

愛媛県の地質

第4版20万分の1 地質図説明書

編 纂

桃井 齊・鹿島愛彦・高橋治郎

株式会社 トモエヤ商事

平成3年

研究—小松町南川の花粉分析—、愛媛の地学、堀越和衛先生追悼記念号、86—88。

——(1974)：愛媛県新生代層の花粉化石の研究、大洲市菅田の花粉分析、地学研究、25、389—394。

——(1977)：愛媛県新生代層の花粉学的研究—北宇和郡津島町大道の花粉分析—、地学研究、28、305—312。

——(1978)：愛媛県新生代層の花粉学的研究—南宇和郡城辺町大久保の花粉分析—、地学研究、28、457—464。

——(1983)：愛媛県内子町本村No.2団地の花粉分析、愛媛の地学、宮久三千年先生追悼記念号、153—156。

——永井浩三(1972)：愛媛県西北部の洪積世高野川層、愛媛大学紀要、自然科学、(D)、7、13—16。

谷山 根・栗原権四郎・坂東祐司・横瀬広司・齊藤 実・西嶋輝之(1969)：四国西部における音地火山灰層について、香川大学教育学部研究報告、II、173、1—10。

常磐井守典(1983)：大洲市付近における第四紀礫層についての紹介、愛媛の地学、宮久三千年先生追悼記念号、157—160。

富田友幸・清水欣一・和田温之・古川博恭・中村 純・満塚博英(1977)：愛媛県宇和盆地の第四系、地質学会第84年学術大会演旨、303。

地すべり

安藤 武・黒田和男・岡 重文(1963)：愛媛県上浮穴地方の地すべり調査、地調月報、14、565—578。

長谷川修一・永峰良則・川上祐史(1982)：愛媛県加茂川流域の地すべり発生年代、日本応用地質学会昭和57年度シンポジウム及び研究発表会予稿集、86—89。

近藤信典(1961)：愛媛県肱川沿岸地すべりについて、地調月報、12、735—746。

Miyahara, K. (1963) : On the Landslide Appeared in Mimido, Nakaguroiwa, and Kassen Areas, Ehime Prefecture, Japan. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, 12, 581-598.

永井浩三(1976)：愛媛県下にみられる地すべりについて、農業土木学会中国四国支部51年度シンポジウム「破碎帯地すべりの地質学的特性」、22—27。

齊藤 実(1976)：四国の地質と地すべりについての概観、農業土木学会中国四国支部51年度シンポジウム「破碎帯地すべりの地質学的特性」、1—15。

——(1980)：四国地方の地質と地すべり、山くずれおよび地殻変動について、土質工学会四国支部20年のあゆみ、9—48。

高谷精二(1971)：地すべり地のslickensideに関する一考察、応用地質、3、129—135。

武田 治(1980)：鹿野川ダム周辺(大地)の地すべり、土質工学会四国支部20年のあゆみ、73—121。

愛媛県地質図は、昭和32年、愛媛県林務課からの御要求と御指導のお陰で、初めて本格的なものが刊行されました。この時編纂者である永井浩三先生が、「地質図は、10年たてば一変すると言われる程調査研究がどんどん進歩している。しかし県下の地質については分からない問題が多いのでこの地質図を基礎にして更に研究を続けたい。」と当時の愛媛新聞紙上で語っておられます。

その後、昭和42年版、1980年版と改訂出版を続けてきましたが、いずれの時も愛媛県庁から各種の御後援を頂きました。

これらのうち、1980年版は、内容外観とも他に例を見ない出来栄であった為、各方面から、格別の御好評を頂きました。

この為、当社の地質図出版も、もうこれで終了であると思っておりましたところが、愛媛県は、面積も広く地質も多様で複雑であり、地すべり、土石流、地盤沈下など災害も多く、地域開発など広範な分野の計画立案、教育等に於ける基礎資料として、貴重な役割を果たしており、その後新たな地質資料が、蓄積されてきた事等から、各方面からの再版の御要望が多くなりましたので、此の度改訂版を刊行する事になりました。

前述の通り、過去三度にわたる愛媛県地質図の出版の時も、又、此の度の改訂出版に当たっても、愛媛県庁から色々と御教示や励ましを頂きました。

こんな立派な、後世に残る様な地質図を「トモエヤ」の名で出版出来るという事は、本当に光栄であり、粗糲に大変な御苦勞をお掛けした諸先生を始め、関係各位に厚く御礼申し上げます。

第4版20万分の1

愛媛県地質図・説明書

平成3年3月31日／第4版 発行

昭和55年2月5日／第3版 発行

昭和42年9月1日／第2版 発行

昭和32年4月28日／第1版 発行

発行所 株式会社 トモエヤ商事
本社 松山市和泉北1丁目2-25
TEL0899(31)8571
地質図印刷 国土地図株式会社
東京都新宿区西落合2丁目12-5
TEL03(3953)5879(代表)
説明書印刷 明星印刷工業株式会社
松山市土居田町500
TEL0899(71)7111(代表)

ば、流紋岩質松脂岩、ざくろ石黒雲母流紋岩、石英安山岩、古銅輝石安山岩、噴火岩を始めとして、多量の角閃石安山岩、少量の粗面岩質安山岩、アルカリかんらん石玄武岩などの組み合わせからなる紫輝輝石質岩系に属するものである。

愛媛県においては、瀬戸内火山岩類は、主として松山市周辺の領家・三波川両帯に分布する。また、中央構造線に沿って、あるいは断層に貫入して、川之江市川端町椿堂南方から西の双海町上澄まで断続的に分布している。分布北限は、山口県柳井市から今治市を結ぶ付近で、南限に分布するものとしては鹿島(1973)によって、秩父系帯の名野川橋上のすぐ北(上浮穴郡柳谷村大成)において幅90~250cmの変質安山岩岩脈が報告されている。

松山市西方の伊予灘に浮かぶ温泉郡中島町由利島には、高浜層群に対比される両輝石角閃石安山岩や斜方輝石安山岩、火砕岩類が分布している(鹿島ほか, 1983)。

瀬戸内火山岩類の火成活動の時代は、森本ほか(1956, 1958)や笠間ほか(1957)、堀越(1972)などにより、中新世後期(第1瀬戸内期)と鮮新世(第1・第2中間期)、鮮新-更新世(第2瀬戸内期)の3期が識別されていた。しかし、本岩類のK-Ar年代測定をおこなった鶴ほか(1978a, b)は中期中新世のみの活動とした。

本火山岩類については、すでに、領家帯に分布するものは興居島層群や高浜層群などとして、三波川帯のものは石鏡層群として説明した。

5 中央構造線に伴う火山岩類

中央構造線に沿う地帯には、双海町明神山付近や丹原町土谷のように黒雲母安山岩が貫入している場合と、地質図には表現されていない幅10数メートル以下の輝石安山岩(川内町上音田、丹原町湯谷口など)やフィロナイト様安山岩(砥部町岩谷口)、さぬき岩質安山岩(川内町河之内)が中央構造線に沿って貫入している(堀越, 1954)。宇摩郡土居町や新居浜市付近では、流紋岩質安山岩が中央構造線に沿って貫入している。これらの火山岩類は、石鏡層群のメンバーである。

田崎ほか(1990)は、中央構造線の桜樹園曲部から西条市南部に貫入する3ヶ所の輝石安山岩のK-Ar年代を測定した。その結果、15.3±0.4Ma(川内町上音田)、21.0±1.2Ma(丹原町湯谷口)、15.4±0.4Ma(西条市上の原南方)という年代が得られた。丹原町湯谷口で21Maという年代がもたれているが、この数値の意味することについては現在検討中である。

(高橋 治郎)

第 4 章

三波川帯・みかぶ(御荷鉢)帯

三波川帯は、群馬県多野郡鬼石町を流れる神流川(利根川の支流)に注ぐ小河川とその流域の地名「三波川」に由来している。三波川帯は関東山地にはじまり、中部地方の天竜川地域から、紀伊半島、四国を経て九州の佐賀半島までの延長約800kmにおよぶ主として結晶片岩類の分布する地帯である。本帯の北限は中央構造線によって断たれ、南限はみかぶ緑色岩類の分布北限をもって一応の境界とする。

三波川帯には、高温低圧型の領家帯変成岩類と対をなす低温高圧型の変成岩である三波川変成岩類が広く分布し、これに一見貫入するような形で東赤石山を中心に超塩基性岩類が、また変成岩類を不整合に覆って中・上部始新統久万層群が、さらにこれらを不整合に、あるいは貫入関係で中部中新統石鏡層群が分布する。

みかぶ(御荷鉢)帯の名称は、群馬県多野郡鬼石町の西方にそびえる御荷鉢(みかぶ)山に由来するもので、はじめ、Koto(1888)が御荷鉢系として使用した。みかぶ帯には主として変斑れい岩や玄武岩とそれらの火砕岩からなる複合岩体が分布し、みかぶ緑色岩類と呼ばれている。本県においては英川村、小田町、神南山(大久喜)、富士山、八幡浜市へとほぼ東西に膨縮しつつ分布する。八幡浜市の南方では断層によって秩父系帯と接するが、それ以外の愛媛県内では、みかぶ帯と秩父系帯の地層は整合一連で、これらがさらに三波川帯に連続しているようにみえる。すなわち、みかぶ構造線なるものは本県には存在しない。なお、三波川変成作用はみかぶ帯にも及んでいる。

みかぶ帯の岩石の特徴としては、北部に分布する緑色岩類は淡緑色~緑色を呈し、片理や節理が顕著に発達する。中部に分布するものは、

赤紫色~濃緑色粗粒塊状で凝灰角礫質の部分や枕状熔岩(ピローラバー)の部分も観察される。南部のものは再び片理や節理が発達するようになるが、それらの発達密度は北部のものに比べて小さい。大洲市富士山などでは、玄武岩類を砕屑物とする砂岩起源の緑色岩も観察される。

1 三波川変成岩類

三波川変成岩類は、三波川結晶片岩類とも呼ばれ、緑色(塩基性)片岩、黒色(泥質)片岩、珪質(石英)片岩、砂質片岩および石灰質片岩や礫質片岩よりなる。これらの岩石には、著しい片理が発達しており、薄く板状に割れやすい。この板状に割れやすいという性質を利用して、宇摩郡別子山村では「斧鉄平石」として緑色片岩を採掘している。一方、こうした片理や変形時の破断などにより三波川帯は地すべり多発地帯となっている。緑色片岩は塩基性(玄武岩質)火山砕屑物(凝灰岩や熔岩)が低温高圧下で変成したもので、緑泥石・角閃石・緑れん石・藍閃石を主成分とする。緑泥石は濃緑色を、緑れん石は淡緑色を呈することから識別は容易である。泥岩や珪岩(チャート)、砂岩、礫岩、石灰岩の変成(低温高圧型)したものがそれぞれ黒色(泥質)片岩、珪質(石英)片岩、砂質片岩、礫質片岩および石灰質片岩と呼ばれ、粒度や色調によって区別することができる。

最近、塩基性片岩の源岩組織が詳細に研究され、枕状熔岩、ピロープレッチャー、ハイアロクラスタイトなどが識別されている(丸山ほか, 1976, 桑原, 1986)。

三波川変成岩類は、低温高圧の条件下で変成

したもので、高温低圧下で変成した領家変成岩類と対をなすものである(都城, 1965)。高圧条件は、過去のプレート取東帯でサブダクトすることによって生じたものと考えられている。すなわち、本変成岩類は、ジュラ紀付加帯の変成相であり、地下深部において高圧型変成作用を受けたものである(Taira, 1985)。

なお、本変成岩類中には、別子式鉱床として

世界的に有名な層状含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)を産出し、別子、白尾、佐々連などで括発に採行されてきたが、現在すべての鉱山が休山となっている。

層序

四国中央部の三波川変成岩類の層序は、小島(1951, 1958)、秀ほか(1956)、小島ほか(1956)によって、次のように区分された。

吉野川層群	上部層群	大生院層(高輝層)	600—1100m…黒色片岩よりなる
	中部層群	三縄層	1500—5200m…大部分が緑色片岩からなり黒色片岩や珪質片岩などを挟む
		小歩危層	400m…砂質片岩を主とし、緑色片岩を混じえる
		川口層	800—1500m…黒色片岩を主とし、砂質片岩や緑色片岩を伴う
	下部層群	大歩危層	1500m+…砂質片岩を主とし、珪質片岩を介在する

これらの層序は、後述するようにナップ群によって形成された地質体の積み重ねであり、下位から上位へという地積順序を示すものではない。

地質図には、ナップ群を明示しておらず、次のような岩相区分を示した。

a 緑色片岩(珪基性片岩)(sG)

緑色片岩に含まれる緑色鉱物は、変成度の低い方から高い方へ、パンベリー石、緑泥石、緑れん石、角閃石へと変化する。そのほか斜長石、絹雲母、黒雲母、鉄ばんざくろ石、炭酸塩鉱物などを伴う。片理はよく発達し、微褶曲や柱状鉱物の配列による線構造も観察される。枕状熔岩やハイアロクラスタイトなどが観察される部分もある。三縄層主部層は主としてこの緑色片岩から構成されており、愛媛県東部では哲長石の斑状変晶を含むいわゆる点紋帯となっている。

b 黒色片岩(泥質、一部砂質片岩)(sB)

黒色片岩は一般に黒色～灰黒色～灰白色で、おもに石英と絹雲母(白雲母)からなり、剥離性がいちいちしく、線構造もよく発達する。灰白色のものは砂質片岩に漸移する。三波川変成岩類のみかけ上段上部の大生院層(高輝層)は

主として黒色片岩からなり、哲長石の斑状変晶(いわゆる点紋)を有する。黒色片岩の一部は砂質源である。片理や微褶曲がよく発達しており、軟弱な岩盤であることが多い。

c 珪質片岩(石英片岩)(sQ)

大部分が石英からなり、雲母、ざくろ石、紅れん石なども含まれる。堅硬であるがしばしば割断性を有する。白色～灰白色のものとおざやかな赤色～紫赤色のものがあり、後者は紅れん石の名称で知られている。大洲市以西から佐田岬半島にかけて分布する暗赤色の岩石は、赤鉄(鉱)石英片岩である。

d 砂質片岩(sS)

石英、斜長石、絹雲母を主とし灰色～灰白色で片理の発達は弱く塊状に近い。三波川変成岩類のみかけの下位層である小歩危層はおもにこの砂質片岩からなり、県下では伊予三島市南方から宇摩郡新宮村にかけて広く分布している。

e 石灰質片岩(結晶質石灰岩)(Las)

方解石の集合体からなり、灰白色細粒結晶質である。塊状～片状を呈し、しばしば割断性がある。板状に割れやすい。三波川帯の南縁部に分布し、西宇和郡三崎町名取のものは緑色片岩のレンズ層を挟んでいる。小田町大平や八幡

浜市日土町などでは、本岩からコノドント化石が産出している(須藤ほか, 1980, 1981)。

f 角閃岩(一部は片麻岩)(Amn)

粗粒～細粒の普通角閃石からなる角閃石岩や、灰れん石、白色雲母などと塊状をなす片麻状角閃岩、また暗赤色のざくろ石を点紋状に伴うものなどがある。別子～東赤石山地域の五良津岩体と東平岩体、八幡浜市南方(真穴構造帯)の川舞岩体などである。

川舞岩体については、貫入岩体(平山・神戸, 1956)、みかぶ緑色岩類のみかけ上上位に位置する岩体(鹿島・常磐井, 1972)、構造運動に伴う地塊状の上昇岩体(石本, 1973)、根無し岩体(鹿野, 1982MS)、みかぶ緑色岩類(Murata, 1982)など種々の見解が示されていたが、鹿島・高橋(1983)は、南予用水農業水利事業による陸道の坑内地質調査結果から、「決定的な結論が得られたわけではないが、少なくとも、その北縁は御荷鉢緑色岩類と断層関係にあり、その南縁の接触部は緑色岩類と調和的であること、地表では一つの岩体とされていたものの他にいくつかの小岩体の存在すること」を報告した。

g 超塩基性岩類

(かんらん岩・蛇紋岩・輝石岩)(O)

かんらん岩は暗緑色～灰緑色、緻密塊状のゲンかんらん岩～ウェールライトで、東赤石山岩体を最大規模とし、八幡浜市南方にも大小の岩体がある。県下のそのほかの岩体はほとんど蛇紋岩化し、軟弱、片状、暗緑色～灰緑色細粒、層感のある岩石である。一部には、普通輝石からなる輝石岩もある。

別子～東赤石山地域には上述した角閃岩やかんらん岩の岩体が分布するが、これらは層状斑れい岩岩体がグラニュライト相の変成作用を受けたり、ざくろ石レールゾライト相～スピネルレールゾライト相で沈積岩として形成された後、エクロジャイト相～グラニュライト相の変成作用を受けて形成されたテクトニック・ブロック岩体と考えられている(坂野ほか, 1976;

高須, 1988; Takasu, 1989)。

これらの超塩基性岩体の岩石学的、鉱物学的研究は、石橋ほか(1979)、大賀ほか(1979, 1980)、桐座(1984)などがある。

2 みかぶ(御荷鉢)緑色岩類

a 変斑れい岩(Gb)

暗緑色～黄緑色完晶質等粒、粒状組織を示す塊状岩、自形の斜長石(緑れん石や灰れん石に変質して白濁したいわゆるソーシュライト)とその間をうずめる単斜輝石(緑泥石や透緑閃石に変質して緑色化)とからなる。三波川帯の低変成度のところにも類似のものが分布する。

b 片状玄武岩質凝灰岩～玄武岩(mG)

いわゆるみかぶ緑色岩類を代表する塩基性岩である。凝灰岩は緑色～赤紫色で細粒片状を示し、石灰質部分も認められる。玄武岩は緑色～赤紫色を呈し、細粒で片状ないし塊状の岩石である。一部、枕状構造のみられるものもある。玄武岩は、より粗粒の輝緑岩に移行する。

c 珪質千枚岩(mQ)

全体として堅硬であるが、数cmの単位で泥質～凝灰質の薄層をはさみ、千枚状をなす。一部には、無層理で塊状のものや、網状に石英脈(いわゆる分結石英)を伴うものもある。

d 緑色千枚岩(mBa)

淡緑色～濃緑色であるが、しばしば紫色の部分に伴う。剥離性が強く、また微褶曲構造も著しい。源岩は普通輝石玄武岩、玄武岩質凝灰岩などである。

e 黒色千枚岩(mB)

泥質岩を源岩とする黒色～暗灰色を呈する岩石である。剥離しやすく微褶曲が発達し、風化すると黄褐色～白色となる。石英脈に富む部分もある。他の千枚岩類とともにみかぶ帯に広く分布する。