四国高縄半島の領家花崗岩類

越 智 秀 二*

The Ryoke granitic rocks in the Takanawa Peninsula, Shikoku, Japan

Shuji OCHI*

Abstract In the Takanawa Peninsula, Shikoku, Japan, there are widely distributed various kinds of plutonic rocks of the Ryoke Belt, accompanied with lesser amounts of metamorphic rocks. Based on the geological and petrographical investigations, the plutonic rocks are roughly classified into following four groups; tonalitic rock, granodiorite, granite and basic rocks. Among them, the tonalitic rocks are most widely distributed, and have been intruded at the oldest stage, followed successively by the intrusion of the granodiorite and granite. These felsic plutonic rocks can further be subdivided into several rock types by detailed petrographical observations. Basic rocks consist of metagabbro, metadiabase, metabasic dykes and dark inclusions. Time and spatial relationships among these plutonic rocks are preliminarily discussed.

Metamorphic rocks are found both in the southernmost and the central parts of the area. These were derived from pelitic, psammitic, calcareous and basic rocks. The pelitic metamorphic rocks are characterized by the assemblage, biotite $\pm$ cordierite $\pm$ garnet $\pm$ K-feldspar, in the highest grade.

ま え が き

領家帯西部に位置する、四国北西部の高縄半島には、各種深成岩類が広汎に分布し、さらに西方に位置する柳井地方とともに、領家帯西部における深成作用の研究に好適のフィールドである。しかし、当地域には高変成度の領家変成岩が少ないことなどもあって、充分に研究が行われていなかった。

当地域の深成岩類についての研究は、桃井(1957)以来いくつかある。桃井(前出)はジルコンの研究によって西部地域を、NUREKI(1958)は節理の検討から北部地域を、SHIBATA *et al.* (1960)は化学組成について主として西部地域を研究した。岡村(1967)は本地域の深成岩類について、広島や柳井地域のそれらとの対比を試みた。また、宮久・平岡(1970)は当地域の深成岩類を総括したほか、野戸(1974)による当地域南部の塩基性捕獲岩についての研究もある。

宮久・平岡(前出)によれば、当地域の深成岩類は、1. 塔ノ峰閃緑岩・河野型石英閃緑岩、2. 菊間型片状花崗閃緑岩、3. 松山型花崗閃緑岩、4. 北条型花崗岩、5. 湯ノ山型花崗岩、6. 葛谷一笠松山型花崗岩、7. 波房型花崗岩の7つの型に分類され、このうち1と2は領家古期に、3~5は領家新期に、6と7は広島期に対応するとされている。

筆者は1974年から、広島大学理学部地学科の卒業論文・修士論文のテーマとして小島丈児教授の指導の下に調査研究を始めて以来、深成岩類を中心として、ほぼ当地域の全域にわたる調査を行い、その全体像の概要を把握することができ(越智, 1977 MS), その一部は既に発表した(越智・小島, 1977)。

筆者は、宮久・平岡(前出)のそれぞれ1については、貫入岩とみなし得る事実を、2と3については、別岩体とするよりも同一岩体内の岩相変化を示すものとみなし得る事実を確認し、また、3については更に詳細な区分を行なった。4~6についてはより詳細な分布を明らかにし、7についてはより詳細な区分と分布を明らかにした。

1981年7月3日受理

* 広島市比治山女子中学高等学校。Hijiyama Girl's Junior and Senior High-School, Hiroshima, 734 Japan.

筆者の研究は現在進行中であるが、今回端山好和氏に発表の機会を与えられたので、当地域における深成岩・変成岩類についての概要を報告し、先輩諸氏の御批判を仰ぎたい。

謝辞 この研究を進めるにあたっては、広島大学小島丈児名誉教授には終始暖かい御指導をいただいた。広島大学吉田博直氏、原 郁夫氏、鈴木盛久氏には野外調査をはじめいろいろと御指導をいただいた。また、東京農業大学端山好和教授をはじめ領家研究グループの方々には高縄半島での巡検に際し、野外での有益な討論をいただき、ことに端山氏にはこのたびの発表の場を与えていただいた。また、同巡検に際しては、福岡教育大学山本博達教授、愛媛大学佐藤信次教授には物心両面にわたる懇切なる御援助をいただいた。また、比治山学園の国信玉三学園長はじめ諸先生方には、いろいろと便宜を計っていただいた。ここに記してお礼申し上げる。

地 質 概 説

高縄半島のほとんどは花崗岩類(トータル岩質岩・花崗閃緑岩・花崗岩)で占められ、これらに包有される形で塩基性の小岩体が分布する。変成岩類は半島基部に幅1~2 km で東西に分布する岩体が見られるほか、半島中部の花崗岩類中に板状の捕獲岩として、黒雲母ホルンフェルスや片麻岩(一部ミグマタイト)が少量点在する。これらの深成岩・変成岩類は、石英斑岩・花崗斑岩および玢岩の岩脈によって貫かれ、白亜系上部の和泉層群に覆われる(第1図)。

深 成 岩 類

花崗岩類

当地域の花崗岩類を、(1)トータル岩質岩、(2)花崗閃緑岩、(3)花崗岩の3種に大別した(第1表、第2図)。これらの岩石の鉱物組成をみると、(1)から(3)に苦鉄質鉱物が減少しており(第3図)、かつ、アルカリ長石中のパーサイト構造が顕著になる傾向も見られる(第1表)。これら相互の貫入関係は野外の観察結果から第4図のようになどめられる。

1 トータル岩質岩(Tn)

トータル岩質岩は高縄半島の半分以上の地域を占め、様々な岩相変化を呈し、構成鉱物のモード比では、トータル岩~花崗閃緑岩の組成を示す(第2図)。一般に中~粗粒で、一部やや細粒の部分もある。色指数は20前後、所により30以上の部分もある。塊状の部分と、片麻状構造の発達する部分とがあり、片麻状構造の発達する

部分では構成鉱物に変形が見られ、暗色包有物が扁平化する傾向が見られる。各種の塩基性深成岩塊を多数含む。

主成分鉱物は単斜輝石・角閃石・黒雲母・斜長石・石英・カリ長石であるが、単斜輝石とカリ長石は一般に少なく、所により全く含まれぬこともある。単斜輝石は自形~半自形で、角閃石を包有するものがある。角閃石は塊状部では一般に自形~半自形で、内部にカミングトン閃石を伴うことがあり、片麻状部では碎片化し、細粒の黒雲母と共生する。黒雲母は塊状部では一般に自形~半自形で変形は見られないが、片麻状構造が発達するにつれキンクバンドや碎片化が顕著になり、片麻状構造の顕著な部分では、碎片化した細粒の小結晶の集合体がやや定向配列を示しながら他の苦鉄質鉱物とともに斜長石の粒間をうずめる。斜長石は一般に自形~半自形であるが、片麻状構造の顕著な部分では外形が丸味を帯び、内部に割れ目が生じたり碎片化し、双晶面にゆがみやずれが見られる。このような斜長石中の割れ目や結晶同士の間には波動消光をほとんど示さぬ石英やカリ長石が充填している。石英は塊状の暗色部では間隙充填的であるが、より優白質な部分では3~7 mm 程度の丸味を帯びたプールを形成し、片麻状構造の発達とともに扁平化し、内部がサブグレイン化するが、片麻状構造の顕著な部分ではプールは不明瞭となる。カリ長石は一般に間隙充填的であるが、花崗閃緑岩や花崗岩の付近で1~4 cm の斑状のもの(周縁部は間隙充填)も点在する。間隙充填性のもものではパーサイト構造はほとんど見られないが、斑状のものでは曹長石が10%程度ストリング状に分布するパーサイト構造を示す。マイクロクリン構造を示すものは半島中部の鈍川南方付近に分布する。カリ長石と斜長石との境界部の斜長石側には一般にミルメカイトが形成されていることが多いが、斜長石内部の割れ目を充填しているところではミルメカイトは見られない。副成分鉱物として褐れん石・リン灰石・スフェーン・ジルコン・不透明鉱物を伴い、熱水性鉱物として黒雲母中に緑泥石・緑れん石・ぶどう石が、斜長石中に絹雲母が見られるほか、斜長石や石英の割れ目に方解石やクリノゾイサイトが見られることがある。

トータル岩質岩は森上岩体(Tn-M)、^{もりあげ}近見岩体(Tn-C)、および高縄岩体(Tn-T)に分けられる。

森上岩体(Tn-M)：半島北端の森上から波方付近へかけて分布する中~粗粒塊状の岩体で、波方北方では苦鉄質鉱物が多い(色指数50程度)が、森上付近ではやや少ない。森上西方の唐津崎付近にも同様の岩相を呈する

第1図 高縄半島の地質図(上)

1: 第四系, 2: 第三紀安山岩類, 3: 白堊系 (和泉層群), 4: 閃長岩, 5: 花崗岩 (細粒部, 中粒部および粗粒部, 片麻状部), 6: 波方花崗閃綠岩 (塊状部, 片麻状部), 7: 北条花崗閃綠岩, 8: 松山花崗閃綠岩, 9: 高縄花崗閃綠岩, 10: トーナル岩質岩 (塊状部, 片麻状部, 小さい点は細粒部を示す), 11: トーナル岩質岩 (斑状部), 12: 変輝綠岩, 13: 変はんれい岩, 14: 変成岩類, 15: 断層, 16: 不整合, 17: 変成塩基性岩脈 (BD-II, BD-III) 数字は傾斜角, 18: 地層および片麻状構造の走向・傾斜.

IS: 石風呂, IT: 糸山, J: 陣ヶ森, K: 唐津崎, KA: 笠松山, KM: 米之野, KN: 米野々, KS: 歌仙, KT: 北三方ヶ森, KW: 河中, KY: 金山, M: 馬刀崎, MO: 森上, N: 鈍川, NG: 長谷, OI: 大井野, OY: 小山田, S: 白ツエ, T: 玉川, TA: 高縄山, TO: 塔ノ峰, Y: 山ノ内, YU: 湯ノ山.

高縄半島の地質断面図 (下) 断面の位置は上図に示す.

第2図 花崗岩類中の鉱物のモード組成

Q: 石英, P: 斜長石, A: アルカリ長石, 1: トーナル岩質岩, 2: トーナル岩質岩(斑状部), 3: 波方花崗閃緑岩, 4: 北条花崗閃緑岩, 5: 松山花崗閃緑岩, 6: 高縄花崗閃緑岩, 7: 花崗岩(細粒部), 8: 花崗岩(中粒部と粗粒部), 分類法は I. U. G. S. (1973) による。

岩体が存在する。両者の間は海で隔てられているので関係は不明瞭であるが、分布の位置が森上岩体の延長上にあたること、岩相が似ていることなどから、森上岩体の続きとみなした。

唐津崎付近では後述の波方花崗閃緑岩が走向ほぼ東西、傾斜約 90° で接しており、その付近でやや酸性となり、苦鉄質鉱物には細粒の黒雲母が多くなっており、接触部から約 10 m 程離れた部分で、岩体の境界と並行して、柱状のカリ長石が多数点状存在する。

近見岩体 (Tn-C): 今治市北方の近見付近で花崗岩に取り囲まれる形で小規模に分布する岩体。やや丸味を帯びた外形で、わずかにパーサイト構造が見られるカリ長石が斑状に点状存在する。苦鉄質鉱物としては細粒の黒雲母がクロットとして出現することが多い。

高縄岩体 (Tn-T): 当地域の大半を占め、半島基部の南岩体と半島中部の菊間から東へのびる北岩体にわかる。一般に中～粗粒であるが南岩体の米野々付近にはやや細粒の部分も見られる。やや青味を帯びた暗色を呈し、色指数は 20 前後で、南岩体の北縁付近などでは所により幅 10～50 m 程度の範囲で、色指数 30 以上の部分が周囲と漸移する形式で点状存在する。塊状の部分と片麻状構造を示す部分とがあり、塊状部は南岩体に分布する。

塊状部と片麻状構造の発達する部分との関係は漸移的で、片麻状構造の発達に伴って構成鉱物の変形が顕著と

第3図 花崗岩類中の鉱物のモード組成

Q: 石英, A: アルカリ長石, P: 斜長石, M: 苦鉄質鉱物, 1: トーナル岩質岩, 2: トーナル岩質岩(斑状部), 3: 花崗閃緑岩, 4: 花崗岩(細粒部), 5: 花崗岩(中粒部)。

なり(第5図の A, B, C, D), 苦鉄質鉱物では細片状黒雲母が増加する傾向がある(第6図)。片麻状構造の走向は一般に東西方向であるが、松山市東方の河中付近では南北方向であり、玉川町付近では北条花崗閃緑岩の突出部を核とするような半ドーム状構造を形成する。

斑状カリ長石は松山市北部の松山花崗閃緑岩の周囲、北条市東方の北条花崗閃緑岩の周囲、菊間町～玉川町北部にかけての波方花崗閃緑岩の南側、朝倉村南部の笠松山花崗岩の北側、東予市西部の松山花崗閃緑岩の北側などに点状存在する。玉川町北部では北側の波方花崗閃緑岩から離れるにつれ輪郭が不定形になる傾向が見られる。

この岩体中で片麻状構造の発達するところには、一般に板状鉱物の定向配列で特徴づけられる黒雲母ホルンフェルスや片麻岩が存在し、片麻岩の一部はミグマタイト化する。トーナル岩質岩はこれらの変成岩の構造に対して調和的に貫入し(第7図)、変成岩に直接接する部分では片麻状構造が不明瞭となり、苦鉄質鉱物中には黒雲母が増加し、やや優白質となる傾向がある。

2 花崗閃緑岩 (GD)

トーナル岩質岩に比べてやや粗粒優白質で、カリ長石にはパーサイト構造(曹長石がモード比で約 10% 程度ストリング状に含まれる)が見られ、カリ長石と斜長石の接する境に沿って斜長石の外側に曹長石のリムが発達することがある。花崗閃緑岩は東西方向に帯状に分布する傾向があり、^{なみかた}波方花崗閃緑岩 (GD-N), 北条花崗閃緑岩 (GD-H), 松山花崗閃緑岩 (GD-M), 高縄花崗閃緑岩

第 1 表

岩石名		記号	主な分布地	特 徴	主 成 分 鉱 物						副成鉱物	アルカリ長石類					
					CPx	Am	Bi	Pl	Q	Af		1	2	3	4	5	
塩基性岩類	変はんれい岩	Gab	馬 刀 濁	粗粒塊状。南側で花崗岩 (G ₇) が貫く。自形のPlをHbがボイキリチックに含む。Hbは一部Cm化する。	△	◎	×	◎	×	△		△	×	×	×	×	
	変輝緑岩	fD	塔ノ峰 玉川町北部	細粒弱片状。自形のPlとその間をうずめるHbが特徴。Hbは一部Bi化する。玉川町付近では斑状のPl、Qが見られる。半島北端のものは角閃石片麻岩のゼノリスを含む。	△	◎	△	◎	△一部	×							
		fQD	半島中部 ～南部	細粒塊状～弱片状。自形のPlとその間をうずめるHbが特徴。Hbは一部Bi化。これらの間をQ、まれにKfがうずめる。斑状のPl、Qが多い。高縄山北方で縮状チャート源変成岩に接触している。	—	◎	○	◎	○	—							
	変成塩基性岩脈	BD	半島北半部	GD-Nの片状部、Tn-Tの北半部の片状部に、母岩の片状構造を切って分布。幅1m以内。様々な程度に変成。	×	○	△	○	△	×							
トナール岩質岩体	森上岩体	Tn-M	波方～唐津崎	塊状～弱片状。波方北方では優黒質、西へ向かうにつれ優白質となる。唐津崎付近でGD-Nとの接触部にKf結晶が数多く点在。	0	32.2	17.9	33.7	14.0	0	2.2						
	高縄山岩体	近見岩体	Tn-C	今治北方	斑状のKfが点在。苦鉄質鉱物は大部分細粒のBi。	×	×	○	◎	○	○		△	△	○	○	○
			暗色部	高縄山北方～鈍川	5mm程度の苦鉄質鉱物が多い。塊状。Hbは細粒化しQがその間を浸すもの有。	—	10.7	21.3	50.1	16.5	0	1.4					
		塊状部		高縄山南方	やや細粒(1～3mm)。Hb、Biは自形を呈する。Qプールは丸い。	0.4	4.1	10.1	56.5	23.9	5.0	—	△	—	—	—	○
			弱片麻状部	高縄山北方～鈍川	粗粒(5～7mm)。Hb、Biは自形を呈する。Qプールは丸い。	2.9	6.0	15.9	46.9	23.3	4.7	0.3	△	—	×	×	○
		片麻状部		高縄山北方～鈍川	中粒(3～5mm)。Hbは細粒の集合体を呈し、CmやBiなどが共生する。Biにはキンクバンドや細粒化あり。Qプールはやや扁平化し内部には不規則に分割。	0.1	5.8	18.4	48.5	26.9	0.2	0.1	△	×	×	×	×
			片麻状部	高縄山北方	細粒のBiの集合体が丸味を帯びたPlの間をうずめる。Plにはゆがみや割れ目。細粒化が見られる。Qプールは伸長し、時に不規則に結晶間を充填する。	2.0	0.4	17.0	54.2	22.3	3.9	0.2	△	×	×	×	○
		片麻状部		高縄山北方	より粗粒の苦鉄質鉱物とそのまわりの細粒Biの点在が特徴。5mmから時に2cmに達する細長い自形Hbが点在する。	0.1	2.9	10.9	46.6	30.0	9.5	—	△	—	—	△	○
			片麻状部	高縄山北方	1～3cmの自形Kfが方向性を呈して点在する。北側ほど多い。Biは細粒。Plには変形・細粒化・割れ目が見られる。基質のKfにはベルト石構造なし。	—	1.3	12.7	56.8	23.4	5.5	0.3	△	—	—	—	○
		片麻状部		高縄山北方	1～3cmの自形Kfが方向性を呈して点在する。基質にはHb、Biが見られる。Plの変形はあまりない。	—	1.2	7.7	46.0	35.3	9.8	—	○	△	—	△	○
	花崗岩体		波方岩体	塊状部	波方付近	1cm程度の丸いプール状Qや1～1.5cmのKfの巨大結晶が点在する。Plには累帯構造が顕著。ペグマタイト、アプライトを多含する。	0	1.6	11.2	40.7	23.2	23.2	—	△	○	—	○
大西付近		プール状Qは扁平化する。苦鉄質鉱物にはやや変形した大きいものと細粒化したものがある。Plには細粒化やゆがみ、ずれなどが見られる。			0	0.2	5.7	33.6	33.9	23.0	—	△	△	—	○	○	
片麻状部		波方付近		プール状Qは扁平化する。苦鉄質鉱物にはやや変形した大きいものと細粒化したものがある。Plには細粒化やゆがみ、ずれなどが見られる。	0	1.9	10.6	67.7	15.3	4.4	—	△	—	×	×	○	
		大西付近		塊状で1cm程度のプール状のQや所により自形Kfが点在する。緑色の自形～半自形Hbがある。暗色包有物は扁平。	0	3.1	10.4	53.0	14.8	18.6	—	△	×	×	×	○	
北条岩体		GD-H	北条付近	塊状で1cm程度のプール状のQや所により自形Kfが点在する。緑色の自形～半自形Hbがある。暗色包有物は扁平。	0	0.3	9.6	34.1	35.5	11.4	—	△	△	△	△	○	
			北条付近	塊状で1cm程度のプール状のQや所により自形Kfが点在する。緑色の自形～半自形Hbがある。暗色包有物は扁平。	0	1.0	4.2	40.0	41.1	13.4	—	△	△	△	△	○	
		松山岩体	GD-M	半島南縁部	半島南縁部に分布し、南縁の変成岩との接触部付近で、優白質となる。苦鉄質鉱物は自形を呈する。Plのスケルトンあり。	0.5	4.3	9.5	47.6	17.5	20.7	—	△	○	○	△	△
				半島南縁部	半島南縁部に分布し、南縁の変成岩との接触部付近で、優白質となる。苦鉄質鉱物は自形を呈する。Plのスケルトンあり。	0	3.1	10.0	35.1	36.8	15.4	—	△	○	○	△	△
高縄岩体	GD-T	高縄山南方	Tn-T中に不定形に分布。粒度は大きい。苦鉄質鉱物は自形を呈する。	0	2.9	9.7	28.6	41.6	17.3	—	○	×	×	×	△		
		高縄山南方	Tn-T中に不定形に分布。粒度は大きい。苦鉄質鉱物は自形を呈する。	0	2.9	9.7	28.6	41.6	17.3	—	○	×	×	×	△		
花崗岩	湯ノ山花崗岩	G ₁	湯ノ山付近	1cm程度の丸いプール状Q、所により1～1.5cmのKfの巨大結晶が点在する。Plには累帯構造が顕著。ペグマタイト・アプライトを多く含む。	0	0	5.6	28.8	32.6	32.9	—	△	○	○	○	△	
	大井野花崗岩	G ₂	河中～米野々付近	数km内外の小岩体で、中～細粒。大井野付近では一部粗粒。優白質塊状。中～粗粒部ではHbも少量存在。	0	1.2	5.5	38.1	31.5	30.4	—	△	△	△	△	△	
	笠松山花崗岩	G ₃	北三方～笠松山	中粒で優白質。苦鉄質鉱物はほとんどBi。鈍川付近では片状。朝倉付近では苦鉄質鉱物は皆無。	0	0	2.5	27.6	32.1	37.8	—	○	○	○	○	○	
	栗井花崗岩	G ₄	栗井～河野	中～細粒。不定形な形態が多い。大小の岩脈を形成。	0	0	4.1	35.7	25.8	34.4	—	△	○	○	○	△	
	山ノ内花崗岩	G ₅	菊間東方	G ₄ に似る。トータル岩質岩中の斑状のKfにつながるもの有り。	0	0.2	21.2	30.3	38.7	28.7	—	△	○	○	○	○	
	石風呂花崗岩	G ₆	北条北方	細粒。GD-Hを貫く。	0	0	3.5	32.7	33.8	30.0	—	△	△	△	—	○	
	糸山花崗岩	G ₇	大西、波方	中～細粒。ペグマタイト(脈状)を多く含む。GD-Nを貫く。	0	0	0.9	30.8	33.3	35.0	—	△	△	△	○	○	
閃長岩	Sy	馬刀濁付近	数m～10数mの小岩体。GD-N中に分布。	○	△	×	○	×	◎		△	○	○	○	△		

(GD-T)に識別された。

波方花崗閃緑岩 (GD-N) : 波方付近から大西付近に分布する岩体。粗粒で、波方付近では塊状、大西付近では片麻状である。

塊状部では長径 1~1.5 cm の丸味を帯びた石英のプールやカリ長石の結晶(いずれも周縁部では間隙充填状)が斑状に点在し、角閃石や黒雲母は 3~5 mm で自形~半自形を呈する。この岩体中には、細粒の花崗岩やアプライトの貫入岩体が分布するほか、径数 10 cm 程度のポケット状のpegmatiteが点在する。また、北側の森上トータル岩質岩との境界付近では径数 m~10 数m程度の閃緑岩の小岩塊が捕獲岩状に多数点在する。

片麻状構造は岩体南部で発達し、大西付近では走向 N 70°E、傾斜は約 50°S で、東方の近見付近へ向かうにつれて走向が南北に近くなる。片麻状構造の発達する部分では角閃石・黒雲母や斜長石にゆがみや碎片化が見られるほか、石英のプールは扁平化しサブグレイン化する。また、カリ長石は少なく、パーサイト構造も見られない。トータル岩質岩の片麻状部に見られるような細粒黒雲母のクロットはめだたない。片麻状構造の発達する部分にはpegmatiteはないが、アプライト脈や変成塩基性岩脈、ミロナイトなどが片麻状構造を切って分布する。

森上トータル岩質岩とは唐津崎付近で、走向ほぼ東西、傾斜角ほぼ 90° で接する。南側の高縄トータル岩質岩との境界は不明であるが、野外で数mほどの間で、粗粒片麻状の岩相(GD-N)から、より暗色で斑状の大型カリ長石の点在する岩相(Tn-T)に移り変わる。

北条花崗閃緑岩 (GD-H) : 北条市付近から玉川町にみかわ鈍川にかけて東西に分布する岩体。自形~半自形の角閃石・黒雲母・斜長石、直径 1.5~2 cm 程度の丸味を帯びた石英プールと、鏡下では周縁部が間隙充填状となるが肉眼的には自形のカリ長石で特徴づけられる。斜長石は累帯構造が著しい。カリ長石は北条市東方の小山田付近や陣ヶ森付近などで多数点在するが、北条市北方では東西方向に定向配列するのも見られる。陣ヶ森周辺では扁平な暗色包有物が定向配列している(ただし母岩中に

第4図 花崗岩類の貫入関係

図中の符号は第1表と同じ。GD-M と Tn-T とが直接接している露頭は見つかっていないため両者の関係は不明。

は鉱物の定向配列はない)。また、北条市北方の海岸では角閃石片麻岩の小岩片を含む暗色包有物も存在する。

周囲のトータル岩質岩とは、南側は断層で接し、北側では北条市浅海の海岸でトータル岩質岩の暗色部と考えられる岩体を貫く(第8図)ほか、玉川ダムの北側にも両者の境界がある。トータル岩質岩に近づくにつれ、粒度がやや下る傾向があり、トータル岩質岩は境界付近でやや優白質となり、片麻状構造が不明瞭となる。

松山花崗閃緑岩 (GD-M) : 松山市付近から東予市西方まで、東西に半島基部の変成岩類と高縄トータル岩質岩との間に分布する岩体。北条花崗閃緑岩より粒度はやや低く、長径 5 mm 以下の自形~半自形の角閃石・黒雲母、長径 5~7 mm 前後の自形~半自形の斜長石、直径 5 mm 前後の丸味を帯びた石英のプールが見られ、これらの間隙をパーサイト構造を示すカリ長石が充填する。斑状のカリ長石はない。

トータル岩質岩との境界は不明瞭であるが、松山市北方や東予市西方では、花崗閃緑岩周辺のトータル岩質岩中に長径 1~4 cm 程度の見かけ上自形のカリ長石が斑状に多数点在している。南側の変成岩との接触部付近で優白質になり、変成岩に対して非調和的に貫入し、接触部付近の泥質岩中では、白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石、塩基性岩中では、角閃石±緑れん石±アクチノ閃石の鉱物組み合わせで特徴づけられる接触変成作用を与えている。

高縄花崗閃緑岩 (GD-T) : 高縄トータル岩質岩の塊

第1表 深成岩類の特徴

CPx : 単斜輝石, Am : 角閃石類, Hb : 普通角閃石, Cm : カミングトン閃石, Bi : 黒雲母, Pl : 斜長石, Q : 石英, Af : アルカリ長石。

◎ : 非常に多い, ○ : 多い, △ : 少ない, - : 少量有り, × : なし。

1 : マイクロクリン構造の発達(○ : 格子模様, △ : モアレ), 2 : パーサイト構造の発達程度(○ : 顕著, △ : やや顕著, - : ほとんどなし, × : なし), 3 : 曹長石のリム(2に同じ), 4 : 粒間曹長石(2に同じ), 5 : ミルメカイト(○ : ミルメカイト, △ : 偽ミルメカイト, × : なし), 主成分鉱物のモードは代表的な試料についてのもの。

第5図 トーナル岩質岩の顕微鏡スケッチ

CPx: 単斜輝石, Hb: 角閃石, Bi: 黒雲母, Pl: 斜長石, Q: 石英, Kf: カリ長石.

A: 塊状部, 高縄山南方. 石英のプールは丸味を帯び, 苦鉄質鉱物や斜長石は粗粒自形のものが多い.

B: 弱片麻状部, 高縄山北方. 石英のプールは扁平化し苦鉄質鉱物や斜長石にはゆがみや細粒化が見られる.

C: 片麻状部, 高縄山北方. 石英のプールはさらに扁平化し, 分断しているものも見られ, 苦鉄質鉱物には細片状黒雲母のクロットが顕著.

D: 片麻状部, 菊間町東方. Cと同様の岩相で, 変形した斜長石の割れ目を石英やカリ長石が充填し, 斜長石には丸味を帯びたものが見られ, 細粒化したものもある.

第6図 高縄トーナル岩質岩中の細片状黒雲母の量比(横軸はモード比を表す)

符号A~Dは第5図と同じ. M: 苦鉄質鉱物/全体, B₁: 黒雲母/苦鉄質鉱物, B₂: 細片状黒雲母/苦鉄質鉱物.

第7図 高縄トーナル岩質岩と変成岩(Pel)との接触部, 高縄山北方 変成岩は白雲母+黒雲母+堇青石+ざくろ石で特徴づけられる泥質片麻岩で, トーナル岩質岩中の苦鉄質鉱物はほとんど細片状の黒雲母で片麻状構造は不明瞭.

以下第20図までに使われる符号は第1表と同じ.

第 8 図

第 10 図

第 11 図

第 12 図

第 13 図

第 9 図

第 8 図 高縄トータル岩質岩の暗色部を貫く北条花崗閃緑岩 北条市浅海付近. 北条花崗閃緑岩中に高縄トータル岩質岩の捕獲岩が点在する.

第 9 図 高縄トータル岩質岩と高縄花崗閃緑岩との接触部 高縄山南方. トータル岩質岩中の苦鉄質鉱物は境界付近で不均質に分布している. F: 断層.

第 10 図 高縄トータル岩質岩と湯ノ山花崗岩との接触部 湯ノ山北西. 花崗岩中にトータル岩の捕獲岩が見られる.

第 11 図 大井野花崗岩と変輝緑岩との接触部 米野々付近.

第 12 図 大井野花崗岩と松山花崗閃緑岩との接触部 大井野南方. 大井野花崗岩は接触部に近づくにつれ細粒になり, 接触部付近では細粒の黒雲母が密集したり (図中B), アプライト脈 (Ap) やペグマタイト (P) などが見られる.

第 13 図 高縄トータル岩質岩を貫く笠松山花崗岩 鈍川付近.

状部ないし弱片麻状部に, それらと明瞭な境界をもって接する (第 9 図) 粗粒優白質塊状の岩体. 同種の岩相は半島中部の高縄山付近から東予市西方にかけて東西方向の分布を示す小規模なものがある. 松山花崗閃緑岩とよく似るが, それよりやや粗粒で, カリ長石に明瞭なマイクロクリン構造が見られる点が特徴である.

3 花崗岩 (G)

半島各地に点在する優白質の岩体. 一般に中～細粒であるが一部に粗粒のものもある. 数 100～数 1000m 規模で岩株状の岩体を形成するほか, 大小の岩脈としても分布する. 今治～松山を結ぶ線を境として南東側に比較的規模の大きい岩体が存在する. 一般に塊状であるが, 鈍川付近では片麻状構造も認められる. 主成分鉱物は黒雲母・斜長石・石英・カリ長石で, 角閃石はまれにしか含まれない. カリ長石はパーサイト構造が著しく, ストリング状の曹長石がモード比で 30～40% 程度分布し, 斜長石との境界部には, 斜長石の外側を取り巻くように曹長石のリムが形成されていたり, 斜長石側にミルメカイトが生じていたりする. また, カリ長石同士の間には,

曹長石が帯状や数珠状に連なって形成されている. マイクロクリン構造は栗井付近や朝倉付近のものに見られる.

花崗岩は分布や産状から次の 7 種に識別された.

湯ノ山花崗岩 (G₁): 松山市奥道後湯ノ山付近で, 北東～南西方向にのびるだ円状に分布する長径数 km 程度の岩体. トータル岩質岩を貫く (第 10 図). 優白質粗粒で, 自形 (3～5 mm) の黒雲母を含む. 岩体内各所で細粒の岩相が包有岩状に点在するほか, アプライト脈も見られる. 周囲の変成岩に対し, 接触部付近の泥質岩中で, 白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石で特徴づけられる接触変成作用を与えている.

大井野花崗岩 (G₂): 松山市東方の大井野付近に数 km 規模で点在する岩体. 一般に中粒であるが, 河中西方や白ツエ付近では細粒 (径 1 mm 程度), 大井野付近では粗粒 (径 5～7 mm) の部分もある. 米野々や大井野付近で変輝緑岩体に接している付近では, 苦鉄質鉱物が多く不均質な岩相になっており, アグマタイト質のミグマタイトを形成する (第 11 図). 大井野南方では松山花

第 14 図

第 16 図

第 18 図

第 15 図

第 17 図

第 19 図

第 20 図

- 第 14 図 高縄トータル岩質岩の斑状部を貫く山ノ内花崗岩の岩脈 大西南方。
母岩中のカリ長石と同様のものが境界や内部に見られる。
第 15 図 森上トータル岩質岩を貫く糸山花崗岩 波方北方。
第 16 図 波方花崗閃緑岩を貫き、捕獲する糸山花崗岩 馬刀瀧西方。
第 17 図 角閃石片麻岩片を包有する変輝緑岩 高縄半島北端部。
第 18 図 高縄トータル岩質岩中の暗色包有物を切る変輝緑岩 高縄山北方。
第 19 図 縞状チャート源変成岩(Ch)と直接接する変輝緑岩 高縄山北方。
第 20 図 暗色包有物(DI)を切る変成塩基性岩脈(BD II) 玉川町北部。

角閃緑岩との接触部が見られ、接触部付近で花崗岩が細粒化する(第 12 図)ことから花崗岩が貫くと考えた。

笠松山花崗岩(G_3): 北三方から鈍川・朝倉付近を経て、笠松山・東予市付近にまで連なる岩体。中粒で、鈍川付近では片麻状構造が発達するが、一般に塊状。苦鉄質鉱物はほとんど黒雲母で、鈍川東方にはほとんど苦鉄質鉱物のない所もある。鈍川付近の片麻状構造の発達するところでは、黒雲母にキンクバンドが発達し、石英は波動消光を示すが、その他の鉱物には変形は見られない。朝倉村金山付近では黒雲母ホルンフェルスやスカルンを包有している。鈍川付近でトータル岩質岩を貫く露頭が見られる(第 13 図)。

栗井花崗岩(G_4): 松山市北方の栗井付近から高縄山北方にかけて分布する中～細粒の小岩体。片麻状構造の発達したトータル岩質岩中に片麻状構造に斜交して貫入する大小不規則な岩脈を形成することが多い。変輝緑岩体との境界付近では苦鉄質鉱物が増加するが、それらの

分布は不均質である。

山ノ内花崗岩(G_5): 菊間町歌仙付近から玉川町北部にかけて分布する中～細粒の小岩体。 G_4 に似る。大西町南方では、斑状のカリ長石の点状の片麻状トータル岩質岩中に、その構造を切って貫入するが、その一部の細脈には母岩中の斑状のカリ長石と同じものが、境界面を切ったり、あるいは同じ方向に並ぶものが認められる(第 14 図)。

石風呂花崗岩(G_6): 北条市北方に分布する、 1×2 km 程度の小岩体。細粒等粒状で、白雲母を少量含む。北条市北方の海岸で、この岩体の一部と考えられる細粒の花崗岩脈が北条花崗閃緑岩を貫いている。

糸山花崗岩(G_7): 糸山から馬刀瀧付近に点在し、森上トータル岩質岩や波方花崗閃緑岩を貫く(第 15, 16 図)中～細粒の小岩体。馬刀瀧付近のものには脈状のペグマタイトが多数見られる。馬刀瀧東方では変はんれい岩を貫き、境界付近で苦鉄質鉱物が増加する。

塩基性岩類

高縄半島の各地には大小様々な塩基性深成岩類が存在する。これらは変はんれい岩、変輝緑岩、変成塩基性岩脈に区分されるが、これらのほか、先述の花崗岩類中には、大小様々ないわゆる暗色包有物も多数点在する。

変はんれい岩 (Gab) : 馬刀瀧北東部に分布する暗緑色中粒 (3~5 mm) 塊状の岩石で、主成分鉱物は単斜輝石・角閃石・斜長石で、単斜輝石は角閃石中に残晶状に存在し、角閃石内部にはカミングトン角閃石が共生している。岩体南側で花崗岩 (G₇) に貫かれる。

変輝緑岩体 (fD, fQD) : 宮久・平岡 (前出) により、塔ノ峰型閃緑岩・河野型石英閃緑岩とされたもので、主としてトータル岩質岩中に包有岩状に点在し、半島南部では東西方向に帯状の岩体として分布する。細粒 (1~2 mm) ちみつで、塊状ないし弱片状で、一部高縄山付近では縞状構造を示す部分もある。今回はこれらを一括して述べることにする。

主成分鉱物は角閃石・黒雲母・斜長石で、南部のものでは黒雲母が多く、石英も含まれる。塔ノ峰付近のものでは単斜輝石も含まれる。副成分鉱物として、りん灰石・スフェーン・不透明鉱物を伴い、熱水性鉱物として、黒雲母中に緑泥石や緑れん石が見られ、斜長石は一部絹雲母化している。斜長石には、細粒自形でアルバイトーカールスバッド式双晶の顕著な An 成分に富むものと、径 5~7 mm でアルバイト式双晶が顕著で内部に多数の細粒苦鉄質鉱物を含む斑状変晶状のものがある。石英は一般に鉱物間を充填するが、ときに微細な苦鉄質鉱物の薄層集合体で囲まれた径 7 mm 程度のプールもある。このような石英粒は南部に多い。

この岩体には、半島北端で、2 cm × 5 cm 程度の角閃石片麻岩を包有するもの (第 17 図) や、高縄山北方で、暗色包有物を切ったり (第 18 図)、チャート源の変成岩に直接接したりする (第 19 図) ものがある。

トータル岩質岩中では明瞭な境界をもって包有岩状に分布するが、花崗岩との境界では苦鉄質鉱物 (特に黒雲母) が不均質に分布して、両者の間で混成作用が行われたと考えられるところもある。また、トータル岩質岩中に片麻状構造が不明瞭な場合でも、変輝緑岩中に片状構造が見られることもある。

変成塩基性岩脈 (BD) : 馬刀瀧付近の変はんれい岩を貫くもの (I)、菊間町から玉川町付近にかけて片麻状のトータル岩質岩を貫くもの (II)、大西町北方で片麻状の波方花崗閃緑岩を貫くもの (III) などがある。

(I) は N 40°E, 40°S の方向を示し、幅約 40 cm で

粗粒塊状である。主成分鉱物は単斜輝石・角閃石・斜長石で、角閃石中にはカミングトン角閃石が見られる。

(II) は母岩の構造を切り、やや淡色の周縁部が発達し、伸びの方向は N 30°E~EW, 40~50°S で、幅は 10 cm~3 m 程度まで様々で、暗色包有物を切り、アプライト脈に切られる。細粒 (1 mm 以下) 弱片状で、優黒質の部分では角閃石・斜長石がほとんどで、淡色の部分では黒雲母や石英なども含まれる。この岩体は先述の変輝緑岩とは構成鉱物の点では似るが、それに比べ形態が明瞭な板状をなすこと、より細粒 (1 mm 以下) であることなどから区別した。また、この岩体は高縄トータル岩質岩の北岩体に多く、南岩体ではほとんど見られない。

(III) も母岩の構造を切り、内部は弱片状であるが、(II) に比べ淡色の部分が多い。

暗色包有物 (DI) : 細粒 (1 mm 以下) ちみつで、ところにより斜長石の大晶 (長径 5~7 mm) が斑状に点在することがある。球状のものから扁平な円板状のものまで様々な形態のものが見られ、大きさは数 cm~数 10 cm まで様々である。先述の花崗岩類中すべてに存在するが、トータル岩質岩中には特に多い。

トータル岩質岩中では、塊状の部分では球状ないしだ円体状で、片麻状構造が発達するにつれ扁平化する傾向があり、特に河中付近や北条花崗閃緑岩の周辺付近では扁平なものが多い。また、菊間町南部から鈍川北方にかけての地域や高縄山北西部には、球状ないしだ円体状のものが多数密集する所がある。

このほかの花崗閃緑岩や花崗岩中にもあるが、量は少なく、一般に球状ないしだ円体状である。ただし半島中部の北条花崗閃緑岩や鈍川付近の花崗岩中には扁平なものが数多く見られる。

暗色包有物は先述の変輝緑岩や変成塩基性岩脈に構成鉱物種などは似ているが、形態が異なること、それらによって切られること (第 18, 20 図)、また、変輝緑岩に比べかなり細粒ちみつであることなどから一応区分した。

変成岩類

高縄半島では変成岩類の分布は限られるが、半島基部に、幅 1~2 km で東西に 20 km 程分布する岩体のほか、河中付近や半島中部に板状の小岩塊が点在する。

これらの源岩は主に泥質岩で、これに挟まれて砂岩・チャート・石灰岩および塩基性岩が分布する。塩基性岩には、細粒で間に淡緑色の石灰質の層を挟むものと、斜長石の斑晶が点在するものがある。これらの変成岩類の源岩堆積の時代として、佐田 (1976) から古生代末の可

第 21 図 変成岩中の変成鉱物の分布(半島南部) X: 黒雲母, M: 白雲母, O: 堇青石, ●: ざくろ石, K: カリ長石, H: 角閃石, A: アクチノ閃石, E: 緑れん石.

能性が考えられる。

半島基部: 松山市の東から東予市南西まで、半島基部を横切って分布し、南縁を和泉層群におおわれ、北縁は湯ノ山花崗岩および松山花崗閃緑岩に貫入されている。境界面は泥質岩に対しては斜交し、チャートに対しては層理面に平行である。

変成度は花崗岩類から 1 km 以上離れた所では一般に低く、泥質岩中では径 0.02 mm 程度の黒雲母やそれよりやや大きい白雲母の小結晶と石英のプティグマティック脈が発達し、スレート劈開が見られる。花崗岩類に近づくにつれ、黒雲母の結晶は成長しかつ定向配列が発達するようになる。花崗岩体から 1 km くらい離れた所では堇青石も存在するようになり、石英のプティグマティック脈やスレート劈開は不明瞭となる。花崗岩・花崗閃緑岩との境界付近では、泥質岩中に白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石の組み合わせが、塩基性岩中に角閃石±緑れん石±アクチノ閃石の組み合わせがそれぞれ出現するようになる(第 21 図)。

この変成岩は、花崗岩類による接触変成作用を受ける以前に低変成度の広域変成作用を受けていたものと考えられる。なお、小島丈児(私信)によれば、この変成岩の地質学的位置は中部地方領家帯の浦川付近の変成岩や東

九州の朝地変成岩に近く、岩相は柳井地方の領家変成岩とは塩基性岩を含む点で異なるとのことである。

河中付近: 河中付近の小岩塊は塊状のトーナル岩質岩中に捕獲岩状(一部断層)で産し、西側で細粒花崗岩に貫入されている。この小岩塊の東の部分は片状構造が顕著で、その北東方には片麻状構造の見られるトーナル岩質岩が分布するが、それとの境界は見られない。両者の構造方向は斜交している。塊状のトーナル岩質岩は層理面に調和的に貫入し、西側の花崗岩は層理面を切っている。泥質岩では白雲母+黒雲母±堇青石±カリ長石、塩基性岩では角閃石±緑れん石±アクチノ閃石の鉱物組み合わせが認められる(第 21 図)。

半島中部: 北条花崗閃緑岩を取り巻く地域で、主にトーナル岩質岩中の片麻状部に数 m~数 10m 規模の小岩塊が、その構造に調和的に包有されているほか、朝倉村金山付近では花崗岩にも貫かれている。泥質岩は少なく、砂質・珪質・塩基性岩が多く、玉川町長谷や朝倉村金山ではスカルンも見られる。一般に片状ないし片麻状で一部ミグマタイト化したものもある。泥質ないし砂質岩では白雲母+黒雲母±堇青石±ざくろ石±カリ長石、塩基性岩では角閃石±黒雲母で特徴づけられる鉱物組み合わせが認められる(第 22 図)。

第 22 図 変成岩中の変成鉱物の分布(半島中部) 記号は第 21 図と同じ。

半深成岩脈

当地域には花崗岩類を貫く石英斑岩・花崗斑岩および玢岩の岩脈が数多く分布する。これらは半島基部の和泉層群中からは見出しされないことから、和泉層群堆積以前に貫入したものと考えられる。

石英斑岩および花崗斑岩は、2, 3 mm 前後の黒雲母・斜長石・カリ長石・石英などの斑晶が点在し、幅数mから時には 10 m を越えるものが多く、波方町付近、松山市北部、朝倉村南部、東予市西部にたくさんの分布が見られる。波方町付近のものはいろいろな方向のものがあり、葉状構造が見られ、玢岩脈に切られるものがある。松山市北部のものは北北西-南南東方向のものが多い、北部のものにはやや塩基性のものがある。朝倉村南部では北西-南東方向のものが多い、東予市西部では北東-南西方向のものが多い。

玢岩脈は暗緑色で斑晶に少量斜長石が点在し、石基には単斜輝石と柱状の斜長石を含み、熱水性鉱物として緑泥石や緑れん石を含む。幅は大きくても数m以内で、花崗岩類との境界部の花崗岩側にモルタル組織が見られることがある。方向は N 20°E~N 20°W のものが多い、半島北部の波方付近から南部の河中付近にかけて幅約 10 km くらいの範囲内に点在する。

ま と め

高縄半島の領家帯は大部分深成岩類により構成され、変成岩類は少ない。深成岩類のほとんどは花崗岩類で、塩基性岩類も少量分布する。

花崗岩類は野外の特徴などから、トータル岩質岩、花崗閃緑岩、花崗岩に識別され、かつ、この順に形成されたと考えられる。

トータル岩質岩は当地域の半分以上を占め、森上岩体(Tn-M)、近見岩体(Tn-C)、高縄岩体(Tn-T)に分けられ、高縄岩体の分布が最も広い。従来宮久・平岡(前出)などにより区分されていた菊間型片状花崗閃緑岩と松山型花崗閃緑岩は大部分この高縄トータル岩質岩に属し、かつそれらはこの岩体内の変形の程度のちがいとみなすことができ、菊間型はどちらかといえば変形のすすんだもの、松山型はそれの弱いものといえる。また、花崗閃緑岩や花崗岩の周辺のトータル岩質岩中に斑状のカリ長石が多数点することから、これらカリ長石と花崗閃緑岩や花崗岩とは成因的に何らかの関係があることが考えられる。変成岩類に対しては、泥質岩で白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石±カリ長石、塩基性岩で角閃石+黒雲母あるいは角閃石±緑れん石±アクチノ閃石で特徴づけられる片状のホルンフェルスや片麻岩に調和的に貫入し、玉川町北部ではミグマタイトも形成している。

花崗閃緑岩はトータル岩質岩を貫く形でほぼ東西方向に分布する傾向があり、波方花崗閃緑岩(GD-N)、北条花崗閃緑岩(GD-H)、松山花崗閃緑岩(GD-M)および高縄花崗閃緑岩(GD-T)の4種に識別される。一般に粗粒塊状であるが、波方花崗閃緑岩の南部では片麻状構造も発達する。このうち松山花崗閃緑岩は半島基部の変成岩類に対し非調和的に貫入し、泥質岩で白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石、塩基性岩で角閃石±緑れん石±アク

チノ閃石で特徴づけられる接触変成作用を幅約 1 km にわたって与えている。

花崗岩は大小様々な形態の岩体を形成し、湯ノ山花崗岩 (G_1)、大井野花崗岩 (G_2)、笠松山花崗岩 (G_3)、栗井花崗岩 (G_4)、山ノ内花崗岩 (G_5)、石風呂花崗岩 (G_6)、糸山花崗岩 (G_7) に識別される。今治—松山を結ぶ線を境に南側で分布が広く粒度も大きいものが多い。一般に塊状であるが、半島中部の鈍川付近では片麻状構造も見られる。湯ノ山花崗岩は変成岩類に非調和的に貫入し、泥質岩で白雲母+黒雲母+堇青石±ざくろ石で特徴づけられる接触変成作用を与えており、笠松山花崗岩は朝倉村金山付近で、白雲母+黒雲母+堇青石±カリ長石の鉱物組み合わせを有する片状構造の発達した泥質ないし砂質の変成岩に調和的に貫入している。

塩基性岩類の主体は変輝緑岩で、このほか中粒塊状の変はんれい岩、各種の変成塩基性岩脈および暗色包有物などが見られる。このうち変輝緑岩はトーナル岩質岩中に包有岩状に分布するが、貫入岩の特徴も見られる。変はんれい岩は花崗岩 (G_7) に貫かれている。変成塩基性岩脈には変はんれい岩を貫くもの (BD-I)、トーナル岩質岩を貫くもの (BD-II)、波方花崗閃緑岩を貫くもの (BD-III) などがある。暗色包有物はトーナル岩質岩中に多く、片麻状構造が発達するにつれ扁平化する傾向がある。北条花崗閃緑岩中にも扁平なものが多い。

これら花崗岩類の固結後、和泉層群の堆積前に石英斑岩・花崗斑岩および玢岩の岩脈が形成されたと考えられる。

文 献

- I. U. G. S. SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS, 1973: Plutonic rocks: Classification and nomenclature. *Geotimes*, **18**, 26—30.
- 宮久三千年, 平岡卓郎, 1970: 四国西部領家帯の花崗岩体群の相互関係. 愛媛大学紀要, 自然科学, Ser. D (地学), **4**, 59—70.
- 桃井 齊, 1957: 高縄半島西部の花崗岩類 (演旨). 日本地質学会関西・西日本支部会報, **30**, 15—17.
- 野戸繁利, 1974: 松山市の領家帯花崗閃緑岩中に見られる高度変成岩ゼノリス, 地質雑, **81**, 59—66.
- NUREKI, T., 1958: On the structure of granitic complex in the northern part of the Takanawa Peninsula, Ehime Prefecture. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, **2**, 109—127.
- 越智秀二, 1977 MS: 四国高縄半島に於ける領家深成・変成岩類に関する地質学的岩石学的研究. 広島大学修論.
- , 小島丈児, 1977: 愛媛県高縄半島花崗岩類の構造と随伴関係について. 日本地質学会第 84 年学術大会講演要旨, 75.
- 岡村義彦, 1967: 瀬戸内海西部の領家花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 53—62.
- 佐田公好, 1976: 松山市湯山付近の含紡錘虫礫岩. 小島丈児先生還暦記念文集, 128—129.
- SHIBATA, H., OKI, Y., SAKAKIBARA, Y., 1960: Chemical Composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Province. Part II Principal Element. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, **C**, **59**, 71—93.