

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一、愛媛の地学、堀越和衛先生還暦記念号、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、29、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 稔・栗原権四郎・坂東祐司・横瀬広司・斎藤 実・西嶋輝之(1969)：四国西部における吾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・満澤博美(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)：愛媛県砥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。

斎藤 実(1976)：四国の地質と地すべりに関する概観、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。この時編著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とんとん進歩している。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、地殻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、細事に大変な御苦労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

株式会社
発行所 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)

第 4 章 三波川帯・みかぶ(御荷鉢)帯

本火山岩帯については、すでに、領家帯に分布するものは奥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帯

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)やフィロナイト横安山岩(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(細越, 1964)。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。これらの火山岩帯は、石鏡層群のメンバーである。

田崎ほか(1990)は、中央構造線の桜樹屈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 という年代がもともとまわっているが、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)

は、流紋岩質松脂岩、ざくろ石黒雲母流紋岩、石英安山岩、古輝石安山岩、礫岩を始めて、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、瀬戸内火山岩帯は、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、川之江市川滝町樽堂南方から西の双海町上音田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、秩父累帯の名野川衝上のすぐ北(上浮次郎柳谷村大成)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)。

瀬戸内火山岩帯の火成活動の時代は、森本ほか(1956, 1958)や笠原ほか(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、本岩帯の K-Ar 年代測定をおこなった巽ほか(1978 a, b)は中期中新世のみの活動とした。

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。南部のものに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「管鉄平石」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

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関半島までの延長約 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。

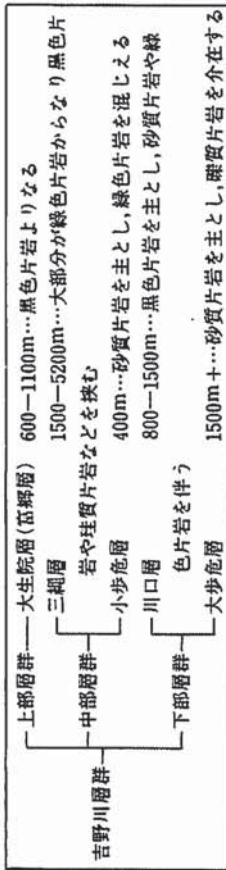
三波川帯には、高温低圧型の領家変成岩類と対をなす低温高圧型の変成岩である三波川変成岩類が広く分布し、これに一見貫入するような形で東赤石山を中心に超塩基性岩類が、また変成岩類を不整合に覆って中・上部始新統久万層群が、さらにこれらを不整合に、あるいは貫入関係で中部中新統石鏡層群が分布する。

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(みかほ)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斑斑れい岩や玄武岩とそれらの火砕岩からなる複合岩体分布し、みかぶ緑色岩帯と呼ばれている。本県においては美川村、小田町、神南山(大久葦)、富士山、八幡浜市へとほぼ東西に影射しつつ分布する。八幡浜市の南方では断層によって、秩父累帯と接するが、それ以東の愛媛県内では、みかぶ帯と秩父累帯の地層は整合一連で、これらから三波川帯に連続しているようにみえらる。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、

したもので、高温低圧下で変成した御家変成岩類と対をなすものである(郡城, 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



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なりであり、下位から上位へという堆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で示した。

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、バンベリ一石、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トなどが観察される部もある。三細層主層は主としてこの緑色片岩から構成されており、愛媛県東部では曹長石の珪基変成品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、割離性がいちぢるしく、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が最上層の大生院層(高輝層)は

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、白滝、佐々連などで活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。

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、白色雲母などと結晶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。別子一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、真入岩体(平山・神戸, 1956)、みかぶ緑色岩類のみがけ上位に位置する岩体(鹿島・常務井, 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坑内地质調査結果から、「決定的な結論が得られたわけではないが、少なくとも、その北縁は御荷緑色岩類と断層関係にあり、その南側の接触部は緑色岩類と間接的であること、地表で一つの岩体とされてきたもの他にいくつかが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、緻密塊状のダンかんらん岩～ウェールライトで、東赤石山岩体が最大規模とし、八幡浜市南方にも大小の岩体がある。果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、脂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。

別子一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フェニウムライト相の変成作用を受けた、ざくろ石～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、エクロジヤイト相～グラフェニウムライト相の変成作用を受けて形成されたテクトニック・プ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)、大貫ほか(1979, 1980)、相座(1984)などがある。

2 みかぶ(御荷鉄)緑色岩類

a 変成れい岩 (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ェライト)とその間をうすめる単斜輝石(緑泥石や透輝閃石)に変質して緑色化)とからなる。三波川帯の低変成底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化する。

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を伴う。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。