からなり、河床には径数mに達する巨礫（土石流堆積物）が堆積していることが多い。このうち、川田川源流域の南方、木屋平村との境界付近の地形は、美郷村側がやや緩傾斜であるのに対し、木屋平村側が急傾斜となっており、非対称なケスタ地形を呈している。

なお、山腹斜面の各地には、後述するように地すべり地形が認められる。

### 3. 美郷村に分布する三波川変成岩の地質と岩石

#### 1) 概要

山間地方である美郷村地域は、岩盤（基盤）として、青・緑・桃色など色彩豊かな三波川変成岩が多く、多くの場所で露出している。しかし、基盤が新生代第四紀（170万年前から現在まで）の非固結の堆積物に覆われている場所も所々ある。基盤の三波川変成岩は、有名な中央構造線の南に、九州佐賀関半島から関東山地まで、日本列島を縦断して帯状に分布する高圧型変成岩である。三波川高圧型変成岩は、プレート沈み込み帯40～10kmで変成された岩石であるが、年代的には中生代ジュラ紀末期～白亜紀末期（1億5千万年～6千5百万年前）に形成されたとみなされている（Hara et al., 1992; 原・塩田, 1996）。このような三波川変成岩の分布する領域は三波川変成帯、略して三波川帯と呼ばれる。

美郷村地域の三波川帯に関わる主な研究としては、<sup>けんざん</sup> 剣山研究グループ（1963、1975）、金属鉱物探鉱促進事業団（1970、1971）、徳島県（1972）、加治

（1975）、原ほか（1977）、秀ほか（1977）、塩田（1981、1985）、Hara et al.（1992）、Shiota et al.（1993）、Seki et al.（1993）、中山ほか（1983）の各研究が挙げられる。剣山研究グループ（1963）、金属鉱物探鉱促進事業団（1970）は、この地域の規模の大きな地質構造として、WNW—ENEの方向を軸とする4つ褶曲の存在を明らかにしている。金属鉱物探鉱促進事業団（1971）は、北部の褶曲について、北から川俣背斜、平向斜と呼んだ。しかし、上記のように詳細な地質調査により地質構造が解析されたにもかかわらず、三波川帯の研究で必ず要求される原岩による岩相地質図は未だ作成・公表されていない。著者の一人（塩田）は、金属鉱物探鉱促進事業団の詳細な地質調査に調査研究スタッフとして参加し、美郷村三波川帯についての大量の地質データをすでに得ていた。今回の調査研究では、その地質データを補足する地質調査を行い、岩相地質図（図2）ならびに地質断面図（図3）を作成した。ここでは、美郷村三波川帯の岩相地質図を掲載し、地質構造や岩石について記載する。

#### 2) 構成岩石

三波川帯の主体は結晶片岩である。美郷村地域の三波川帯の結晶片岩は、陸から運ばれた泥を起源とする泥質片岩、砂や泥を起源とする砂質片岩、遠海で珪質の生物の遺骸などが堆積したものを起源とする珪質片岩、海洋底の基盤を構成する塩基性火成岩・超塩基性火成岩に由来する塩基性片岩・塩基性岩・蛇紋岩に区分される。これらのうち泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩、塩基性片岩は積層し、層状の構造を形成している。また、肉眼で簡単に認められる顕著な片状の構造（片理）を形成している。結晶片岩が一般にペラペラと剥げるのは、この片理が発達するためである。また、塩基性岩としては、変斑れい岩が見られる。

このような三波川変成岩類の形成については、今日では次のような説明がなされている（原・塩田、1996）。三波川変成岩類の原岩は、日本列島に向かって海洋プレートが沈み込む位置で、中生代のジュラ紀から白亜紀前期ころに堆積し、海洋プレートの沈み込みにもなって次々と沈み込み、40～10kmの深度から反転して、上昇してきた地質体である。三

波川変成岩類の原岩に陸源性の堆積物と遠海性の堆積物が積層し層状の構造を形成するのは、原岩の形成が海洋プレートの沈み込み帯で起こったことを反映している。三波川変成岩類が片理を示すのは、沈み込み帯に沿って沈み込み、反転して上昇してきた過程において岩石（堆積物）が受けた変形作用を反映したものである。

また、美郷村地域の結晶片岩は、長石の一種である斜長石（詳しくは曹長石）の斑状変晶の見られる点紋片岩と無点紋片岩に大別され、前者の分布する地帯は点紋帯、後者の分布する地帯は無点紋帯と呼ばれる。この地域の北西部には主に点紋帯、南東部には主に無点紋片帯がそれぞれ分布する。

### 3) 地質構造

この地域の三波川変成岩に容易に認められる巨視的な構造特性は、褶曲軸の方向をWNW-ESEとし、開いた翼をもつ背斜や向斜の繰り返しによる波状構造である。このような特性は、四国東・中央部三波川変成岩の構造発達史（先大洲時相→大洲時相→肱川時相→後肱川時相）における、大歩危複背斜に相当する構造（肱川時相）である。しかし、この構造は、四国東・中央部三波川帯の基本構造であるパイルナップ構造の形成を伴うような初期のものではない。塩田（1976）、原ほか（1977）は四国東・中央部三波川帯でナップ構造の存在を明らかにし、原ほか（1988）、Hara et al.（1990）は、三波川変成岩の模式的発達地である四国中央部の初生的・基本的地質構造は、底付けユニットの積み重ねによるパイルナップ構造で、下位から上位に向かって、大歩危ナップ（I・II）→坂本ナップ→沢ケ内ナップ→冬ノ瀬ナップ→猿田ナップ（I・II）であるとした。さらに、Hara et al.（1992）は、四国中央・東部の北端部には、この初生的パイルナップ構造を切断するように、メランジユ帯（井内—大生院メランジユ帯）が発達するとした。

美郷村地域の初期の構造としては、南部で沢ケ内ナップ→冬ノ瀬ナップの積み重ねが存在すると推定される。また、この地域の北部では、岩層の連続性が悪く、厚い岩層が切断されたように急に消滅したりする。西隣の山川町の高越山北側に広く分布する厚い藍閃石—塩基性片岩層（層厚300m）もこの地

域北部で消滅する。したがって、この地域北部には大生院メランジユ帯や辻おしかぶせ褶曲の下翼の剪断帯（大洲時相）の構造特性が現れているものとみなされる。この地域の三波川変成岩は、変成鉱物に関して、点紋片岩と無点紋片岩に大別されるが、積み重なり（パイルナップ）の上位に位置するのは点紋片岩である。

### 4) 変成鉱物

この地域の三波川変成岩類の構成鉱物の大部分は、原岩の鉱物などが再結晶化した変成鉱物である。原岩の鉱物（残存鉱物）としては、塩基性片岩に普通輝石、砂質片岩に石英、斜長石がしばしば観察される。泥質片岩や、赤鉄鉱を含む塩基性片岩については、変成鉱物の組み合わせやいくつかの変成鉱物の化学組成が、物理的条件（温度・圧力）に依存するとされている。鏡下観察に基づけば、この地域の泥質片岩には、主要な変成鉱物として、石英、曹長石、白雲母、黒雲母、ザクロ石、緑泥石、グラファイトが見られ、また緑簾石、スチルプノメレン、方解石、スフェーン、電気石、燐灰石、アラナイトも認められる。さらに、この地域は、泥質片岩に関してザクロ石の見られるザクロ石帯（北部）と、それが見られない緑泥石帯（南部）とに二分される。

含赤鉄鉱塩基性片岩の主要な変成鉱物としては、鏡下観察の結果、石英、曹長石、白雲母、緑泥石、緑簾石、角閃石、パンペリ石、赤鉄鉱で、スチルプノメレン、方解石、スフェーン、電気石、燐灰石も認められる。角閃石は、アクチノ閃石、クロス閃石、藍閃石、ウインチャイト、バロワ閃石、ホルンブレンドが識別される。ホルンブレンドは、ザクロ石帯の一部の岩石に、パンペリ石は緑泥石帯の下位の岩石に認められる。ザクロ石帯の結晶片岩中の曹長石は、点紋（斑状変晶）の形態を取っている。曹長石点紋を肉眼で見ると、塩基性片岩では曹長石そのものの色である白色に見えるのに対し、泥質片岩では微粒のグラファイトを多量に包有するため、黒色に見えるのが普通である。

高越山北側山体に極めて広く分布する塩基性片岩には藍閃石が多量に認められるが、それに連続する岩層は、この地域の中・北部では東側で消滅するものの、広く分布する。藍閃石を含む塩基性片岩は灰

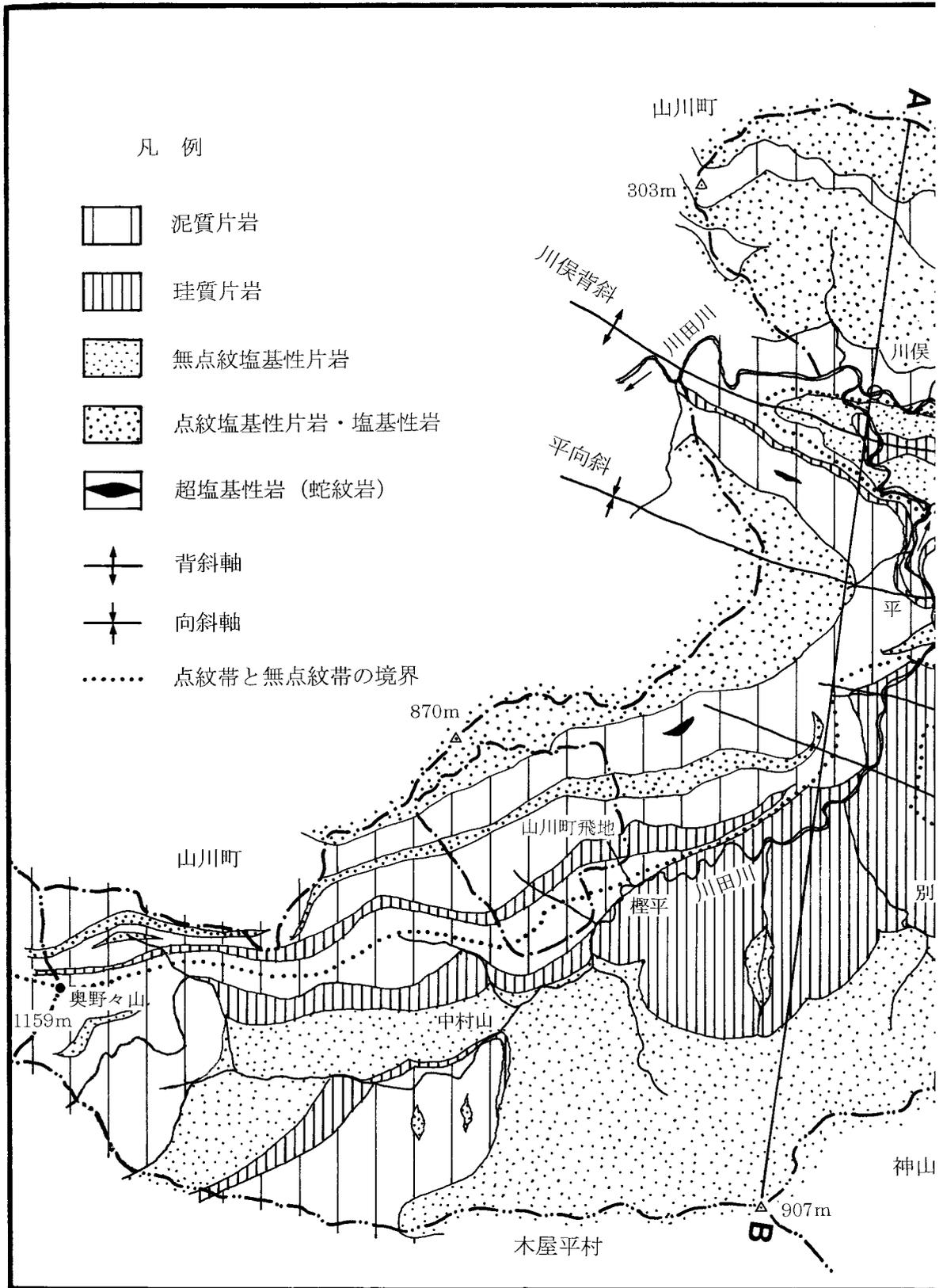
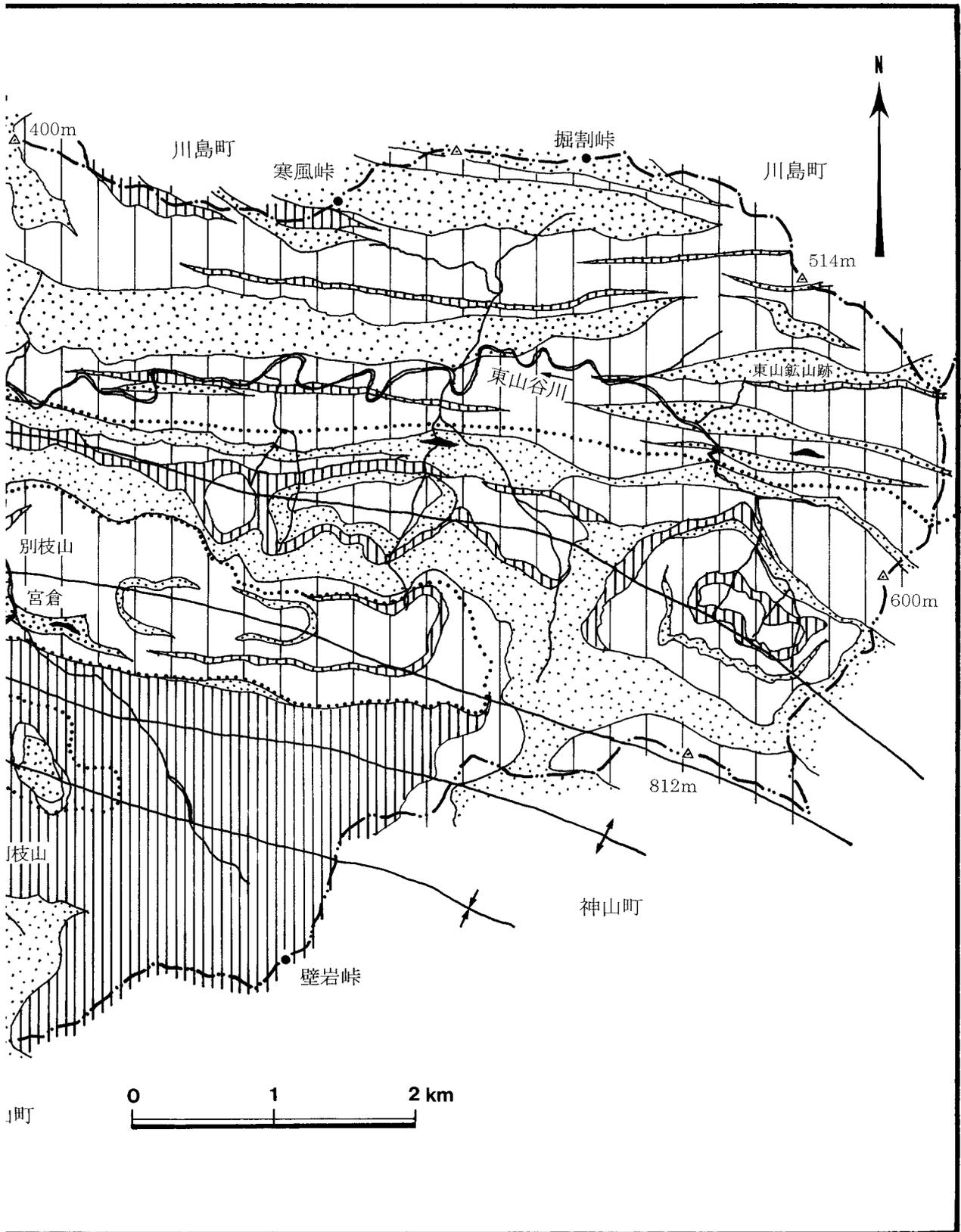


図2 美郷村地域三波川変成岩の地質図



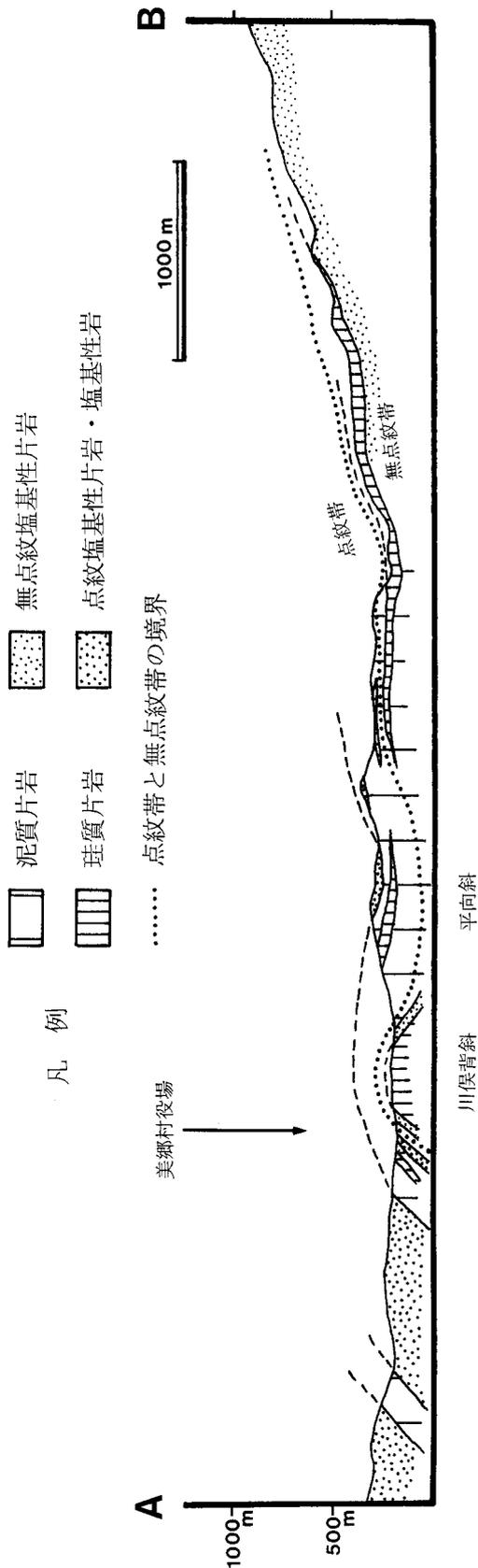


図3 美郷村地域三波川変成岩の地質断面図

青色～暗青色を示しているのが、露頭で容易に識別できる。このような塩基性片岩は、俗称“藍閃片岩”と呼ばれ、美郷村地域を含む高越山地域は徳島市眉山地域とともに、この岩石の産出地として全国的によく知られている。藍閃石は、三波川変成岩が低温高圧（約30km以上の深度）の条件で形成されたことを示す特徴的な鉱物である。このような藍閃石を含む塩基性片岩はまた、上記の高越山山体の厚い塩基性片岩層の上位に薄層として存在している。

しかし、高越山山体の塩基性片岩層の下位に位置する地質体では、塩基性片岩に認められる角閃石の種類や他の鉱物種などから得られる形成条件についての情報は、下位の層準の変成岩ほど、より低圧な条件で形成されたという規則的な関係を示している（関ほか、1996）。これは、この地質体が、形成された後に逆転したことによってもたらされた関係ではない。これは、今日では、三波川変成岩の形成機構を示す、最も重要な情報とされるものである。深い位置で形成された変成岩（上位層準の変成岩）が浅い位置へ上昇してきた時に接合した地質体が、より下位の層準の変成岩であると理解されている（原・塩田、1996）。

#### 4. 美郷村における地すべり地形の分布

四国における三波川変成岩の分布域には、全国的に見ても特異なほど多数の地すべり地形が存在することが知られている（例えば、寺戸、1986；藤田、1992）。美郷村においても、各地に地すべり地形が認められる。

村内に分布する地すべり地形の抽出は、主に空中写真の実体視によって行い、一部を現地踏査によって補った。使用した空中写真は、国土地理院の4万分の1空中写真（62-1-2-P40の94～98、1962年撮影）であり、神山町との境界部については、国土地理院の1万分の1空中写真（CS1-76-1-C1Cの4～10、1976年撮影）を併用した。

地すべり地形の認定は、地すべり地の背後に生じる「滑落崖」と、前面に生じる「移動土塊」を図示することによって行った。滑落崖には、地形的に明瞭なものやや不明瞭なものがあるが、両者は区別して図示した。滑落崖の明瞭さは、地すべりの発

生年代の新旧（新しい地すべりほど明瞭）を大まかに表すものと推定されるが、小規模な地すべりなどについては、人工的地形改変による影響を受けている可能性もある。

地すべり地形の分布図（図4）を見ると、おおまかには美郷村北部を東西に流れる東山谷川より南に多く、北にはほとんど認められない。東山谷川より北の地域は、標高が300~400mの丘陵状を呈し、急峻な地形ではなく、谷密度も低いこと、さらに、地質分布との対応を見ると、美郷村北部には主に点紋片岩が分布しており、南部は主に無点紋片岩からなることから、点紋片岩分布域では地すべり地形の分布が少ない傾向が認められる。変成岩の変成程度に加えて、上述のような地形的特徴のため、東山谷川より北の地域における地すべり地形の分布が少ないと推定される。

東山谷川より南では、比較的小規模な地すべり地形が多数認められ、地すべり地形の上に集落が立地している場合もある。特に顕著な地すべり地形は、品野、中村山、倉羅、木屋浦、月野、大鹿といった集落付近に分布している。このうち品

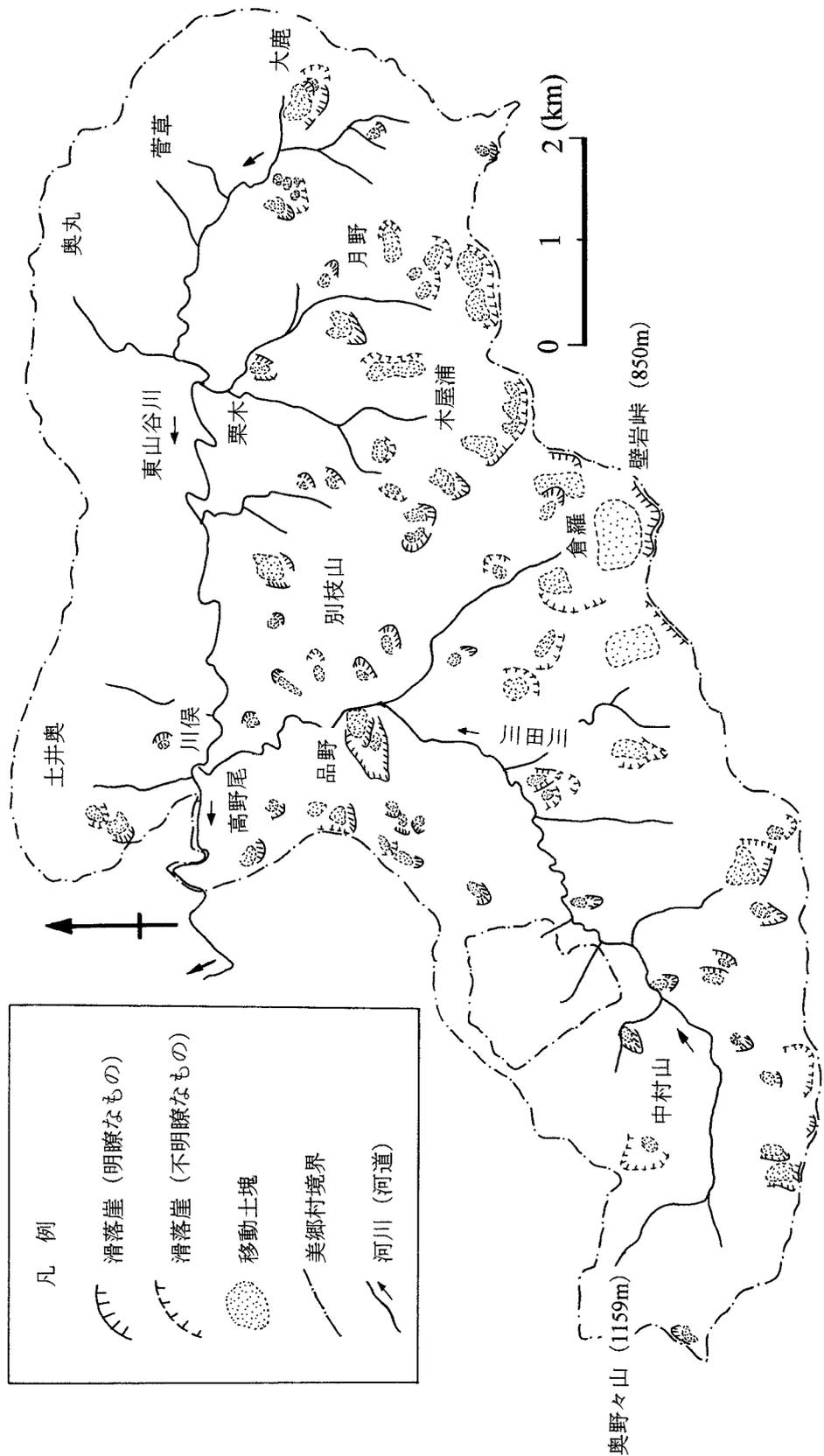


図4 美郷村における地すべり地形の分布図

野では、昭和28年に規模の大きな地すべり災害が発生し、被害をもたらしている。

村域の最南部、神山町との境界をなす尾根沿いのうち、壁岩峠<sup>かべいわ</sup>（850m）周辺においては、やや規模の大きな滑落崖が断続的に分布している。この一帯は、地質断面図（図3）からもわかるように、珪質片岩が褶曲しながらも、大局的には北に向かって傾斜しており、「流れ盤構造」を呈している。この流れ盤構造が、規模の大きな地すべりの発生に寄与している可能性も考えられる。また、地すべり地形としては規模が小さいものの、中村山南方の村境の尾根付近では、山地の北斜面（美郷村側）が緩く、南斜面（神山町側）が急なケスタ地形を呈しており、これも大局的には北に傾斜する三波川変成岩の地質構造を反映した組織地形の一つと推定される。

美郷村各地に分布する地すべりの一例として、村南部の倉羅地区の地すべりを取り上げ、その内部構造について簡単に触れておく（徳島県川島農林事務所、2003）。倉羅地区で掘削された地すべり調査用ボーリングのコアによれば、すべり面は地表下15m付近に存在し、それより上位は風化した結晶片岩ないし礫混じり土からなっている（図5）。すべり面の分布深度は、ボーリング孔内で測定された地下水位の分布深度と比較的近い深度にあり、地すべり末端からは湧水が確認されている（図5）。ただし、新鮮な結晶片岩の出現深度はより深い深度25m付近以深であり、潜在的にはこの深度の部分までが不安定な領域となる可能性もある。

## 5. まとめ

今回の調査により、美郷村に分布する三波川変成岩類の地質ならびに地すべり地形の特徴を明らかにすることができた。その結果を以下にまとめる。

美郷村地域の三波川変成岩は、泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩、塩基性岩（塩基性片岩、変斑れい岩）に区分される。また、蛇紋岩も、小岩体として三波川変成岩に付随して見られる。この地域の三波川変成岩に容易に認められる巨視的な構造特性は、褶曲軸の方向をWNW-ESEとし、開いた翼をもつ背斜や向斜の繰り返しによる波状構造である。このような特性は、四国東・中央部三波川変成岩の構造発達史（先大洲時相→大洲時相→肱川時相→後肱川時相）における、ナップ形成を伴うような初期の構造ではないが、有名な大歩危複背斜に相当する構造（肱川時相）である。しかし、この地域の北部では岩層の連続性が悪く、厚い岩層が切断されたように急に消滅したりする。大生院メランジュ帯や辻おしかぶせ褶曲の下翼の剪断帯（大洲時相）の構造特性が現れているものとみなされる。この地域の三波川変成岩は、変成鉱物に関して、点紋片岩と無点紋片岩に大別されるが、積み重なり（パイルナップ）の上位に位置するのは点紋片岩である。その境界は全域的に見られるが、点紋片岩は北部に主に分布する。

美郷村は、標高200～1,100mの山地からなっており、山腹斜面の各地に地すべり地形が認められる。点在する集落が、地すべり地形の上に立地している

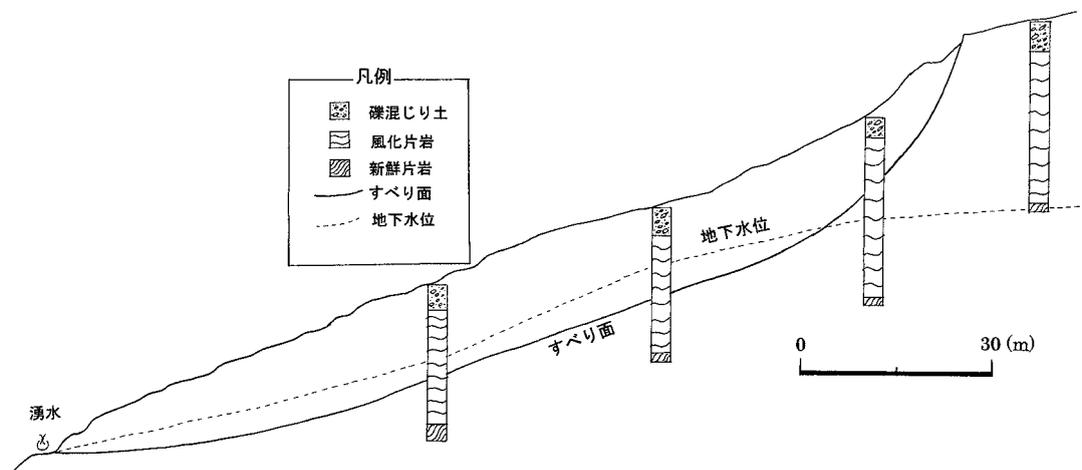


図5 美郷村倉羅地区における地すべりの地形・地質断面図（徳島県川島農林事務所、2003を一部改変）

場合もある。地すべり地形はいずれも小規模なものが多い。特に顕著な地すべり地形は、品野、中村山、倉羅、木屋浦、月野、大鹿といった集落付近に分布しており、このうち品野では、昭和28年に規模の大きな地すべり災害が発生している。倉羅地区のボーリングコアによれば、すべり面は地表下15m付近に存在し、それより上位は風化した結晶片岩ないし礫混じり土からなっている。

地すべり地形の分布は、おおまかには美郷村北部を東西に流れる東山谷川より南に多く、北にはほとんど認められない。地質分布との対応を見ると、美郷村北部には主に点紋片岩が分布しており、南部は主に無点紋片岩からなることから、点紋片岩分布域における地すべり地形の発達が悪い傾向が認められる。また、点紋片岩分布域は斜面勾配が緩く、谷密度も小さいことから、こういった地形的特徴も地すべり地形の分布に影響していると考えられる。

## 謝 辞

徳島県川島農林事務所からは、地すべり調査関連の資料の閲覧を許可して頂いた。ここに記して感謝申し上げる。

## 文 献

- 加治敦次 (1975) : 四国東部三波川結晶片岩地域の堆積盆の変化 (その2) —高越地域の塩基性片岩の産状について—。地団研専報、19、77-80頁。
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1970) : 昭和44年度広域調査報告書、吉野川地域。通産省。
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1971) : 昭和45年度広域調査報告書、吉野川地域。通産省。
- 剣山研究グループ (1963) : 四国東部結晶片岩地域の地質。地球科学、69、16-19頁。
- 剣山研究グループ (1975) : 四国東部三波川結晶片岩地域の堆積盆の変化 (その1) —貞光川地域の地質—。地団研専報、19、71-76頁。
- Seki, S., Hara, I. and Shiota, T. (1993) : The baric structure and exhumation processes of the Sogauchi unit in the Sambagawa belt. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 9*, pp.705-714.
- 関 幸代・大山薫将・松本義幸・田中健吾・原 郁夫・塩田次男・秀 敬 (1996) : 四国中央部三波川帯の圧力構造と地質

- 構造の関係。テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集)、創文、62-69頁。
- 塩田次男 (1976) : 徳島県井川町辻地域の三波川結晶片岩の地質構造。小島丈児先生還暦記念文集、154-159頁。
- 塩田次男 (1981) : 四国東部池田—三加茂地方三波川結晶片岩の構造地質学的・岩石学的研究。徳島大学学芸紀要 (自然科学)、32、29-65頁。
- 塩田次男 (1985) : 四国東部三加茂—山川地方三波川変成帯の辻ナップ。徳島大学学芸紀要 (自然科学)、36、13-20頁。
- Shiota et al. (1993) : Sinistral En Echelon Folding of the Sambagawa schists and its tectonic implication. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 9, No. 4*, pp.671-683.
- 塩田次男・梅谷泰子・関 幸代 (1998) : 穴吹町の基盤岩の地質。阿波学会紀要 第45号、1-11頁。
- 寺戸恒夫 (1986) : 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性、地質学論集、第28号、221-232頁。
- 徳島県 (1970) : 15万分の1 徳島県地質図及び同説明書 (徳島県の地質)。徳島県。
- 徳島県川島農林事務所 (2003) : 平成14年度地すべり防止事業 (地質調査ボーリング等) 委託業務 (麻植郡美郷村倉羅) 報告書。徳島県。
- 中山 勇・加治敦次・高須 晃 (1983) : 四国東部および紀伊半島の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について—その1、四国東部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について。地球科学、37、262-274頁。
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977) : 三波川帯の造構運動。秀 敬編「三波川帯」、309-390頁。
- 原 郁夫・塩田次男・武田賢治・秀 敬 (1988) : 三波川帯のテクトニクス。月刊地球、10、372-378頁。
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Takeda, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y. (1990) : Nappe structure of the Sambagawa belt. *Metamorphic Geol.*, 8, pp.441-456.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y. (1992) : Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 9*, pp.495-595.
- 原 郁夫・秀 敬・塩田次男 (1994) : 四国中央部三波川帯の構造地質学—第二次大戦後の展開の批判的レビュー。構造地質、no.40、85-105頁。
- 原 郁夫・塩田次男 (1996) : 沈み込み帯35km-10km深度のテクトニクス—三波川帯からの情報。広島大学地学研究報告、28、1-76頁。
- 秀 敬・塩田次男・島本利彦・柴田次夫・村上拓司 (1977) : 四国三波川帯穴吹付近の横臥褶曲構造。日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会・日本鉱山地質学会昭和52年秋期連合学術講演会講演要旨集。
- 藤田 崇 (1992) : 四国東部の三波川帯地すべりの地形・地質特性、月刊地球、第152号、74-79頁。