

5万分の1地質図幅「身延」の紹介

尾崎正紀¹⁾

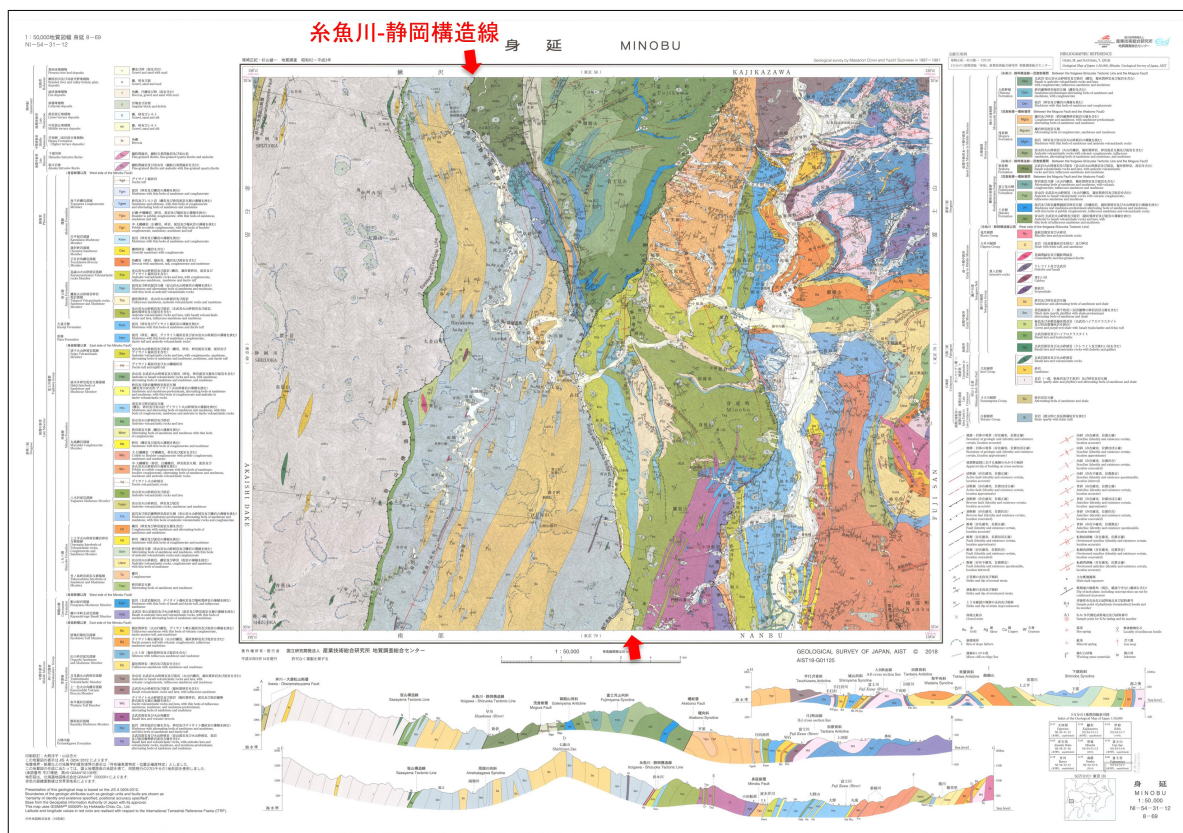
1. はじめに

2018年10月に5万分の1「^{みのぶ}身延」図幅地域(以降、「身延」地域と記述)が刊行された(尾崎・杉山, 2018; 第1図)。「身延」地域は、富士山の西方、富士川の流域に位置する。その中央には日本列島を分断する重要な地質境界である糸魚川-静岡構造線が南北に走っており、地体構造区分上、それを境に西側は^{しまんと}四万十帯、東側は南部フォッサマグナと呼ばれる(第2図)。

四万十帯は、白亜紀～前期中新世(1億数千万年前～約1,500万年前)のアジア大陸東縁部の沈み込み帯で形成された付加体が分布する地域である。一方、南部フォッサマグナは、アジア大陸から完全に分離して日本列島の骨格が形成された中期中新世(約1,500万年前)以降から現在まで、フィリピン海プレートの東縁部に位置する伊豆・小笠

原諸島と日本列島の衝突帯として付加体が分布する地域である。いずれも日本列島の成立過程解明に極めて重要な地質体で、「身延」地域はこれらの地質学的な歴史が凝縮して盛り込まれた貴重な地域である。このため、本地域では過去90年以上にわたり多くの学術的な調査・研究が行われ、形成プロセスなどについて数々の議論が行われてきた。また、本地域は、大きな地震被害が想定される東海地震の想定震源域北端に位置し、地震及びそれに伴う大規模な山体崩壊などに対する減災の観点からも、詳細な地質情報の把握が必要な地域であった。

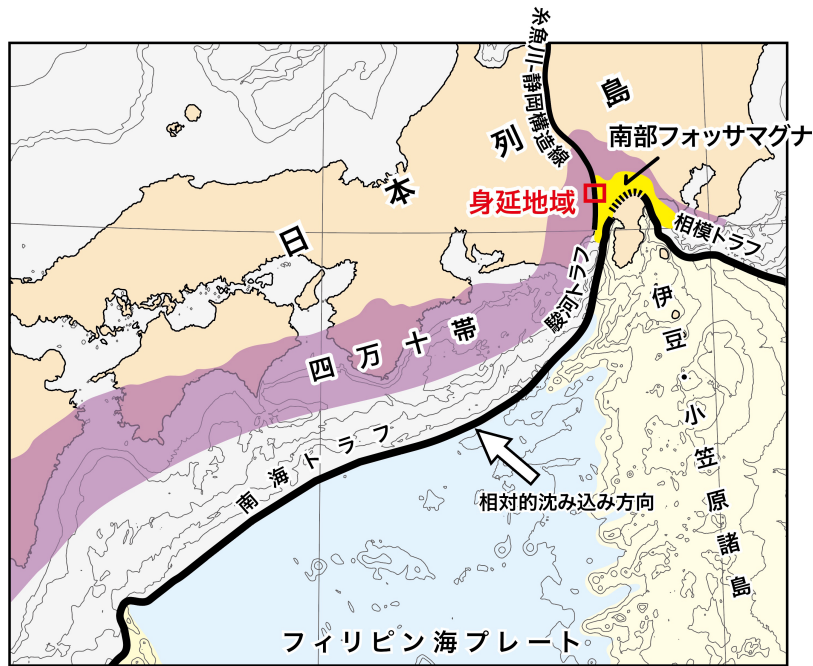
今回出版した「身延」地域は、調査で新たに得られた地質情報と、過去の膨大な研究成果を整理、照合して精度の高い情報にまとめたものである。以下、その概要を示す。なお、本稿で示す引用文献は一部のみ示している。詳細な引用文献は、地質図幅の説明書を参照頂きたい。



第1図 「身延」地域の地質図と糸魚川-静岡構造線の位置。

1) 産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門

キーワード：5万分の1地質図幅, 身延, 四万十帯, 瀬戸川帯, 南部フォッサマグナ, 糸魚川-静岡構造線, 身延断層, 曙断層, 七面山崩れ



第2図 「身延」地域の地質学的位置.

2. 四万十帯に分布する地層・岩体

赤石山地の四万十帯に分布する地層・岩体は、笹山構造線を境として、四万十主帯と瀬戸川帯に分布する地層・岩体に区分される(日本の地質『中部地方I』編集委員会, 1988; 第3図). 四万十主帯には、北西から南東へ向かって、白亜系～古第三系の赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群及び三倉層群が帯状に分布する。また、瀬戸川帯は、笹山構造線と糸魚川-静岡構造線に挟まれた地域で、前期中新世～中期中新世初期に形成された付加体が分布し、糸魚川-静岡構造線から分岐する藤代断層と十枚山断層を境として、西から瀬戸川層群、大井川層群及び竜爪層群に区分される(杉山, 1995; 第4図). これらの地質体のうち、「身延」地域西部には、白根層群、寸又川層群、犬居層群、瀬戸川層群、大井川層群及び竜爪層群が分布する(第5図).

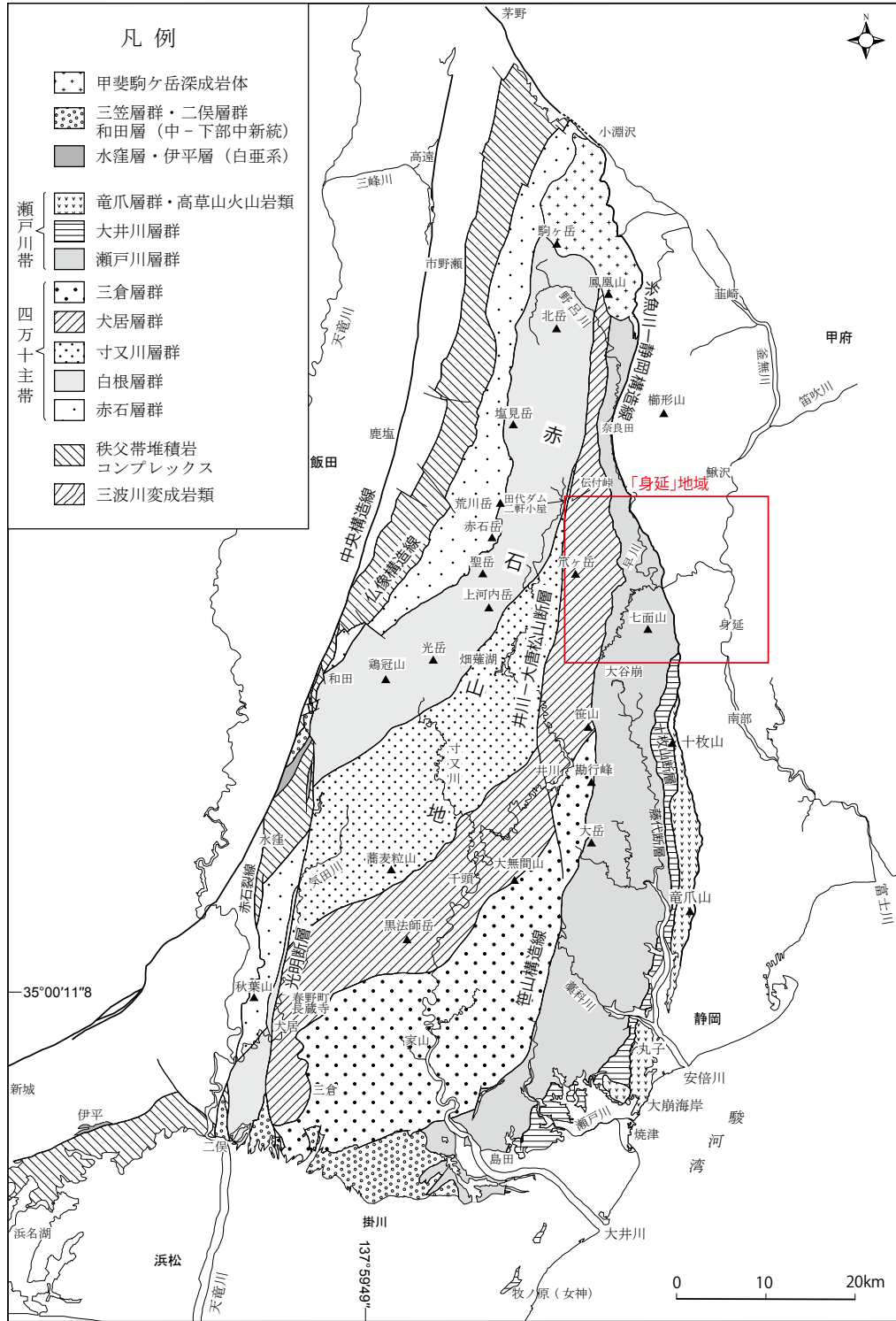
(1) 四万十主帯

白根層群は、赤石山地の駒ヶ岳から、光岳西方にかけて幅6～10 kmにわたって帯状に分布し、その北端部が「身延」地域の北西端に分布する。本層群は、主として海溝域に堆積した砂岩頁岩互層や頁岩からなり、ホットスポット起源の玄武岩や海山の石灰岩、大洋底のチャートなどのブロックを含む擾乱堆積物を伴う、構造性メランジュからなる(Kano *et al.*, 1991). 「身延」地域の本層群は主に頁岩からなり、珪長質凝灰岩を挟むが、玄武岩類は含まれてい

ない。赤石山地中～南部に分布する本層群のうち、チャートからはジュラ紀末～後期白亜紀初期、砕屑岩からは前期白亜紀末～後期白亜紀と推定される放散虫化石群集が報告されている。

寸又川層群は、赤石山地の前衛山地などに、幅約15 kmで北東-南西方向に帯状に分布し、東縁を南北方向の井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)に切られる。「身延」地域には、その北西端の幅約200 mの南北に延びる狭い地域に寸又川層群が分布する。本層群は、主としてタービダイト起源の砂岩頁岩互層からなり、厚い砂岩層及び頁岩層を伴う海溝～海溝陸棚斜面上に堆積した整然層からなる。また、白色ないし淡緑色の凝灰岩層が挟まれるが、玄武岩やチャートはほとんど含まれておらず、本層群は付加体形成の際に付加体浅部ではぎ取られた(あるいは底付け付加され褶曲-スラスト構造を被った)ものと考えられる。「身延」地域に分布する本層群の岩相は砂岩頁岩互層からなり、一般的な走向傾斜は概ね南北走向で65～80°東傾斜を示す。「身延」地域周辺の本層群の頁岩からは、後期白亜紀と推定される放散虫化石群集が報告されている。

犬居層群は、南西端の浜松市天竜区北東部(旧犬居町)から、笹ヶ岳を通り、北端は鳳凰山の南まで幅2～12 kmで北東-南西から南北方向に帯状に分布する。「身延」地域には、井川-大唐松山断層と笹山構造線に挟まれた、早川及び雨畑川西岸の山地に分布する。本層群は、主として海溝域に堆積した泥岩と砂岩頁岩互層からなる。また、頁岩や砂岩頁岩互層の一部は強く変形及び破断し、砂岩や

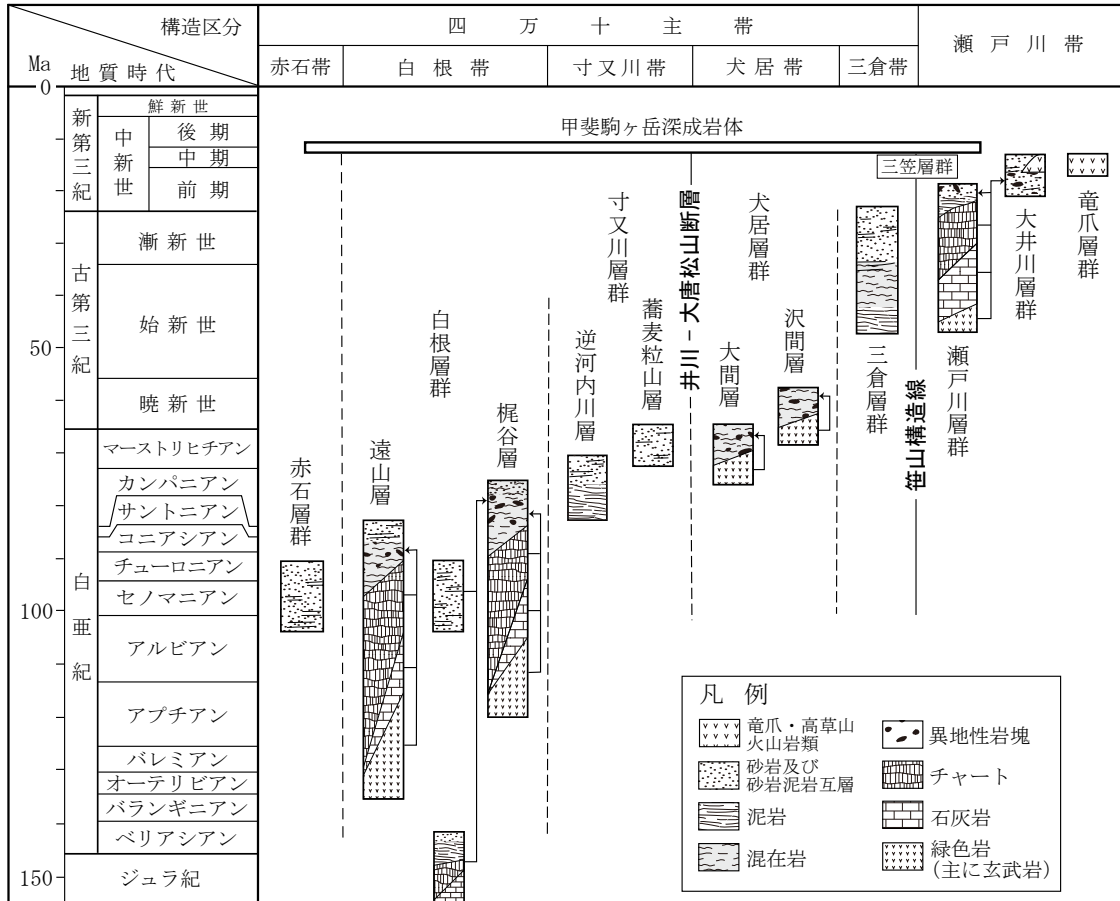


第3図 赤石山地の四万十帯の地質概略図。

海洋プレートに起源を持つ玄武岩などのブロックを含み、メランジュ相を呈する (Kano *et al.*, 1991). 本地域の本層群の一般走向傾斜は、南北走向で西傾斜 60 ~ 80°が卓越するが、逆転層を含む波長数十~数百 m 程度の褶曲構造や覆瓦構造が発達する可能性がある。本地域周辺に分布する本層群からは、白亜紀最後期(カンパニアン期)~暁新世(?)と推定される放散虫化石群集が得られている。

(2) 瀬戸川帯

瀬戸川層群は、笹山構造線を西縁として、大井川下流域から安部川中・上流域、早川流域まで南北に広く分布する。「身延」地域西部の東半部に分布し、西縁は笹山構造線で犬居層群と、東縁は糸魚川-静岡構造線で巨摩層群及び富士川層群と接する。瀬戸川層群の復元された層序は、下位より玄武岩、石灰岩、チャート、頁岩、砂岩頁岩互層及び

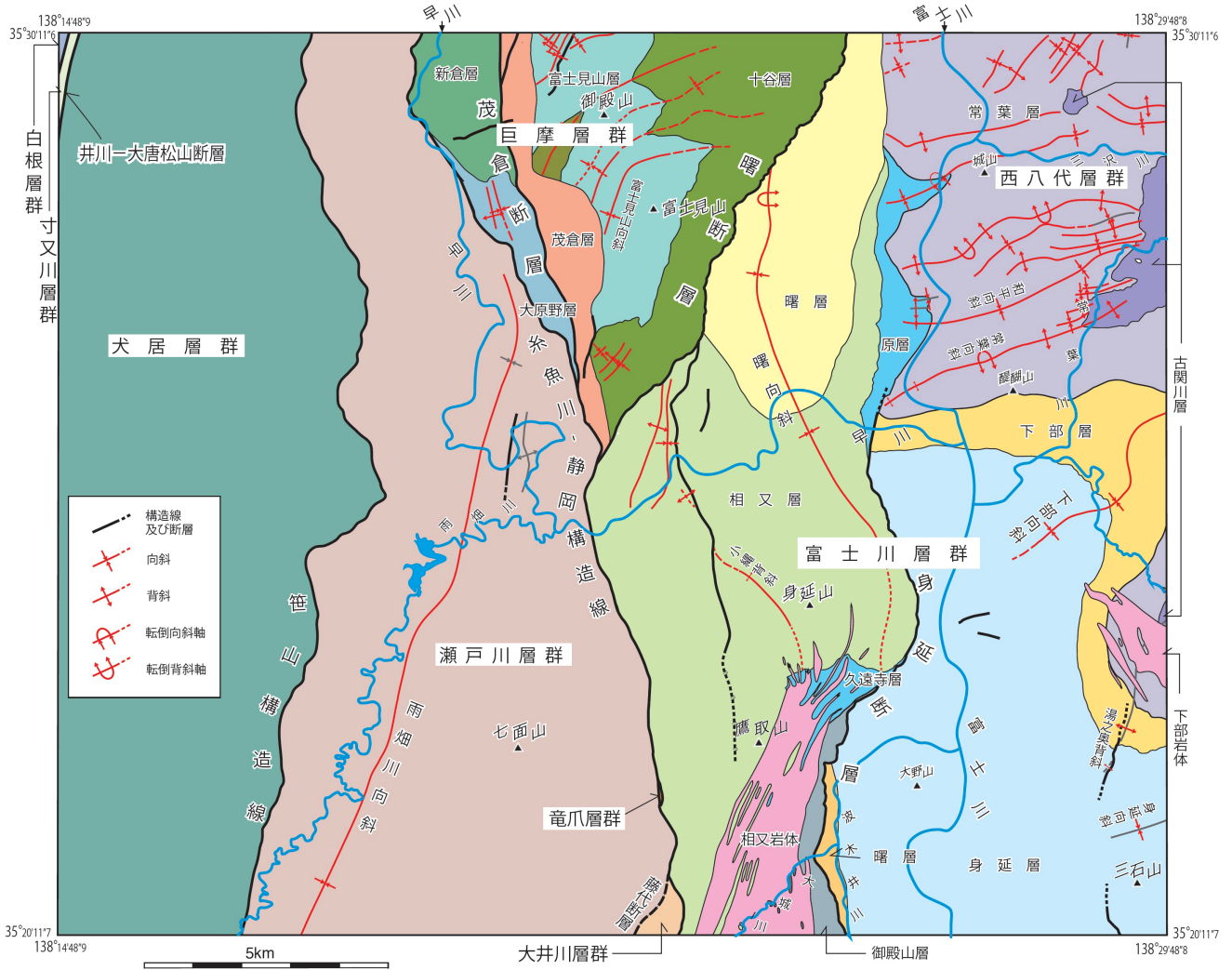


第4図 赤石山地の四万十帯の構造区分と模式層序. 村松 (2001) に加筆. 杉山・松田 (2014) の第3.2図を転載.

砂岩からなる。また、笹山構造線に隣接する地域には、緑色～赤紫色凝灰質頁岩、玄武岩ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩などが分布し、南北に延びる蛇紋岩の貫入岩体が存在する。玄武岩を伴う石灰岩-チャート層は上位の碎屑岩層とともに、西に傾斜する覆瓦構造を形成し、走向と直交する方向に繰り返し出現する。このうち、「身延」地域の瀬戸川層群は、南部は南北から北北東-南南西方向、北部は南北から北北西-南南東方向の一般走向を示し、傾斜は60～90°(逆転層も含む)を示す。また、大構造として、笹山構造線の1.2～3 km東方に平行して雨畑川向斜(杉山, 1995)が発達する(第5図)。雨畑川向斜東翼部は、主に砂岩、砂岩頁岩互層及び粘板岩からなり、ブロック状の玄武岩を伴うが、石灰岩及びチャートの分布は確認されていない。雨畑川向斜西部の瀬戸川層群は粘板岩ないし千枚岩を主体とし、笹山構造線沿い(層序的には最下部にあたる)には、上述のように、ホットスポットの活動(坂本ほか, 1993; 杉山, 1995)による海山の玄武岩の溶岩及びハイアロクラスタイトが分布する。また、南北に延びる蛇紋岩、斑れい岩、ドレライト及び玄武岩、花崗閃緑岩及び細粒閃緑岩の貫入岩体が存在する。本層群に含まれ

る海山の礫性石灰岩からは中期始新世～前期漸新世、遠洋性堆積物のチャートからは漸新世～最初期中新世、海溝域で堆積した碎屑岩層からは前期中新世の前期を示す微化石群集が産出する。

大井川層群は、藤代断層と十枚山断層に挟まれた南北に延びる狭い地域(十枚山山地など)に分布する。その北端部では十枚山断層が糸魚川-静岡構造線に収束するため、「身延」地域では、本層群は藤代断層と糸魚川-静岡構造線に挟まれて分布する。本層群は、主に外側斜面～海溝域に堆積した砂岩頁岩互層と頁岩からなり、中～上部に礫岩、含礫泥岩及び砂岩を伴う。また、当時の外縁隆起帯を構成していた瀬戸川層群由来の石灰岩、チャート及び玄武岩のほか、礫性石灰岩のブロックが含まれ、ドレライトやアルカリドレライトの貫入も認められる。「身延」地域では、一部凝灰質の頁岩、砂岩頁岩互層及び砂岩からなり、珪長質凝灰岩を挟む。また、本地域では地質構造は不明であるが、南接「南部」地域における一般走向はほぼ南北走向で、東又は西へ70～90°傾斜する。「南部」地域の頁岩から前期中新世初期の可能性が高い放散虫化石群集、「清水」地域以南の大井川層群の碎屑岩から前期中新世から中期中



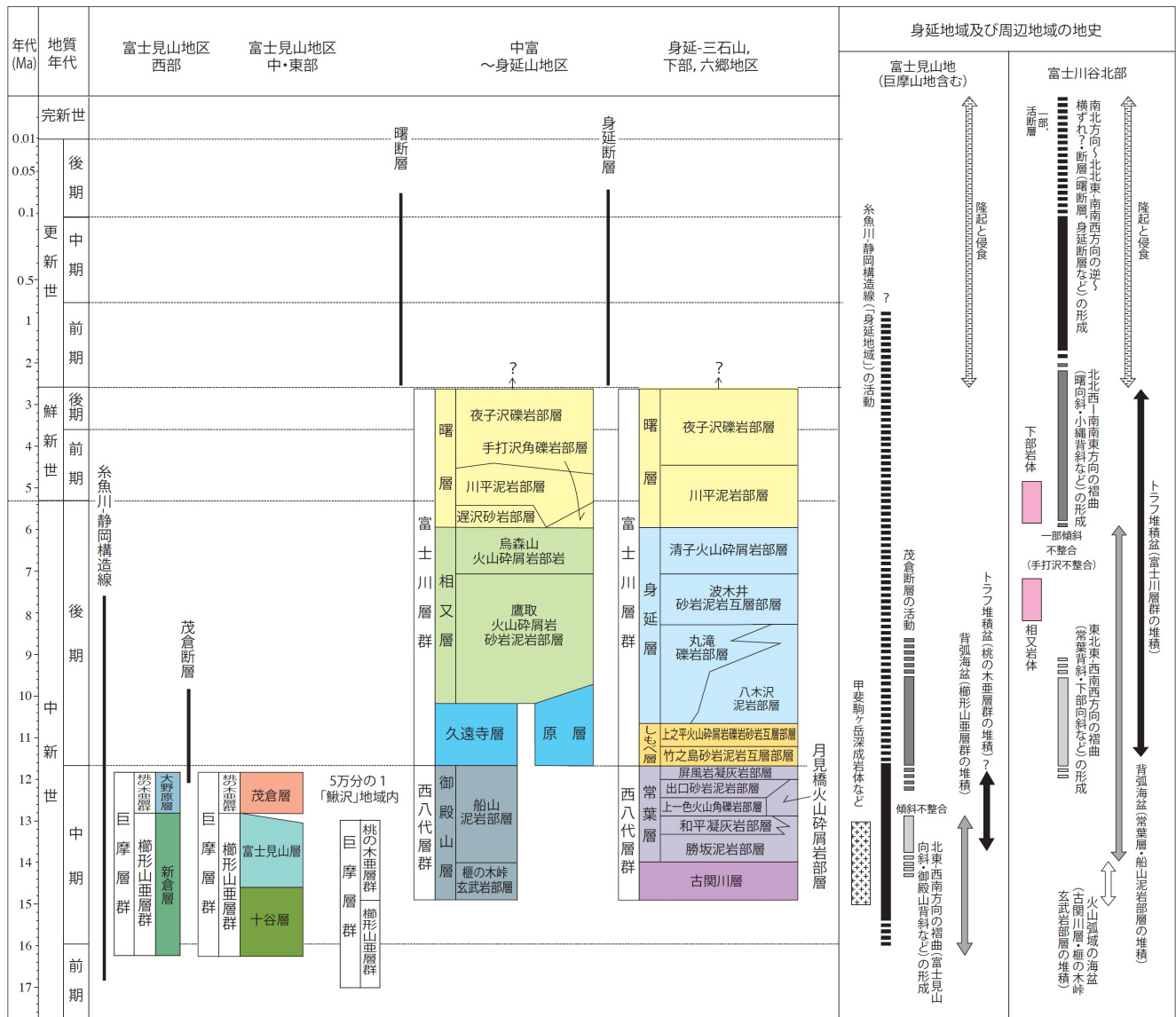
第5図 「身延」地域の地質概略図。第四系は省略。

新世初期の放散虫及び浮遊性有孔虫化石群集が報告されることから、本層群は下部中新統～中部中新統下部と推定される。

竜爪層群は、大井川層群の東側、糸魚川－静岡構造線との間に南北に細長く分布する。「身延」地域では、春木川上流西岸の糸魚川－静岡構造線沿いにわずかに孤立した狭長な分布が認められるだけで、地質構造は不明である。本層群は、主として流紋岩とデイサイトの溶岩及び火砕岩からなり、デイサイトやドレライトなどの貫入岩を伴うが、「身延」地域のは流紋岩の溶岩及び火砕岩からなる。南隣「南部」地域の流紋岩に挟在する泥岩からは、前期中新世末～中期中新世初期の浮遊性有孔虫及び放散虫の化石群集が産出する。海溝に隣接する海洋プレート上(おそらく四国海盆北東端)において、ホットスポットの活動(及び島弧性火山活動?)が起こり、本層群が形成されたと考えられる。

3. 南部フォッサマグナに分布する地層・岩体

南部フォッサマグナ(Matsuda, 1962など)は、西縁を糸魚川－静岡構造線、北縁～東縁を藤ノ木－愛川構造線、南縁を駿河トラフ～伊豆半島北縁(入山瀬－大宮－安居山断層や国府津－松田断層など)～相模トラフに限られた地域である(第2図)。この地域に分布する地層・岩体は、約1,500万年前以降に日本列島に付加した伊豆－小笠原弧の海底火山及び周辺の深海堆積物と、それらが付加される際に形成された中期中新世～第四紀のトラフ充填堆積物と周辺の火山岩類からなり、断層と褶曲により複雑に変形している。また、深成岩も伴っている。赤石山地、関東山地、伊豆周辺地域も含め、伊豆・小笠原弧と本州弧が衝突して地形・地質が大きく変形した島弧－島弧衝突帯は「伊豆衝突帯」(Taira *et al.*, 1998)とも呼ばれ、南部フォッサマグナはその一部として「島弧付加体区」(青池, 1999)と呼称されることもある。



第6図 「身延」地域に分布する巨摩層群、西八代層群及び富士川層群の層序区分と年代。

「身延」地域の東部は、この南部フォッサマグナ西縁部に位置する。南部フォッサマグナ西部の巨摩山地には巨摩層群（下部中新統最上部～中部中新統）、御坂山地には西八代層群（中部中新統）、富士川谷（富士川流域）～天子山地には西八代層群及び富士川層群（中部中新統～鮮新統）が分布し、「身延」地域にはこれら三つの層群がすべて分布する（第5図；第6図）。また、後期中新世の貫入岩である相又岩体と下部岩体も分布する。なお、第四系は中部更新統が曙断層の東側に、上部更新統～完新統が主な河川沿いにわずかに分布するのみである。

巨摩層群

巨摩層群は、巨摩山地に分布し、下部の主に深海の火山噴出物からなる櫛形山亜層群と、上部の陸源の粗粒な碎屑

性堆積物を多く含む深海堆積物（トラフ充填堆積物）からなる桃の木亜層群に区分される。「身延」地域は、巨摩山地の南端部（富士見山地区）にあたる。

本地域の巨摩層群は、曙断層を東縁として富士川層群及び西八代層群と接し、糸魚川-静岡構造線を西縁として瀬戸川層群と接する。本地域の巨摩層群は、更に南北方向の茂倉断層により、東西に二分される（第5図；第6図）。櫛形山亜層群は、茂倉断層東側では下部の十谷層と上部の富士見山層に、西側では新倉層に区分される。桃の木亜層群は、茂倉断層東側では茂倉層に、西側では大原野層に区分される。櫛形山亜層群は全体としては桃の木亜層群に概ね整合で覆われるとされるが、「身延」地域の十谷層及び富士見山層と茂倉層とは傾斜不整合で接する。一方、新倉層の地質構造は不明であるが、見かけ上、新倉層と大原野

層とは整合的な関係を示す。

十谷層及び新倉層は主に安山岩～玄武岩の火山碎屑岩と溶岩からなり、火山碎屑岩は本質及び再堆積性を含む。富士見山層は、主に再堆積性の火山碎屑岩と砂岩泥岩互層、砂岩、礫岩からなる。茂倉層及び大原野層は、主に泥岩、砂岩泥岩互層及び礫岩からなり、安山岩～玄武岩の本質及び再堆積性の火山碎屑岩を伴う。

微化石群集や貫入岩体の放射年代から、鰍沢地域の巨摩層群は下部中新統最上部～中部中新統中部と考えられている(青池, 1999)。一方、本地域の浮遊性有孔虫化石群集からは、巨摩層群の上限は中部中新統上部に及ぶ可能性が示唆される(第6図)。

西八代層群

西八代層群は、海底下の火山噴出物と深海堆積物からなる。「身延」地域の西八代層群は、北東部のほか、身延断層層西側沿いに狭小に分布する。

本地域の北東部に分布する西八代層群は、下部の古関川層と上部の常葉層に区分される。古関川層は、海底噴火の玄武岩(一部安山岩)溶岩及び火山碎屑岩からなる。常葉層は、海底火山噴出物及び深海底堆積物からなり、下位より、勝坂泥岩部層、和平凝灰岩部層、上一色火山角礫岩部層～月見橋火山碎屑岩部層、出口砂岩泥岩部層及び屏風岩凝灰岩部層に細分される。勝坂泥岩部層は主に泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層、和平凝灰岩部層及び屏風岩凝灰岩部層は主にデイサイトの火砕流堆積物、上一色火山角礫岩部層は主に玄武岩火砕岩及び溶岩、月見橋火山碎屑岩部層は主に安山岩～玄武岩火砕岩及び溶岩、出口砂岩泥岩部層は凝灰質砂岩と泥岩からなる。古関川層と常葉層の火山岩類は、それぞれ海洋島弧の火山弧と背弧の海底火山活動によって形成されたと推定されている(青池, 1999など)。

身延断層層西側沿いに分布する御殿山層は、下部の櫃の木峠玄武岩部層と上部の船山泥岩部層に細分される。櫃の木峠玄武岩部層は古関川層に、船山泥岩部層は常葉層に対比される。

本層群の下限は不明であるが、産出する浮遊性有孔虫化石などから、中部中新統に対比される。

富士川層群

富士川層群は、富士川流域に広く分布する。本層群は、主に粗粒堆積物を含む深海のトラフ充填堆積物からなり、トラフに近接した伊豆一小笠原弧背弧域の火山碎屑岩及び溶岩を伴う。

「身延」地域は富士川層群の北部分布域にあたり、西八

代層群を整合及び一部傾斜不整合(手打沢不整合)で覆い、中部更新統の平須層に顕著な傾斜不整合で覆われる。本層群の下部と中部は、身延断層を境に東西で大きく岩相が変化するため、断層の西側は下位より原層、久遠寺及び相又層に、東側はしもべ層と身延層に区分される。一方、上部は、両地域とも曙層に区分される。

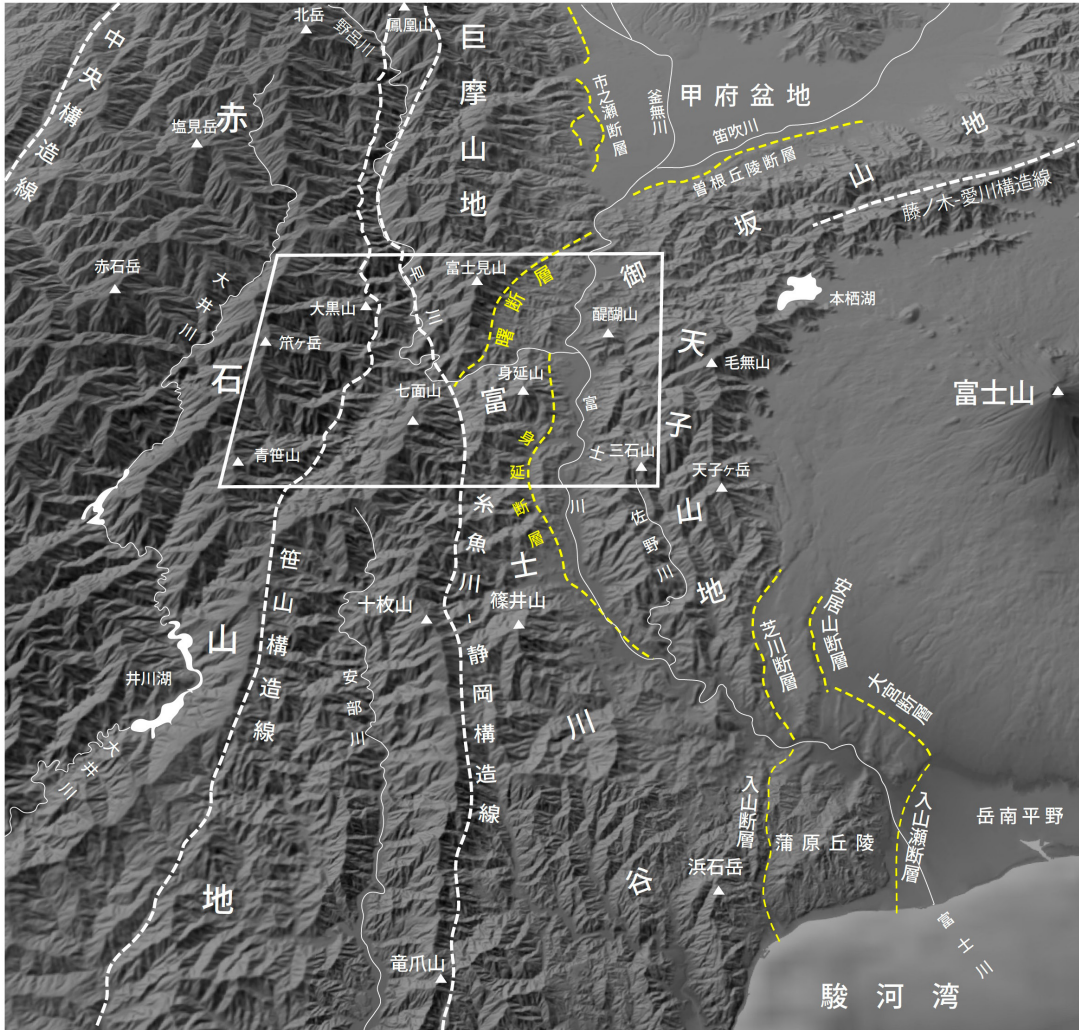
原層及び久遠寺層は対比され、主に深海底堆積物の泥岩からなり砂岩泥岩互層を伴う。相又層は、主に再堆積性の火山碎屑岩、砂岩及び泥岩を伴う安山岩火山碎屑岩及び溶岩からなる下部(鷹取火山碎屑岩砂岩礫岩部層)と、安山岩火山碎屑岩及び溶岩からなる上部(烏森山火山碎屑岩部層)に区分される。相又層は約1,000～600万年前の伊豆-小笠原弧の背弧域において主にカルクアルカリ質安山岩マグマの活動により形成されたものである(遠藤ほか, 1995; 青池, 1999; 山本, 2000など)。

しもべ層は、砂岩泥岩互層からなる下部(竹之島砂岩泥岩互層)と、再堆積性の火山碎屑岩、砂岩及び礫岩からなる上部(上之平火山碎屑岩礫岩砂岩互層部層)に区分される。身延層は、主に泥岩及び砂岩泥岩互層主体(八木沢泥岩部層及び波木井砂岩泥岩互層部層)からなり、下部に巨礫岩層(丸滝礫岩部層)、上部に安山岩火山碎屑岩(清子火山碎屑岩部層)を伴う。しもべ層及び身延層は約1,200～700万年前の南北方向のトラフ堆積盆において形成されたもので、丸滝礫岩部層は当時の関東山地から供給されたものである(Soh, 1986など)。

曙層(上部中新統～鮮新統)は、主に礫岩(夜子沢礫岩部層)からなり、下部に、身延断層の西側では角礫岩(手打沢角礫岩部層)、軟体動物化石が多産する砂岩(遅沢砂岩部層)、泥岩(川平泥岩部層)を伴う。一方、身延断層東側では、夜子沢礫岩部層と川平泥岩部層のみが分布する。後期中新世末(約600万年前)以降、伊豆-小笠原弧の北北西から北西方向への沈み込みの変化に伴い本地域は東西短縮域となり(松田, 2007など)、本地域の海底火山活動(相又層など)は終息し、北北西-南南東方向の褶曲構造(曙向斜・小縄背斜など)が形成された。曙層は、この曙向斜(トラフ堆積盆)内に堆積した地層で、急激に隆起した北東方の赤石山地(山地)北部から大量に運び込まれた粗粒堆積物を多く含む。また、このトラフ堆積盆の形成に伴い、曙層と西八代層群及び富士川層群下部～中部との間には、大規模な傾斜不整合(手打沢不整合)が形成されている。

貫入岩類(下部中新統)

後期中新世の貫入岩類は、「身延」地域では、中央部南



第7図 「身延」地域及び周辺地域の鳥瞰図と主な断層。

白の四角枠は身延図幅地域を示す。地形陰影図は国土地理院 Globe (<http://globe.gsi.go.jp>) により 2018 年 1 月 10 日に作成。破線は断層を示し、黄色の破線は活断層（推定を含む）。

部に相又岩体が、東端部南部に下部岩体が分布する。いずれも細粒閃緑岩、細粒石英閃緑岩及び安山岩からなり、西八代層群～富士川層群下部に南北方向で貫入している。放射年代は、相又岩体は後期中新世中頃、下部岩体は後期中新世末を示す。

第四系

本地域の第四系は、主に南部フォッサマグナ地域に分布しており、中部更新統平須層（高位段丘堆積物）、上部更新統の中位及び低位段丘堆積物、上部更新統～完新統の崩積堆積物、完新統の扇状地堆積物、氾濫原及び谷底平野堆積物、現河床堆積物に区分される。平須層は曙断層東側の丘陵性山地にのみ分布し、曙断層の活動に関連した地層と考えられる。また、崩積堆積物は広範囲に分布する。ほかの第四系は富士川及び早川沿いなど、現河川沿いやその周辺山麓に狭小に分布する。

4. 地質構造

「身延」地域には、南北方向で変位量の大きな断層がよく発達し、主なものは、西から井川－大唐松山断層、笹山構造線、藤代断層、糸魚川－静岡構造線、曙断層、身延断層と呼ばれる（第5図；第7図）。いずれも断層の西側が相対的に大きく隆起して、断層面が西に傾斜する逆断層である。

このうち、最も顕著な断層は糸魚川－静岡構造線で、糸魚川から静岡に至る総延長約 250 km の大規模な断層帯である。糸魚川－静岡構造線は地域により異なる活動史が認められているが、「身延」地域を含む山梨県北杜市（小淵沢）以南に発達するものは、瀬戸川帯と南部フォッサマグナ地域との境界をなす、伊豆－小笠原弧の衝突時に形成された西傾斜の逆断層である（松田，1961；小山，1984；杉山・下川，1990 など）。約 1,500 万年前、日本列島と伊豆－小笠原弧との衝突により、糸魚川－静岡構造線は藤

木野—愛川構造線などとともに衝突境界として初源的に形成され、現在の赤石山地に分布する四万十帯の地層群は反時計回りに回転した(松田, 1989; 青池, 1999 など)。この回転とほぼ同時期に、大井川層群と竜爪層群が付加され、四万十帯に分布する地層・岩体内部では、赤石裂線、笹山構造線などの南北性の左横ずれ断層が活動している。

一方、南部フォッサマグナ側には、地震や斜面崩壊の減災対策に関連して注視すべき第四紀以降に形成された曙断層と身延断層が存在する。第四紀になると、現在の伊豆半島を先端とする伊豆—小笠原弧のブロックの衝突により、南部フォッサマグナの多くの地域は広域に陸化し(Yamazaki, 1992; 青池, 1999; 松田, 2007 など)、「身延」地域周辺においても著しい西北西—東南東～東西方向の圧縮が生じ、両断層は形成された。いずれも西側が相対的に数 km 以上隆起した逆断層である。例えば、身延山は約 1,000 万年～700 万年前頃に噴出した南方の伊豆・小笠原諸島の海底火山体が、北へ移動し 260 万年前以降に剥ぎ取られ、身延断層の西側隆起の変位によって山地となった地塊である。また、身延断層は大城川の河成礫を切っており、少なくとも身延断層の南部は後期更新世以降に活動している活断層である(水本ほか, 2016 など)。なお、曙断層(富士見山断層)も活断層と推定されている(久保田ほか, 1989)が、今回の調査で、活断層である確実なデータは確認できなかった。

上記の断層群のほか、巨摩層群には中期中新世中頃に形成された東北東—西南西～北東—南西方向の褶曲構造(富士見山向斜、御殿山背斜など)が発達する(第 5 図)。また、西八代層群及び富士川層群には、中期中新世末から後期中新世前半に形成された東北東—西南西～北東—南西方向の褶曲構造(常葉背斜、しもべ向斜など)と、後期中新世末から前期更新世初頭にかけて形成された北北西—南南東方向の褶曲構造(曙向斜及び小縄背斜)が発達する。いずれも衝突方向を反映した堆積中に形成された褶曲構造である。

5. おわりに

5万分の1地質図幅は、学術研究への貢献のほか、地震被害の減災対策、土木建築事業の基礎となる資料としての利活用が期待される。特に、「身延」地域は、七面山崩れなど、大規模な山体崩落や地すべり発生の地質・地形学的な素因があり、その一部は南海トラフ沿いの大地震が誘因である可能性も指摘されている(内閣府, 2014)。今後、それらの対策に向けた基礎資料として、情報提供を行い

たい。

一方、本地域は1億数千万年前以降のプレート境界の沈み込み帯における大地の変遷を凝縮して記録している。例えば、糸魚川—静岡構造線を挟んで、全く異なる形成史を持つ霊峰の身延山と七面山が並び立つなど、多様でダイナミックな成り立ちを持つ自然資源を有する。これら自然資源を活用したジオツーリズムなど観光振興を促す資料としても活用頂きたい。

文 献

- 青池 寛(1999)伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学):伊豆・小笠原弧の研究—伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動—, no. 9, 111-151.
- 遠藤 理・奈村英之・天野一男(1995)南部フォッサマグナ中新世鷹取山安山岩質水中火山の復元. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 248.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊(1986)四万十帯層群の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例—. 静岡大学地球科学研究報告, no. 12, 89-114.
- Kano, K., Nakaji, M. and Takeuchi, S. (1991) Asymmetrical melange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan. *Tectonophysics*, **185**, 375-388.
- 久保田 勲・浅川一郎・平川一臣・今泉俊文(1989)巨摩山地・富士見山東麓の活断層. 活断層研究, no. 7, 43-48.
- 小山 彰(1984)山梨県早川沿いの糸魚川—静岡構造線—特に断層帯の形成について. 地質学雑誌, **90**, 1-16.
- 松田時彦(1961)富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, **67**, 79-96.
- Matsuda, T. (1962) Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. In Macdonald, A.G. and Kudo, H. eds., *The Crust of the Pacific Basin, Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, no. 6, 140-150.
- 松田時彦(1989)南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味. 月刊地球, **11**, 522-525.
- 松田時彦(2007)南部フォッサマグナ新第三紀の造構史—沈み込み帯との関係—. 月刊地球号外, no. 57, 182-188.

- 水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子 (2016) 富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義. 活断層研究, no. 44, 9-21.
- 村松 武(2001)赤石山地の放散虫化石と地質. 村松 武・四方圭一郎・下平 勉編, 南アルプスの山旅—地形・地質観察ガイド—, 飯田市美術博物館, 103-108.
- 内閣府 (2014) 1707 宝永地震報告書. 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書, 250p. (http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1707_houeijishin/index.html, 2018 年 12 月 7 日閲覧)
- 日本の地質『中部地方 I』編集委員会 (1988) 日本の地質 4 中部地方 I. 共立出版, 東京, 332p.
- 尾崎正紀・杉山雄一 (2018) 身延地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 169p.
- 坂本隆之・小川勇二郎・中田節也 (1993) 瀬戸川付加体中の緑色岩類の起源とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, 99, 9-28.
- Soh, W. (1986) Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Pliocene age and its Geotectonic implication. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 52, 1-68.
- 杉山雄一 (1995) 赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程. 地質調査所月報, 46, 177-214.
- 杉山雄一・松田時彦 (2014) 南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 134p.
- 杉山雄一・下川浩一 (1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 103p.
- Taira, A., Saito, S., Aoike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N. Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A. (1998) Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *The Island Arc*, 7, 395-407.
- 山本玄珠 (2000) 富士川中流域, 富士川層群身延累層の層序と火山岩類の岩石化学的研究. 東海大学紀要海洋学部, no. 50, 115-135.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43, 603-657.
-
- OZAKI Masanori (2019) Introduction of the Geological map of the Minobu District (Quadrangle Series, 1:50,000).
-

(受付:2018年12月10日)