

55(522.8) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

種子島(16)第9号

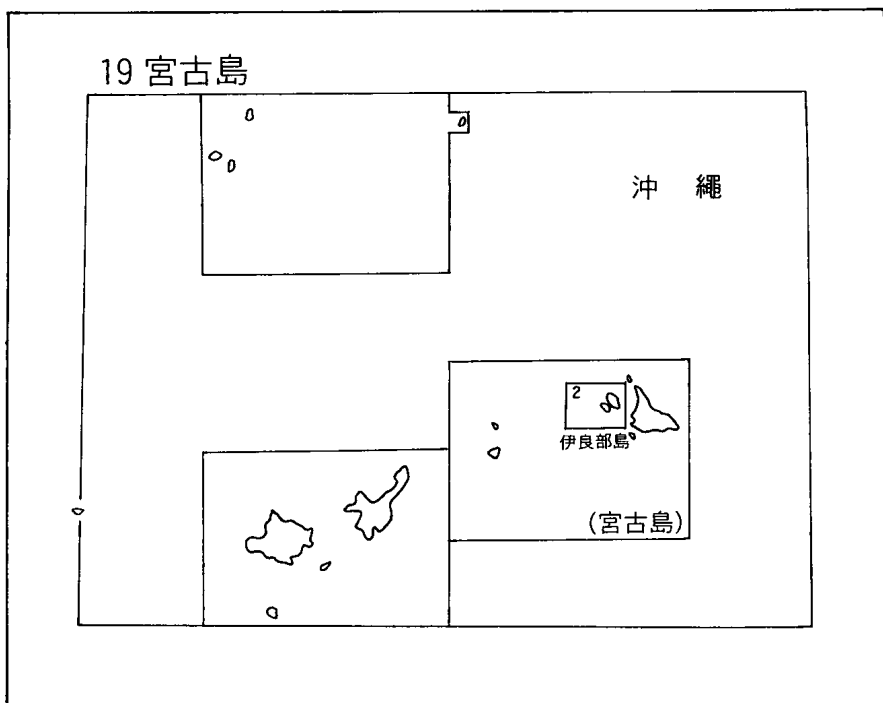
屋久島西南部地域の地質

佐藤 岱生・長浜 春夫

昭和54年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1:200,000 図幅名

屋久島西南部地域の地質

佐藤岱生*・長浜春夫**

屋久島西南部地域の野外調査は昭和48年から51年にかけて行なわれた。調査研究は花崗岩類・岩脈・接触変成岩・火砕流堆積物及び鉱床については主として佐藤が、四万十層群・第四系及び温泉については主として長浜が担当した。

調査研究にあたっては、野沢保技官には現地で教示を受けた他、今井功・小野晃司・安藤武・三村弘二・遠藤祐二・片田正人***・曾屋龍典・滝沢文教の各技官からは多大の助言と援助を受けた。野外調査にあたっては屋久町・上屋久町・下屋久営林署から多くの便宜をあたえられた。川辺孝幸・今増俊明の両氏には野外調査を助けていただいた。

室内研究にあたっては有孔虫化石・石灰藻化石は福田理技官、生痕化石は田中啓策技官に同定していただいた。岩石薄片・研磨片は技術部村上正技官ほかによって作製され、化学分析は主成分を技術部後藤準次技官、温泉水は技術部阿部喜久男技官が行なった。写真の一部は正井義郎技官の援助をうけた。分析値の処理には小野千恵子技官の援助をうけた。上記の方々に厚く感謝する。

なお、屋久島から 40 km 南西の吐噶喇平瀬は交通その他の都合により除かれている。

I. 地 形

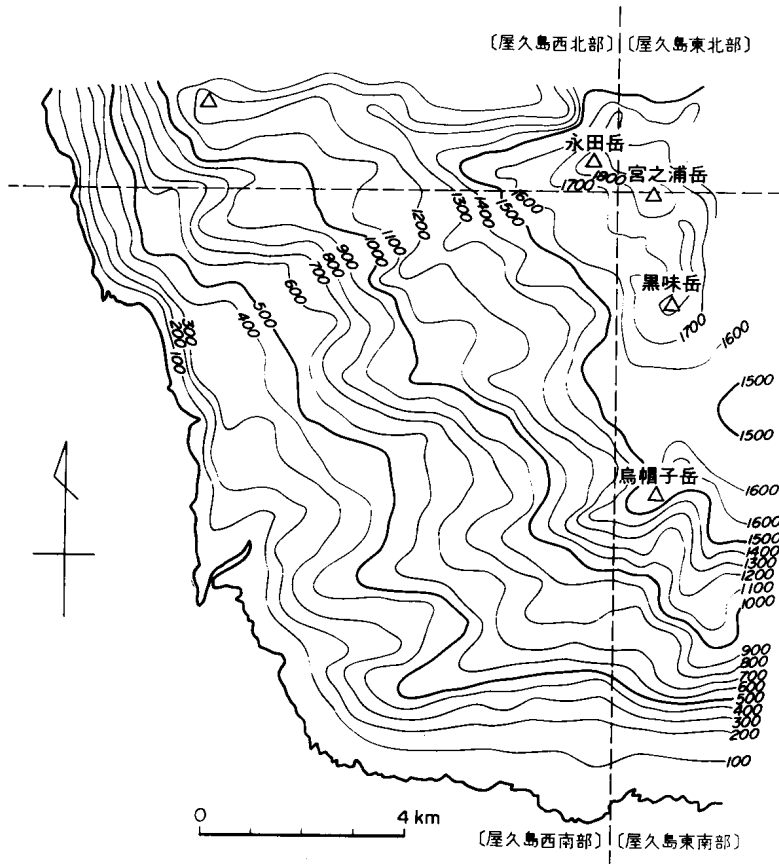
屋久島は南西諸島最北部、トカラ火山列島弧の外洋側に位置し、九州南端佐多岬から海上 60 km 南方の地点にある。屋久島は直径約 27 km のほぼ円形の島で、その中央部に九州以南で最高峰の宮の浦岳 (1935m) がある。島の大部分は花崗岩からなり、島のまわりを縁どるように四万十層群が露出している。

屋久島の地形は、一般に標高 1,000-1,500m まではきわめて急激に高度を増すが、それ以上では比較的なだらかな起伏をもっている。しかし本図幅地域では、この傾向に反して、海岸から中央部に平均的に高度を増していく (第 1 図)。これは瀬切川・大川・小楊子川・黒味川・中間川・湯川などの河川の発達と削剝のためであろう。これらの河川は、ほぼ図幅地域の北東から南西方に向って流れ、海にそそいでいるが、急峻な地形と豊富な降水量により激流をなし、所々に滝をかける。

花崗岩の分布する地域では、北北東-南南西、西北西-東南東の 2 つの方向をもつ節理系が非常に良く発達しており、河川はしばしばこの方向にそって折れまがっている。

耕作可能な平坦面は、本図幅地域では南部の標高 200m 以下で多少あるのみで、扇状地・段丘・沖積平野の発達は貧弱である。

* 鉱床部 ** 地質部 *** 元所員 (現岩手大学)



第1図 屋久島西南部地域の接峰面図

5万分の1の地形図上で500m間隔の方眼を切り、その最高点の標高を基準としてなめらかな等高線を描いた。
〔 〕は5万分の1図幅名

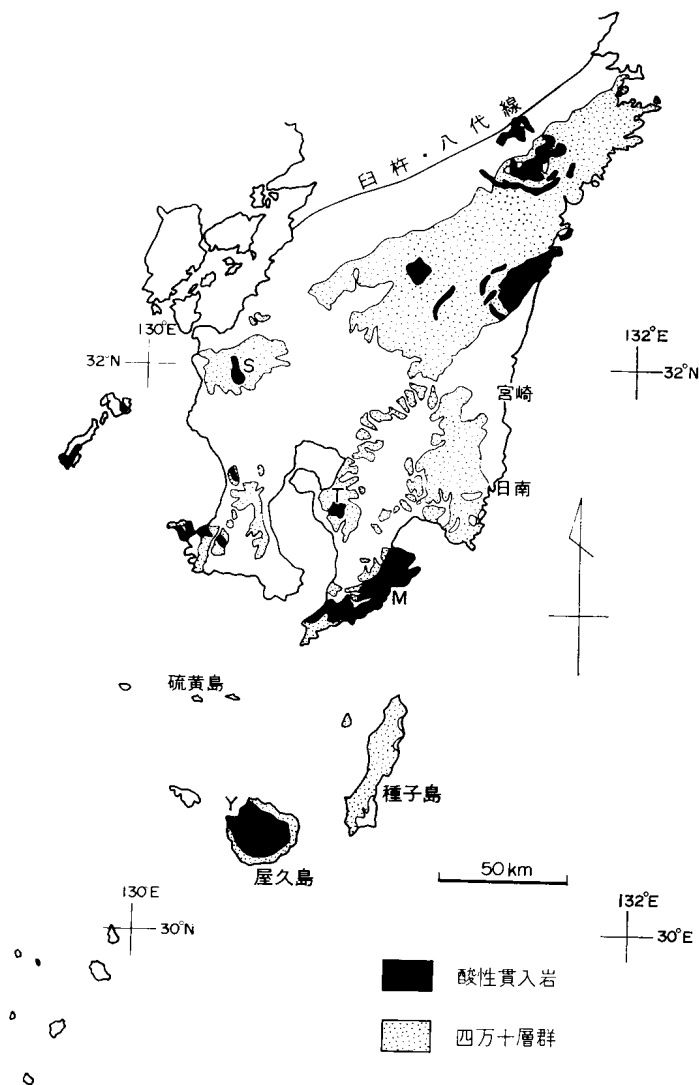
海岸は、ほとんどが磯浜で、西海岸では断崖となっている。ホルンフェルスの岩場は良い漁場である。砂浜は、流域面積の比較的広い小楊子川と黒味川の合流した栗生川くりお河口の栗生部落にやや広く発達する。

II. 地質概説

屋久島は種子島とともに西南日本外帯の四万十帯に属し、主として四万十層群とこれを貫ぬく新第三紀花崗岩とからなる(第2図)。

屋久島の四万十層群については、HANZAWA (1935)、橋本 (1956) の層序学的研究のほか、長浜・坂井 (1972) による堆積構造の研究などがある。橋本 (1956) は屋久島の四万十層群を下位から麦生累層、船行累層、宮之浦累層、これらを傾斜不整合におおう一湊累層の4つの累層に分け、時代を新白亜紀—古第三紀と推定した。

本図幅地域の四万十層群は砂岩泥岩互層の厚層からなる(第1表)。これは橋本 (1956) の宮之浦累



第2図 南九州地方四万十層群および酸性岩類分布図

M: 南大隅花崗岩 S: 紫尾山花崗岩 T: 高隈山花崗岩 Y: 屋久島花崗岩

層上部の楠川頁岩砂岩部層にほぼ相当する。地層は一般に NNE-SSW の走向をもち、NW に急傾斜するが、構造的変形が著しい。

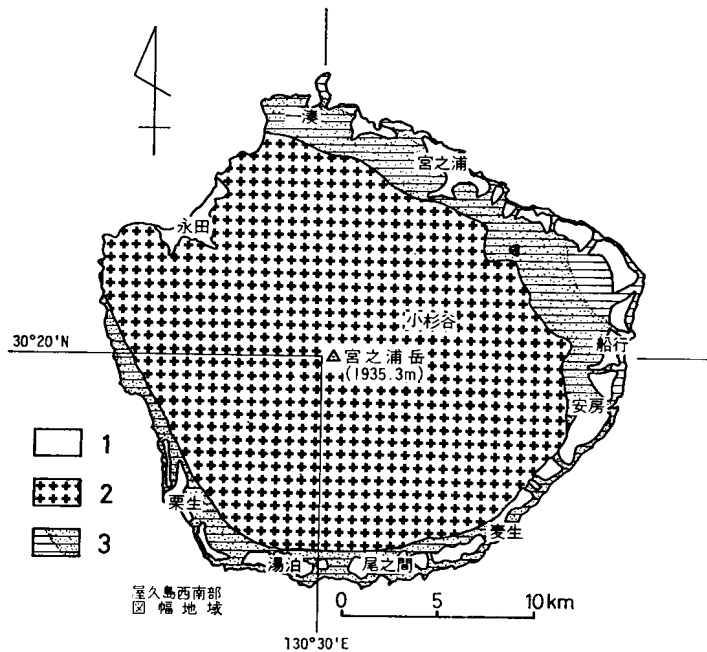
屋久島からは従来、その地質時代を決定する化石の発見は全くなく、年代決定はなされていない。しかし本層群は岩相・堆積構造および地質構造などから、日南層群や種子島の熊毛層群にほぼ対比されるものと思われ、その地質時代は古第三紀と推定される。

屋久島花崗岩は主として、正長石巨晶を含む灰色粗粒の黒雲母花崗岩からなり、四万十層群に紅柱石—堇青石ホルンフェルスに至る接触変成作用をあたえている (第3図)。

本図幅地域では、主岩相として正長石斑状黒雲母花崗岩、周縁相として正長石斑状堇青石白雲母含有

第1表 地質総括表

時代	地層および岩石		岩相	備考
第四紀	完新世 更新世	火砕流堆積物	火山灰・軽石および外来岩片	有孔虫・石灰藻化石
		沖積層	砂・礫および泥	
		崖錐堆積物	角礫および砂	
		段丘堆積物	礫・砂および泥	
第三紀	中新世	屋久島花崗岩	正長石斑状重晶石白雲母含有黒雲母花崗岩およびアブライト質花崗岩	アブライト・ペグマタイト・花崗岩脈 13-14 m. y. 熱変成作用
		周縁相 主岩相	正長石斑状黒雲母花崗岩	
第三紀(?)	古第三紀層群	D層	砂岩(泥岩礫を含む)および泥岩	
		C層	泥岩砂岩薄互層	ブーディン構造 生痕化石 枕状溶岩
		B層	砂岩泥岩薄互層	スランプ構造
		A層	砂岩・砂岩泥岩互層および礫灰岩	ソールマーク 生痕化石



第3図 屋久島地質略図
鹿兒島県地質調査研究会 (1961) を一部訂正. 1: 第四系 2: 屋久島花崗岩
3: 四万十層群 (打点部は接触変成岩)

黒雲母花崗岩およびアブライト質花崗岩とからなる。角閃石を含む岩相は存在しない。

屋久島花崗岩の年代は SHIBATA and NOZAWA (1968) によって、小杉谷・安房および一湊の花崗岩

中の黒雲母試料について K-Ar 法によって 13-14 m. y. が得られている。この値は、柴田 (1978) による西南日本外帯第三紀花崗岩類の貫入の同時性に調和している。

屋久島花崗岩の鉄—チタン酸化物はチタン鉄鉱で磁鉄鉱は含まない。そのほかに磁硫鉄鉱を含み、この花崗岩は、石原 (1975) および ISHIHARA (1977) のチタン鉄鉱系列に属する。屋久島花崗岩は、いくつかの点で西南日本外帯花崗岩の一般的な特徴と一致する。すなわち大庭 (1966) は外帯花崗岩は岩石化学的に Na_2O 、 CaO が少なく、 K_2O 、 FeO が多いことを述べているが、屋久島花崗岩も同様の傾向を示す。高隈山花崗岩 (太田・河内, 1965)、沖の島花崗岩 (諏訪, 1967) で報告されていると同様に比較的アルミナに富む鉱物である、白雲母・堇青石を含む岩相が発見された。また斑状カリ長石を含む外帯花崗岩としては紫尾山花崗岩・甲斐駒花崗岩だと知られている。屋久島花崗岩は、いわゆる暗色包有物のほかに、片麻岩・縞状チャートなどの捕獲岩を含み、この点でも南大隅花崗岩 (野沢・太田, 1967) などと似ている。

屋久島花崗岩中の正長石巨晶はきわめて大型であり、自形性が強いことで他に例を見ない。この斑状正長石巨晶は古くから有名で木下・滝本 (1939)、石川ほか (1962) などによって報告されている。また、露出面積が広いにもかかわらず一様に正長石巨晶を含み、岩相変化が少ないことも屋久島花崗岩の特徴のひとつである。

接触変成岩中には花崗岩から派生したと見られる厚さ 4-8 m の 1 枚のアブライト—ペグマタイト脈が存在する。また花崗岩近くの変成岩や花崗岩体内にも電気石・白雲母・ざくろ石・紅柱石・堇青石などを含むアブライト脈が多数見られる。

花崗岩と四万十層群の接触面は、大局的にはほぼ垂直である。接触変成帯は泥質岩を基準として、堇青石帯と黒雲母帯に分けられる。本図幅地域では非変成帯は海中に没して見られないが、花崗岩から約 2.9 km までは変成帯が続いていることがたしかめられている。北隣の屋久島西北部図幅地域では、この幅は約 3 km と広い (河内・佐藤, 1973)。屋久島の接触変成岩については石川 (1964) の研究もある。

本図幅地域では第四系の発達は良くないが段丘堆積物、崖錐堆積物、沖積層の他に山岳部の平坦面には流紋岩質の軽石と酸性安山岩—デイサイト岩片を含む火砕流堆積物が、また海食台には隆起サンゴ礁の痕跡が認められる。

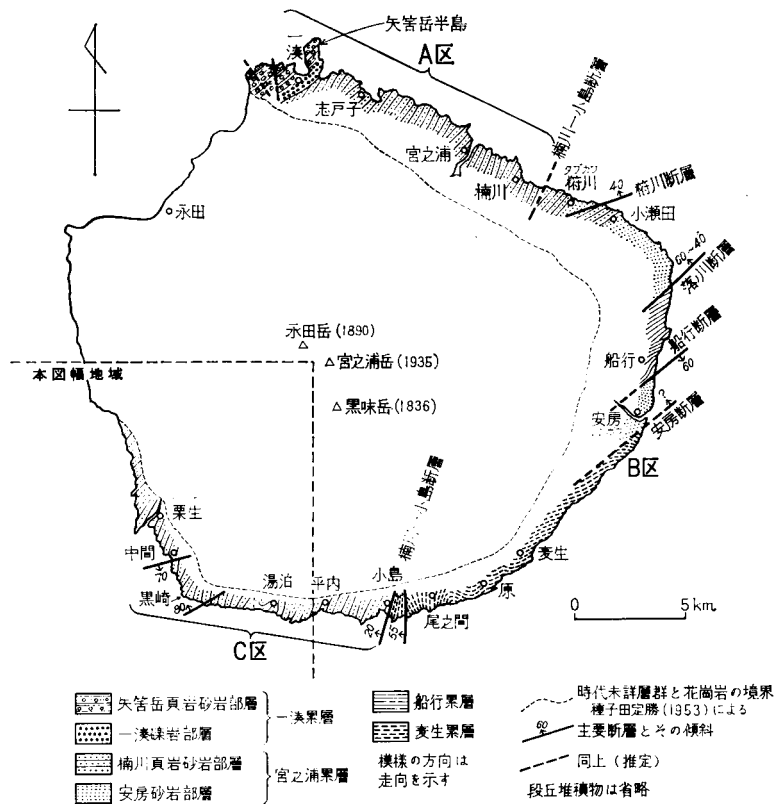
地域の南部では温泉が湧出し、浴用および観光資源として利用されている。

屋久島花崗岩は岩体東部でタングステン鉱床をとめない、林ほか (1955) によって報告されているが、本図幅地域では鉱床は知られていない。

III. 四万十層群

本層群は本図幅地域の基盤岩で、海岸のせまい範囲にわたって帯状に発達し、主として砂岩泥岩の互層から成り、最下部付近に凝灰岩層を挟む。

本図幅地域内の四万十層群は岩相により、見掛け上の下位から上位に向って、A層・B層・C層およびD層の4層に区分される。すなわちA層は厚砂岩と薄い泥岩との互層で、一枚の凝灰岩層を挟み、堆



第4図 屋久島の四万十層群地質略図
橋本 (1956) に基づき一部訂正

積構造の発達がある。

B層は一般に砂岩と泥岩との薄互層で、スランプ構造の発達が著しい。C層は砂岩泥岩の薄互層であるがB層に比べて、その厚さが数cmの薄互層で、ブーディン構造の発達が顕著である。D層は砂岩泥岩の厚互層で、砂岩の厚さが数mにおよぶものもあり、泥岩の偽礫を含むことがその特徴である。

これらの4層は橋本 (1956) の宮之浦累層の楠川頁岩砂岩部層にほぼ相当する(第4図)。

III. 1 A層 (A)

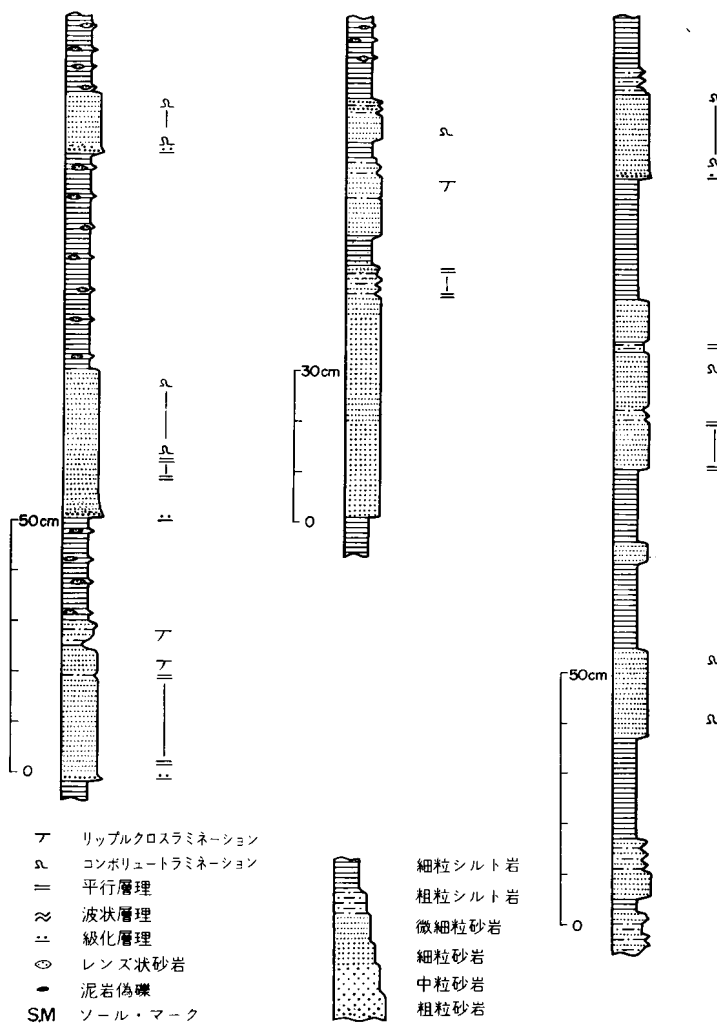
模式地 両開墾南方海岸

分布 本図幅地域の南東隅の海岸に連続露出、西開墾地域の段丘堆積層および崖錐堆積層下にわずかに分布する。

層厚 正確には算定できないが、600 m 以上ある。

層序関係 下限は地域外露出のため不明。

岩相 主として厚さ1m~数mの砂岩および砂岩泥岩互層からなり(第5図・第6図および第7図)、下部に一枚の厚さ50m以上の凝灰岩層を挟んでいる。これは酸性凝灰岩で緑色を呈し、風化すると白色

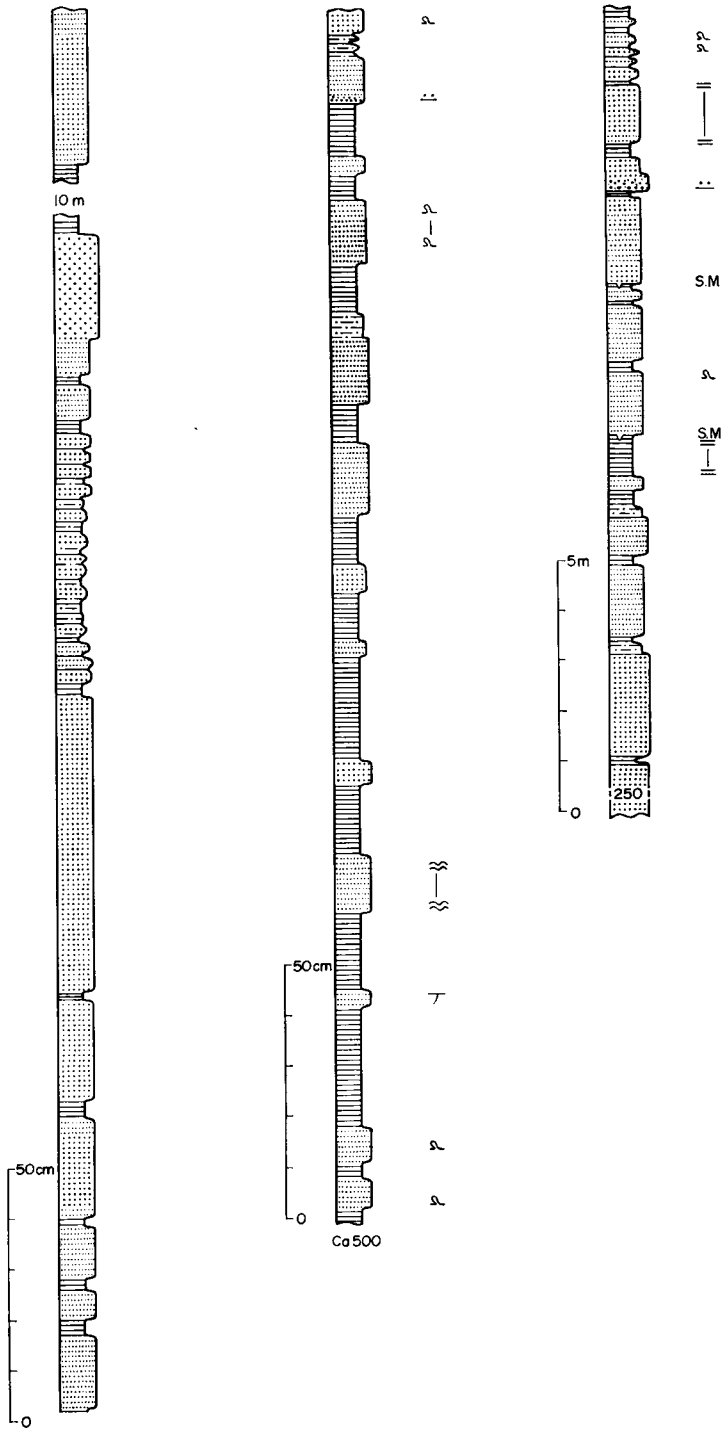


第5図 A層下部柱状図① (左から右にむかって上位の地層となる)

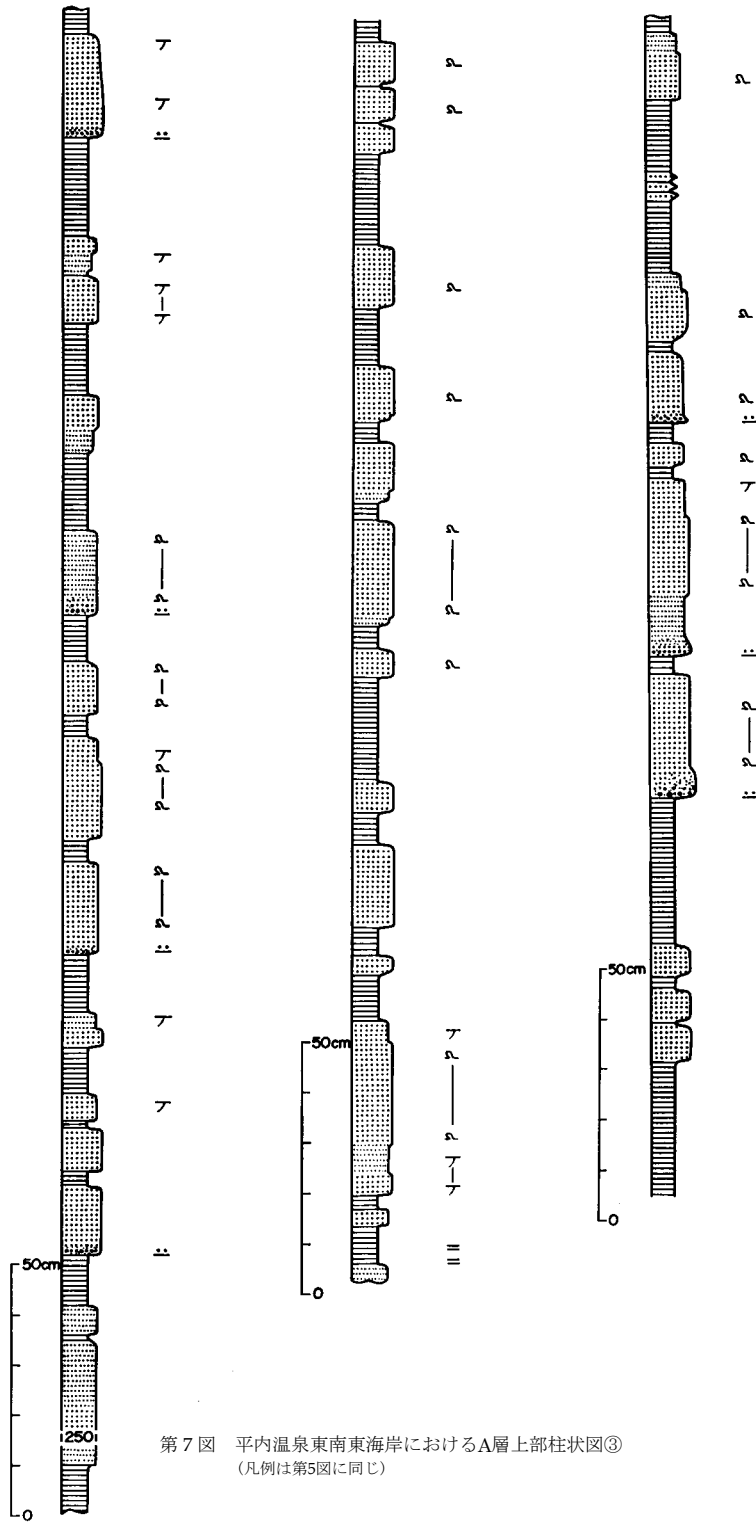
となりわずかに層理を示す部分がある。単層の厚い砂岩層は無層理塊状で微細粒—細粒で、まれに中粒である。砂岩泥岩互層は単層の厚さ 15-50 cm で、やや板状を呈する微細粒—細粒砂岩と、厚さ 20 cm 以下の泥岩との互層からなる。砂の粒径の変化による級化現象は肉眼的に明瞭なものは少ない。一般に乱堆積・構造変形や熱変成作用などを受けているために層理の不明瞭なこともある (第8図および第9図)。砂岩単層の下底面にはソールマーク (第10図) 内部には漣痕葉理部およびコンポジット葉理部が多数認められる。また下位の泥岩とはわずかな浸食面をもって接し、両者の境は明瞭である。泥岩は黒—黒灰色、多くは葉理を示す。一般に数 cm-20 cm で、まれに数 m に達する。

化石 砂岩泥岩互層中に生痕の化石 (第11図)、ときに泥岩中に砂管 (第12図) が見いだされる。いまだに貝化石の産出はない。

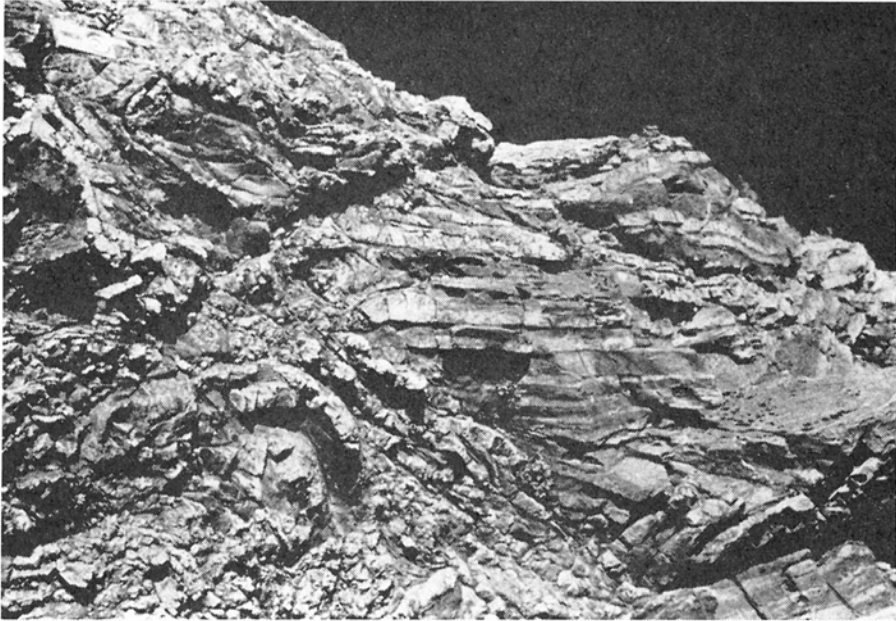
対比 本層は岩相から上屋久町宮之浦国民宿舎の西海岸に発達する地層にほぼ対比される。



第6図 西開墾南方海岸におけるA層中部柱状図② (凡例は第5図に同じ)



第7図 平内温泉東南東海岸におけるA層上部柱状図③
 (凡例は第5図に同じ)



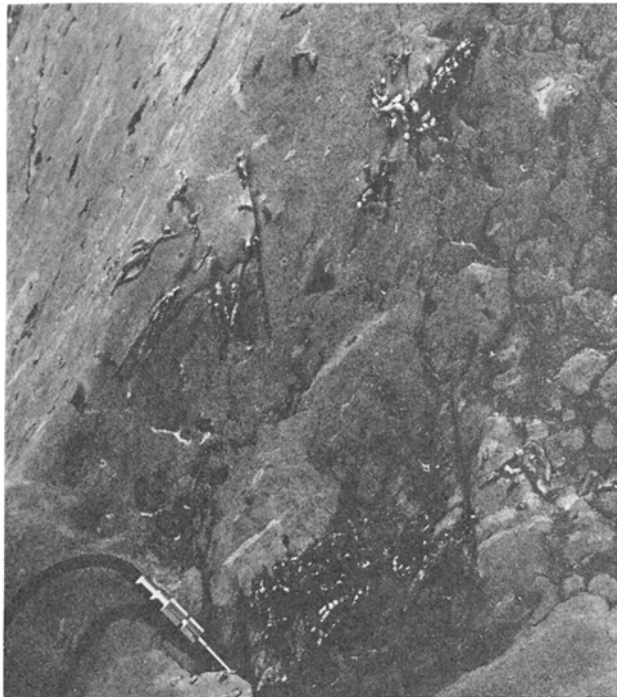
第8図 A層中にみられる乱堆積層



第9図 A層中にみられる構造的変形



第10図 A層中のフルートキャスト (平内温泉東方海岸) 流行は下から上へ



第11図 A層中にみられる生痕 *Terebellina shikokuensis* KATTO (田中啓策同定)



第12図 A層中にみられる生痕（砂管）

III. 2 B 層 (B)

模式地 本図幅南方海岸の平内温泉から黒崎にかけての約5.5kmの海岸。

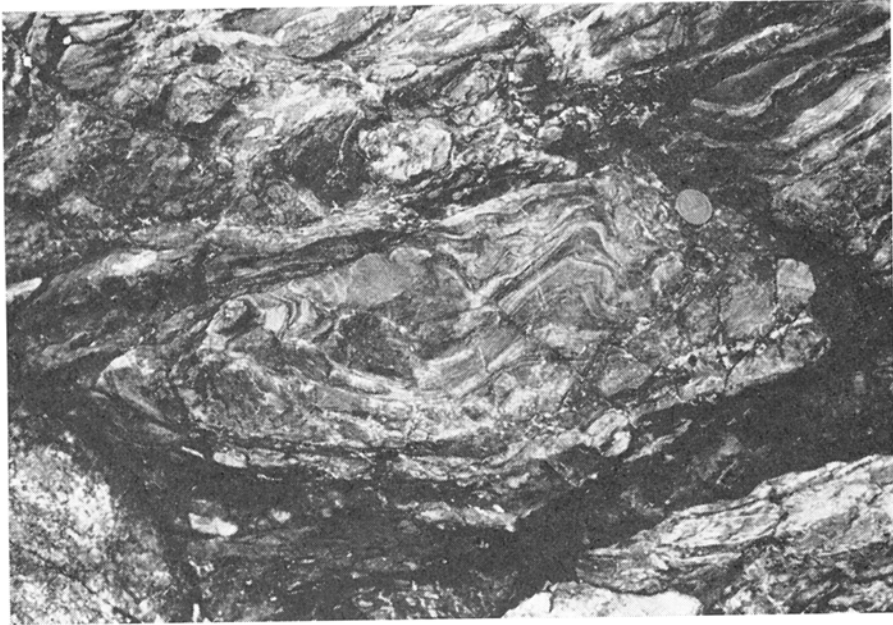
分布 模式地の南方海岸および湯泊ゆどまりから中間なかまに通ずる県道。

層厚 地層の擾乱や断層が多いため、正確な厚さはわからない。

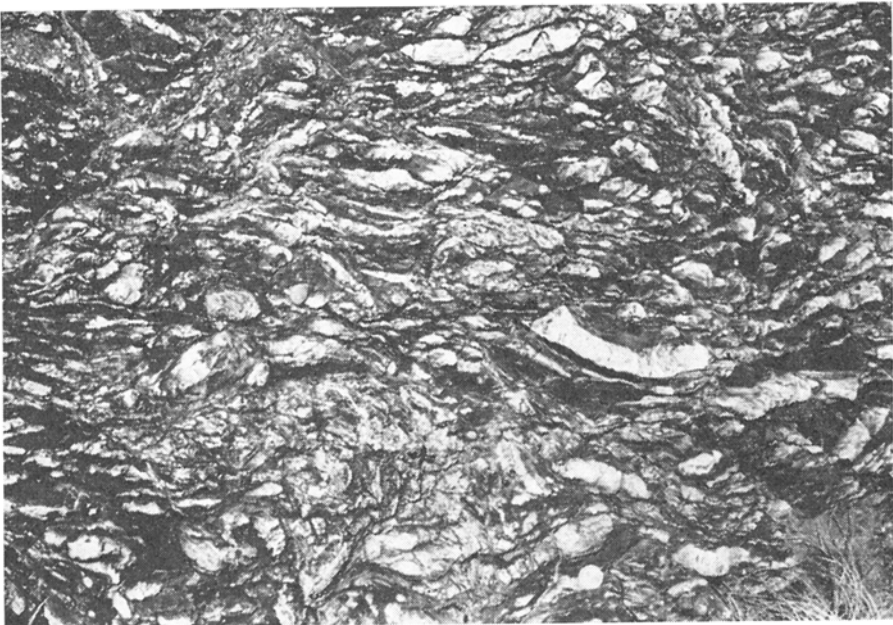
層序関係 下位のA層とは整合とみなされるが断層の可能性もある。

岩相 本層は厚さ10cm以下の砂岩と厚さ数cm-数10cmの泥岩と砂岩泥岩互層からなる（第13図）。泥岩層のなかには第I図版で示すような chaotic な様相を呈する含礫泥岩層を挟む。礫は外来礫ではなく、砂岩や泥岩の角一亜角礫のいわゆる同時侵食礫である。この互層中にはいちじるしいスランブ構造（第14図）の発達があり、これらがその後には剪断作用を受け構造的な変形を受け複雑な構造となり、そのため原岩の構造がはっきりしないものが多い。

砂岩は灰色の微細粒一細粒で、まれに中粒で、厚さは10cm以下で剪断作用を受け変形し sheared rock となっているものもある。級化層理は不明瞭ではあるが稀に認められることもある。泥岩中の薄い砂岩はブーディン構造のためにレンズ状を示すことが多いが、明らかにスランブボール（第15図）も認められる。ソールマークは見当たらないが、プリアパート構造（第16図）、漣痕葉理やコンボリュート葉



第14図 B層中にみられるスランブ構造



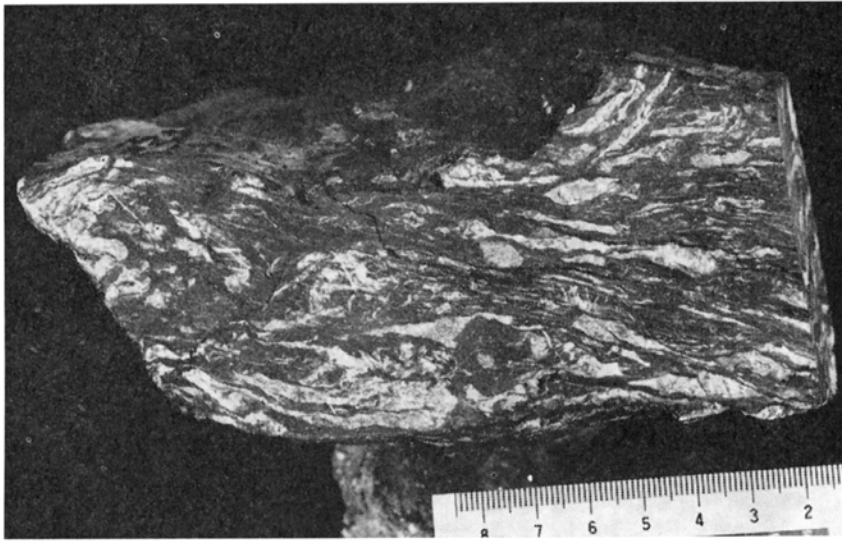
第15図 B層中にみられるスランブボール



第16図 B層中にみられるブルアバート構造



第17図 C層下部中にみられるスランプ構造



第18図 C層中にみられるブーディン構造

III. 4 D 層 (D)

模式地 本図幅の北西方約 2.5km の海岸付近.

分布 模式地の海岸一帯と瀬切川から永田に通ずる県道.

層厚 約1,100m.

層序関係 下位のC層上部が著しい剪断作用をうけていることから本層とC層とは断層の可能性もある.

岩相 本層は第19図の柱状図および第IV図版で明らかなように泥岩の偽礫入りの中一粗粒砂岩と泥岩との互層で、砂岩の厚さは1-10mで非常に厚く、泥岩は数cm-1m、まれに数mで、砂岩の厚さに比べてきわめて薄く、いわゆる砂岩が泥岩に比べて圧倒的に厚い互層である(第20図).

砂岩は一般に灰白-灰色で見掛けの下位層であるA・BおよびC層中のそれらに比べて白っぽく、泥岩の同時礫を多量に含むことが最大の特徴で、淘汰は不良であり層理の発達も悪い.

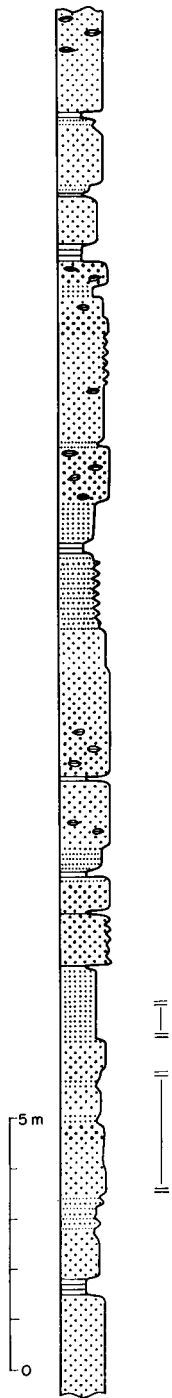
泥岩は細一粗粒シルト岩で、黒-黒灰色を示し、数cm-数10cmで厚い砂岩中にうすく挟まれる.

本層は下位のA・B・Cの地層とはその岩相がことなり、スランブ構造、その他の堆積構造の発達もなく、生痕化石の産出もない.

III. 5 堆 積 構 造

本図幅地域内の四万十層群のAおよびB層の砂岩泥岩互層中にはフルートキャスト・コンボリュート葉理・漣痕層理および級化層理などの堆積構造が観察される.

砂岩泥岩互層中における砂岩単層から泥岩にいたる一連の地層にみられる堆積構造の出現順序は、模



第19図 図幅北西県道のD層柱状図⑤
(凡例は第5図に同じ)

式化すると、下位から級化部(a), 下部平行葉理部(b), 下部漣痕葉理部(c), コンポリュート葉理部(d), 上部漣痕葉理部(e)および上部平行葉理部(f)の6単位に区分されるが(長浜・坂井, 1972), 本図幅地域内の四万十層群にはこのような完全な順序が現われることは少なく, 基部を欠いたり, 頂部を欠いたり, または中間部を欠いたりすることが多い(第21図). このうち, 下部および上部の漣痕葉理部はほぼ一定方向を示す斜葉理が多いが, ときにその方向が不規則な, いわゆる“ripple-drift bedding”を示すこともある. なおこの地域の砂岩単層中にみられる堆積構造の出現順序は BOUMA (1962) の示すものと少し異なる.

以上の諸特徴から判断すると砂岩泥岩を構成する砂岩はタービダイトである.

砂岩単層の下位の泥岩との境界は明瞭ではあるが, 侵食面は見当たらないことが多い. 粒度は一般に微細粒で, ときに細粒であるが, 級化層理の認められる場合はやや粗粒となっている.

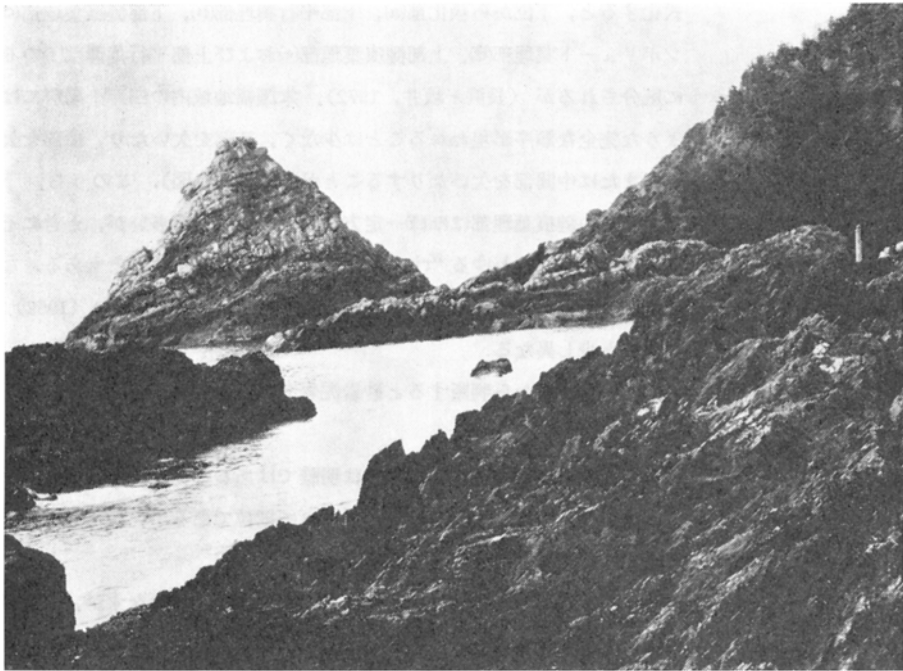
フルートキャストの形は, 一般に扇形あるいは舌状をなすが, 本地域のものは, その上流側の先端が鋭角的なもの, ややねじれたものが多く, 長さ比べて幅がせまい. フルートキャストの長さは普通 10 cm 前後で, 長いものは 90 cm に及ぶものもある. 幅は 1-3 cm のものが多く, 広いものは 10 cm 以上に達するものもある. その高さは一般に 1 cm 以下であるが最高 4 cm に及ぶものも存在した.

本図幅地域内のA層中のソールマークを測定した. その結果ソールマークが示す流れはSWからNEへ方向である. 測定数は少ないが, この方向は琉球弧の方向にはほぼ一致する(長浜・坂井, 1972).

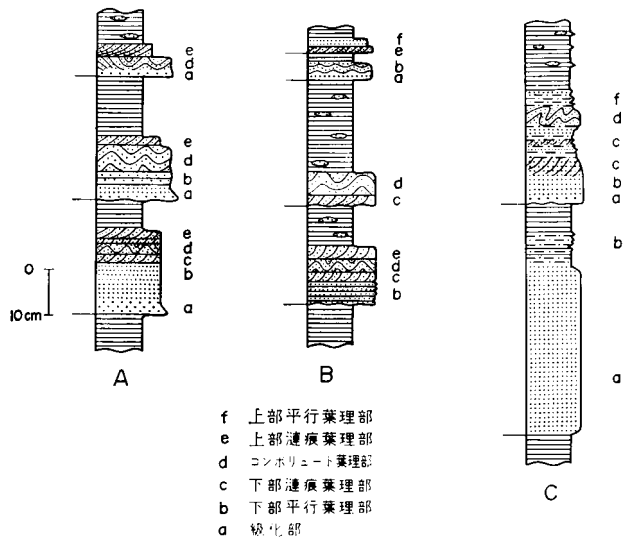
III. 6 地質構造

本図幅全体を通じて四万十層群は前述したように, 海岸線の1ルート以外には, 地層の露頭がきわめて悪い. また, 追跡のできる鍵層をほとんど欠き, 無化石, 単調な砂岩泥岩の互層であるに加えて, 断層・スランプ構造・剪断作用による変形, さらに花崗岩の貫入による熱変成作用や多くの石英脈に貫かれるために, その地質構造は複雑となっている.

一般の走向は $N10-2^{\circ}E$ で, NW 方向に 70° 以上急傾斜する単斜構造をなしている. しかし, 級化層理やソールマークから判断して, まれには逆転したところもあって, 単なる単斜構造だけであるとも思われず, かなりの層序の繰り返しや, 欠層が存在するものと推定される. したがって真の地層の層厚は見掛けよりも薄い可能性がある. 各所で小褶曲が見られるが, これが



第20図 D層最下部付近の砂岩層



第21図 平内海岸のA層中の砂岩単層にみられる堆積構造出現順序

スランブによる変形が、構造的なのかいずれのものか区別できないことが多い。したがって小褶曲構造と思われたものなかにはスランピングによるもののがかなりみられるようである。

断層にはNE・NNE・NWおよびEWの4系統の断層があるほか、ときに小規模の衝上断層も見ら

第2表 屋久島花崗岩類の化学組成とノルム鉱物組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	A	B
SiO ₂	70.00	70.40	71.80	71.15	77.00	72.80	71.60	75.80	70.84	73.80
TiO ₂	0.60	0.52	0.54	0.55	0.21	0.49	0.40	0.07	0.55	0.37
Al ₂ O ₃	14.80	14.77	14.04	14.23	13.30	15.12	15.63	14.88	14.46	14.68
Fe ₂ O ₃	0.48	0.43	0.47	0.48	0.19	0.42	0.39	0.11	0.47	0.33
FeO	3.18	2.85	3.06	3.13	1.26	2.76	2.54	0.70	3.06	2.19
MnO	0.08	0.07	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
MgO	1.45	1.14	0.90	0.85	0.30	0.70	0.70	0.13	1.09	0.57
CaO	2.54	2.48	2.15	2.20	1.02	1.61	2.58	0.56	2.34	1.74
Na ₂ O	3.25	3.50	2.88	3.10	2.45	2.57	2.80	3.12	3.18	2.61
K ₂ O	3.29	3.75	3.87	3.60	4.60	4.22	3.02	4.72	3.63	3.95
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.13	0.13	0.10	0.12	0.12	0.09	0.14	0.11
Total	99.82	100.05	99.93	99.50	100.50	100.89	99.86	100.25	99.84	100.43
Q	29.23	27.18	32.60	31.63	41.91	35.70	35.78	37.90	30.17	37.74
C	1.63	0.78	1.52	1.54	2.68	3.68	3.35	3.84	1.38	3.21
or	19.44	22.16	22.87	21.27	27.18	24.94	17.85	27.89	21.45	23.34
ab	27.50	29.62	24.37	26.23	20.73	21.75	23.69	26.40	26.91	22.09
an	11.62	11.39	9.82	10.06	4.41	7.20	12.02	2.19	10.69	7.91
hy	$\left\{ \begin{array}{l} \text{en} \\ \text{fs} \end{array} \right.$	3.61	2.84	2.24	2.12	0.75	1.74	0.32	2.71	1.42
		4.60	4.15	4.51	4.59	1.94	4.06	3.83	1.21	4.47
mt	0.70	0.62	0.68	0.70	0.28	0.61	0.57	0.16	0.68	0.48
il	1.14	0.99	1.03	1.04	0.40	0.93	0.76	0.13	1.04	0.70
ap	0.35	0.32	0.30	0.30	0.23	0.28	0.28	0.21	0.32	0.25
Sal. tot.	89.43	91.13	91.17	90.75	96.91	93.27	92.68	98.22	90.60	94.29
Fem. tot.	10.40	8.92	8.76	8.75	3.59	7.62	7.18	2.03	9.24	6.14
DI	76.17	78.96	79.84	79.14	89.83	82.38	77.32	92.19	78.53	83.16

(分析者 後藤単次)

蛍光X線法による分析で、鉄はこれまでに分析された湿式分析の平均を用いて FeO/全 Fe as Fe₂O₃ = 0.791 (重量比) として Fe₂O₃ と FeO に配分した。分析にあたっては正長石巨晶はとりのぞいて試料を作成した。

- 1: 正長石斑状黒雲母花崗岩 湯泊林道標高 420m (7530110)
- 2: 同 上 黒味林道標高 440m (7530415)
- 3: 同 上 安房林道標高 1170m (7403101)
- 4: 同 上 黒味林道標高 860m (7502201)
- 5: 蘆青石白雲母黒雲母アプライト質花崗岩 小楊子林道標高 210m (7602209)
- 6: 正長石斑状蘆青石白雲母含有黒雲母花崗岩 大川林道標高 170m (7602205)
- 7: 同 上 カンカケ岳無線中継所道標高 690m (7502306)
- 8: ざくろ石含有白雲母黒雲母アプライト 川原(県道ぞい)標高 140m(7421703)

A: 主岩相 (1-4) の平均

B: 周縁相 (5-7) の平均

採集地点は図幅に表示したが、3は屋久島東南部、7および8は屋久島西北部図幅地域から採集したので表示していない。

帯花崗岩の一般的特徴をもつほかに、Al₂O₃ が高く、ノルムコランダムが主岩相で平均 1.4%、周縁相で平均 3.2%もある。しかし含まれる包有物は、アルミナ質のものがあるとはいえ多くはなく、塩基性のいわゆる暗色包有物が大部分である。不透明鉱物は磁鉄鉄鉱とチタン鉄鉱である。

ノルム Q-or-ab-an 4 面体の花崗閃緑岩システムへ投影する (第22図) と、主岩相は 5 kb 以上、周縁相は約 2 kb、アプライトは約 1 kb の面の付近に投影される。実験と天然の条件は異なるので、そのまま正しい値としてこの数字を受けとることはできないとしても、少なくとも高压から低压へという傾

向は読みとれる。

山岳地域の標高 1,700 m 以上で長径10数cm程度の堇青石ホルンフェルスの亜角礫がみられる。これらは接触変成帯の変成度とほぼ同じで、花崗岩接触部の変成岩と比較するとより変成度の低いものが多いこと、付近の花崗岩中に同種の捕獲岩がないことなどから、捕獲岩に由来するものとは考えられない。屋久島花崗岩のルーフペンダントは現在残っていないが、これらの礫はルーフペンダントからもたらされたもので、現在の地表からそれほど高くない所にルーフペンダントがかつて存在していたと考えられる。

IV. 1 主 岩 相

屋久島花崗岩の主岩相は粗粒の正長石斑状黒雲母花崗岩である。正長石巨晶以外の石基部分の鉱物組

第3表 露頭で測定した正長石巨晶のモード

測 定 位 置	全面積 (cm ²)	正長石巨晶の面積 (cm ²)	比率 (%)	10,000cm ² あたりの正長石巨晶の個数
A 花山歩道	5,000	465.6	9.3	172
B 大川林道 780m	10,000	755.5	7.6	203
C " "	5,000	362.6	7.3	202
D " 560m	10,000	768.8	7.7	174
E 小楊子林道 340m	5,000	364.9	7.3	164
F 大川林道 200m	2,500	227.6	9.1	344
G 黒味林道 320m	10,000	660.7	6.6	148
H " 510m	5,000	362.5	7.3	150
I " 640m	5,000	394.4	7.9	228
J " 870m	5,000	468.9	9.4	246
K " 940m	10,000	1253.7	12.5	212
L 中間林道 550m	10,000	533.0	5.3	106
M " 250m	2,500	169.4	6.8	136
N 湯泊林道 500m	10,000	632.5	6.3	136
平 均			7.9	

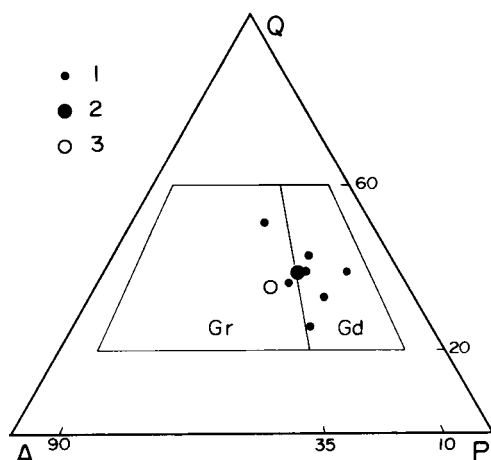
A-Nは第29図の位置を示す

第4表 屋久島花崗岩主岩相の鉱物組成

	石 基	正長石巨晶 (第3表)	全花崗岩
石 英	34.0		31.3
斜 長 石	35.3		32.5
正 長 石	18.8	7.9	25.2
黒 雲 母	11.3		10.4
そ の 他*	0.6		0.6
合 計	100.0**		100.0

* 綠泥石・アバタイト・ジルコン・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・方解石・電気石および白雲母

** 薄片数 9 枚, 測定総点数 18,234



第23図 屋久島花崗岩主岩相の鉱物組成

Q: 石英 P: 斜長石 A: アルカリ長石 Gr: 花崗岩 Gd: 花崗閃緑岩 1: 鏡下で測定した「石基」部分 2: 「石基」の平均 3: 露頭で測定した正長石巨晶(7.9%)を加えた全花崗岩の鉱物組成. 花崗岩質岩の区分は IUGS (1973) による

成は IUGS (1973) の分類による花崗閃緑岩と花崗岩の境界付近に投影される. これに露頭で測定された 7.9% の正長石巨晶 (第 3 表) を加えると花崗岩の領域に投影される (第 4 表, 第 23 図). 本図幅地域では岩体のほとんどが主岩相でしめられている.

鏡下では, 主成分鉱物は斜長石・石英・正長石および黒雲母であり, 副成分鉱物として緑泥石・緑簾石・アパタイト・ジルコン・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・方解石・電気石および白雲母を含む.

斜長石は, アルバイト双晶, 黒帯構造をもち, ときにいちじるしいセリサイト化を受けている. 黒雲母を包有していることがある. 正長石と接する斜長石の周縁部にはミルメカイトがみられる.

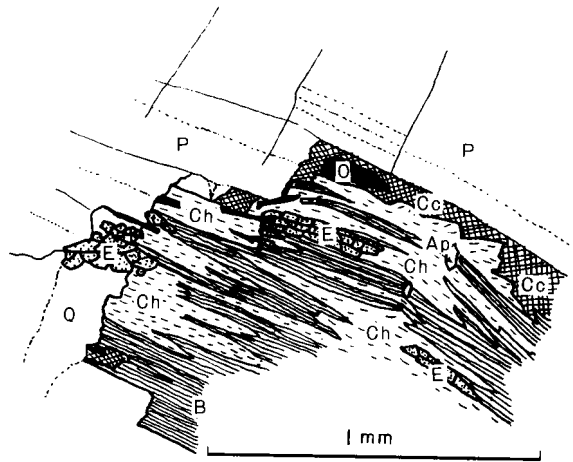
石英はいくつかの粒の集まりで全体として 4-6 mm 程度の石英プールをつくっている. なかには波動消光をするものがあり, 一般に比較の後期に晶出したと思われるものに多い. 結晶中に放射状の白雲母が晶出していることがある.

石基の正長石はペルト石構造をもつ. 一般に粒間充填状であり, ポイキリテックな組織は少ない. 大きなものではカルルスバッド双晶をしていることがある.

黒雲母は赤褐色一淡黄色の多色性を示し, 一般には長さ 6 mm 以下, 斜長石・石英および正長石に包有されていることもあるが, ときとして斜長石・石英に対して粒間充填状に配列していることもある. C軸方向から見ても六角状を示さず, 自形性が比較的弱い. 緑泥石や緑簾石に変質していることがある. キンクバンドをもたない.

緑泥石は, 緑簾石とともに黒雲母の変質鉱物としてあるが, ときには主成分鉱物の間隙を充填して放射状に成長している. 方解石が粒間をうめることもある (第 24 図). また白雲母はごく微量であるが, 黒雲母に接して成長するか, または粒間をうめるように成長していることがある. アパタイトは比較的多い. 電気石は網目状に主に正長石を置きかえているように見える.

まれに薄片中にごく微量の細粒相が観察されることがある. これはよごれた長石・石英からなるが, ときに緑泥石も含まれる.



第24図 屋久島花崗岩主岩相での緑泥石・緑簾石・方解石などの産状
 緑泥石は主として黒雲母の変質鉱物であるが、一部では空隙に放射状に成長している。
 方解石は空隙をうめている。
 Ap: アパタイト B: 黒雲母 Cc: 方解石 Ch: 緑泥石 E: 緑簾石
 O: 不透明鉱物 P: 斜長石 Q: 石英。採集地点黒味林道標高 440m (7530415)

IV. 2 周 縁 相

周縁相の分布はせまい。周縁相は主岩相が粗粒の正長石斑状黒雲母花崗岩であるのに対して、これに白雲母を含むことで区別されるが、その他に次のような特徴がある。1) 主岩相より多少優白質である。2) 堇青石を含む。3) 不均質でざくろ石を含むことがある。4) アプライト質になる部分がある。5) ときに細粒花崗岩—花崗斑岩に近い組織を示すなどである。

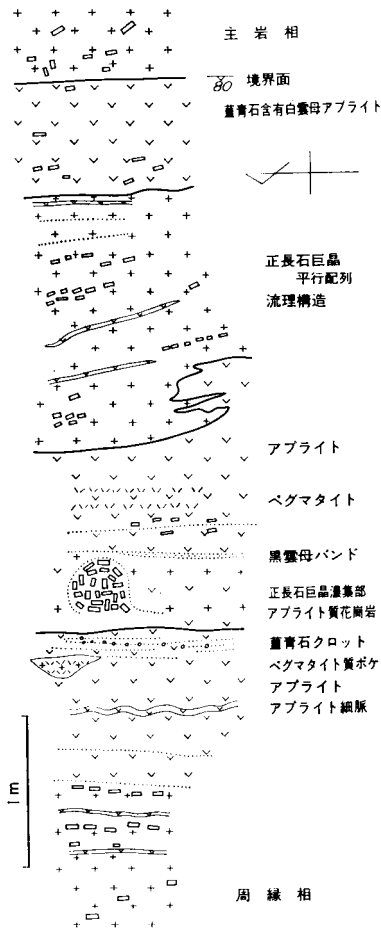
周縁相は図幅南西部の小楊子川下流から大川下流にかけての花崗岩体周縁部に発達し、四万十層群に接触する。小楊子川下流では岩脈状の分布をしている。また類似岩相は岩体内部でもごく局所的に出現することがある。

小楊子川川床での接触部では周縁相が主岩相に進入しているのが観察できる(第25図)が、多くの場合接触関係は不明である。主岩相内部の大川林道大川橋付近では明瞭な接触関係は観察できず、ここで見られる堇青石白雲母含有細粒黒雲母花崗岩は、ある種のセプタすなわち迷入体の境界を示すものかもしれない。

鏡下では、主成分鉱物の粒度は変化がはげしく、ときに斑状組織のように見える。比較的細粒の斜長石・石英・正長石では丸味をおびる。

斜長石のセリサイト化は主岩相に比較して少ない。石英は粒間充填状になることがあるが石英プールを形成していることは主岩相と変わらない。しばしば正長石は、0.5 mm 程度の小粒の集まりであり、石英よりもさらに粒間充填状になる。ペルト石構造をもつ。ミルメカイトは少ない。

黒雲母は赤褐色—淡澄色、一般には粗粒で最大 4 mm に達する。正長石と接する部分でシソプレクタイト組織が見られる。緑泥石・緑簾石への変質は主岩相にくらべて少ない。粒間に成長する放射状緑泥石は存在する。



第25図 屋久島花崗岩主岩相と周縁相の接触部
主岩相を切って周縁相が進入している
小楊子川砂防ダム下流

白雲母は粒間をうめ黒雲母に接して出現することが多いがときに単独でポイキリテックに成長していることもある。しばしば淡緑色—無色の多色性を示す。堇青石は他形で粒間に存在する(第26図)。白雲母に変っていることが多い。

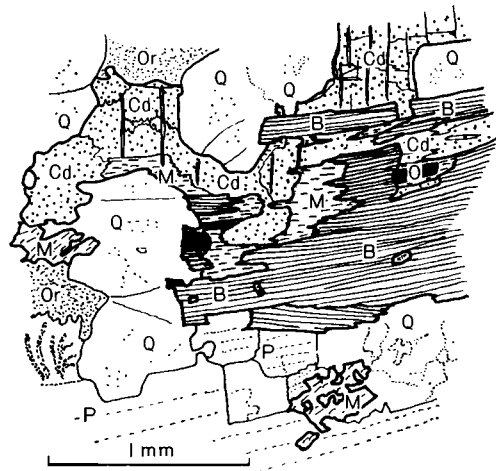
副成分鉱物としてアパタイト、褐簾石、ジルコン、鉄鈦、方解石を含む。

アブライト質花崗岩の部分では斜長石・石英・正長石がより粒状になり、石英は波動消光がいちじるしくなる。黒雲母は濃赤褐色—淡黄色の多色性を示し、緑泥石化はない。

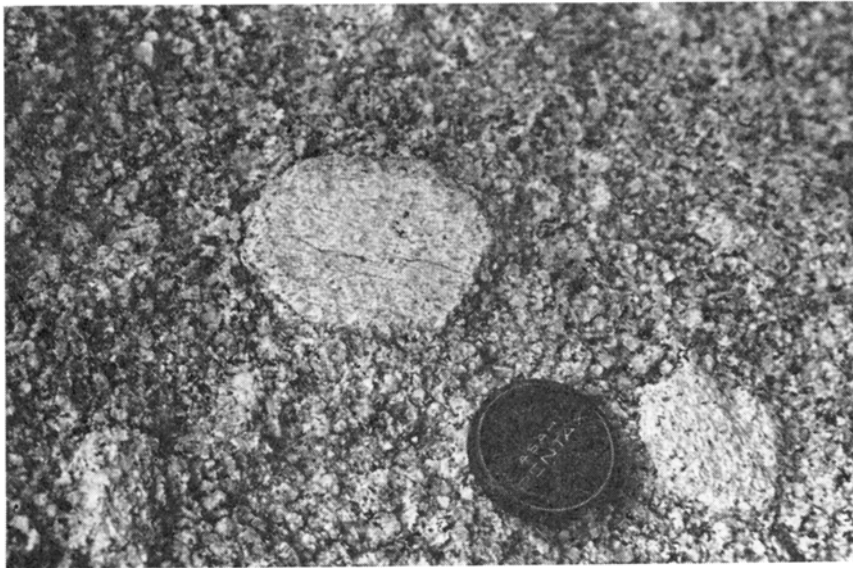
IV. 3 正長石巨晶

屋久島花崗岩の最も大きな特徴は正長石巨晶を含むことである。これらの正長石巨晶はしばしば正長石巨晶濃集部をつくる。

屋久島花崗岩中の正長石巨晶の成因について、木下・滝本(1939)は「母岩の晶化せる後、一層揮発成分の豊富となりたるソーダ質の残漿より晶出せるもの」と述べている。また石川ほか(1962)は微量



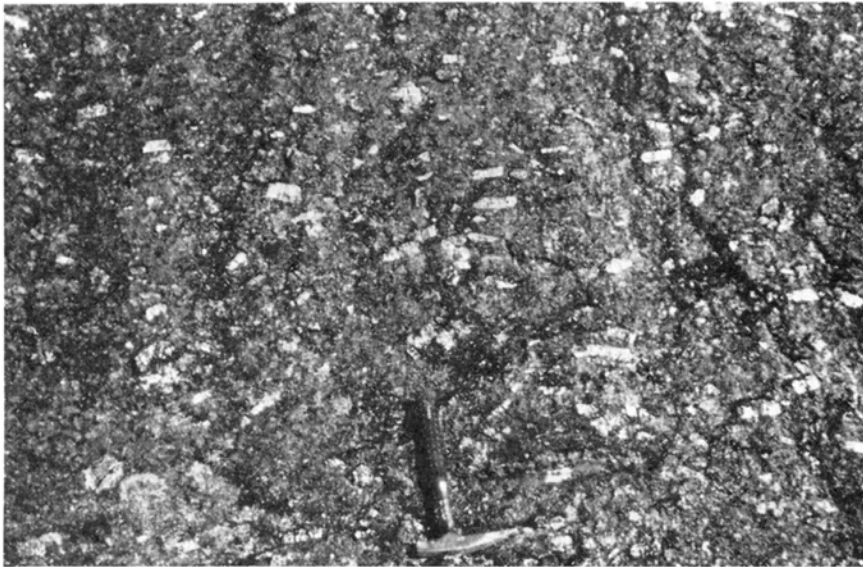
第26図 屋久島花崗岩周縁相での堇青石の産状
 堇青石は最終ステージに晶出し、白雲母などに変化していることが多い
 B: 黒雲母 Cd: 堇青石 M: 白雲母 O: 不透明鉱物 Or: 正長石 P: 斜長石
 Q: 石英、採集地点小楊子林道 210m 砂防ダム上 (7602209)



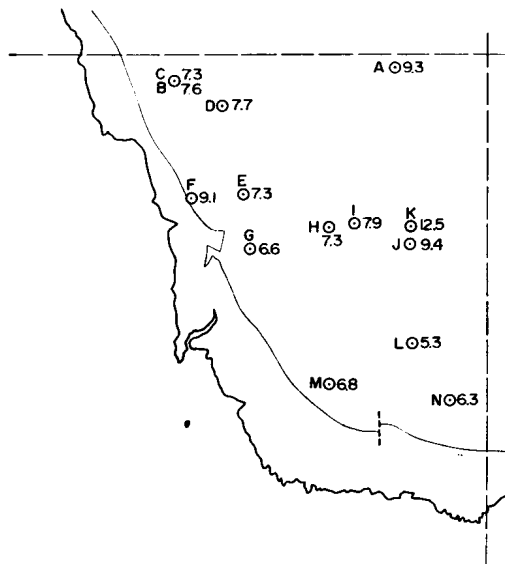
第27図 露岩上に突出している自形・板状正長石巨晶
 キャップの直径は約5cm

成分からペグマタイト形成時のものに近いとしている。しかし佐藤・河内(1973)および KAWACHI and SATO (1978) は産状や BaO 含量などから花崗岩マグマの早期から晶出を始めていたと考えるのが自然であり、実験岩石学的にも可能であることを示した。

正長石巨晶は新鮮な面では透明感のある淡灰色で風化面では白色となるが、ペグマタイトにみられる不透明な乳白色のカリ長石とは異なる。これらはカルルスバッド双晶をした由形の板状結晶であり、石基部分よりも風化に強く露岩表面では突出する(第27図)。また、沢水等によって洗い出された結晶片



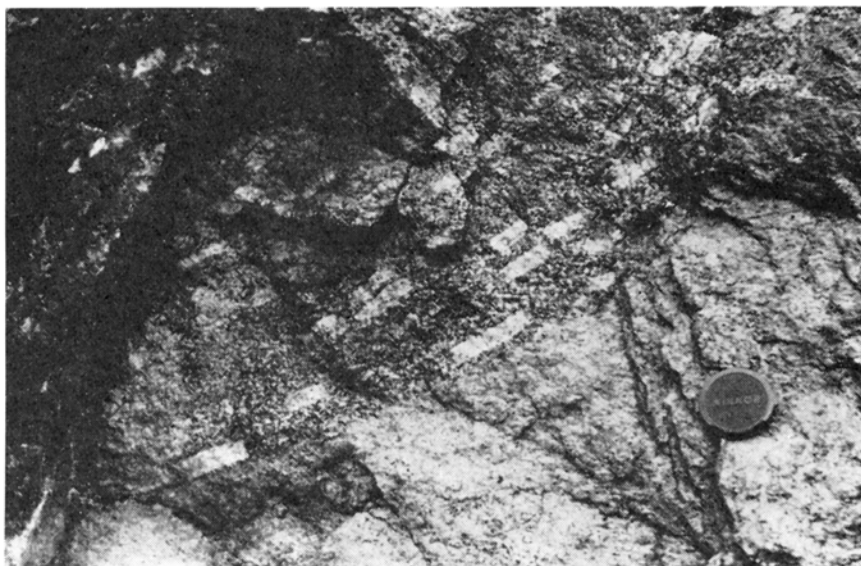
第28図 正長石巨晶の平行配列



第29図 露頭で測定した正長石巨晶の面積比 (%)
第3表参照, A—Nは第3表中の位置を表わす

が登山道や小沢に多数みられ、まれには完全な形をした標本を採集できる。露頭では一般には長方形の断面を見せて流理構造と思われる弱い平行配列をしており（第28図）、断層や節理とは関連がなく、またひとつの露頭で小さなものから大きなものまで混ってみられる。

本図幅地域で測定した巨晶の面積比を第29図に示す。これは第3表に示すように風化の進んだ露頭で正長石巨晶の長径と短径をすべて測定して求めたものである。平均で7.9%である。分布密度に系統的



第30図 シュリーレンに平行な正長石巨晶のならび

な傾向は表われていないが、岩体の南部で5-6%台に低下するように見える。しかしこの地域では後述するように正長石巨晶濃集部が多く、このことを考慮に入れると南部で巨晶が少ないとはいえない。おそらく岩体全体を通じて分布密度に大きな変化はないであろう。少なくとも、花崗岩の固化後の交代作用による正長石巨晶の成因を考える場合に期待される、分布の不均質性はみられない。

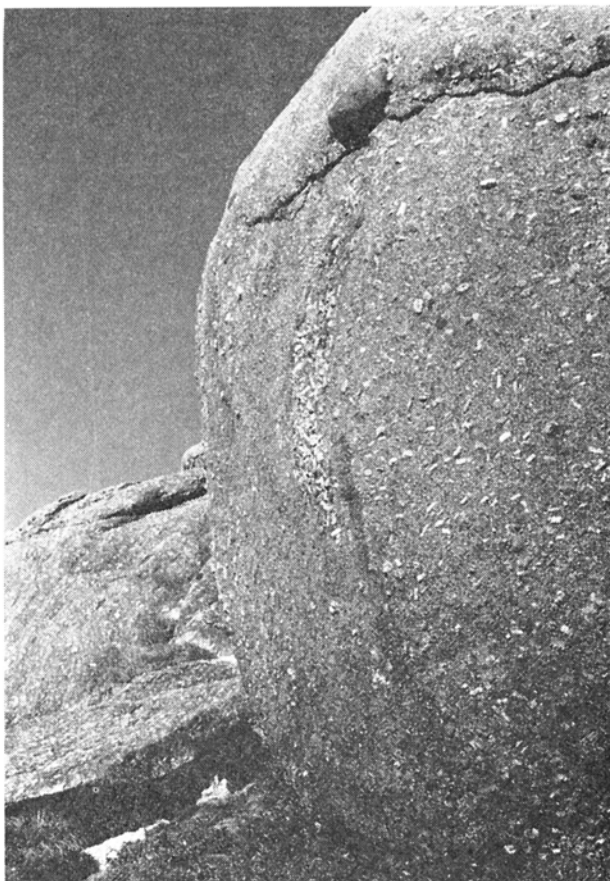
正長石巨晶は黒雲母の濃集したシュリーレン中でこれに平行に配列している(第30図)。また壁岩との接触部でも接触面にほぼ平行に配列している。正長石巨晶は壁岩のホルンフェルス中にはまったく存在しない。後述の片麻岩あるいは堆積岩源の捕獲岩中にもまったく見られないが、比較的粗粒の暗色包有物中では少量ながら存在することがある。この現象は暗色包有物の成因を考えるひとつの鍵となるのではないだろうか。

正長石巨晶の断面では黒雲母などの包有鉱物が結晶の外形に平行に配列し、1-3層程度の一種の累帯構造をしている。このような構造は花崗岩固結後の交替的な作用では形成されにくく、マグマ中で懸濁していた結晶であることを示す構造であろう。

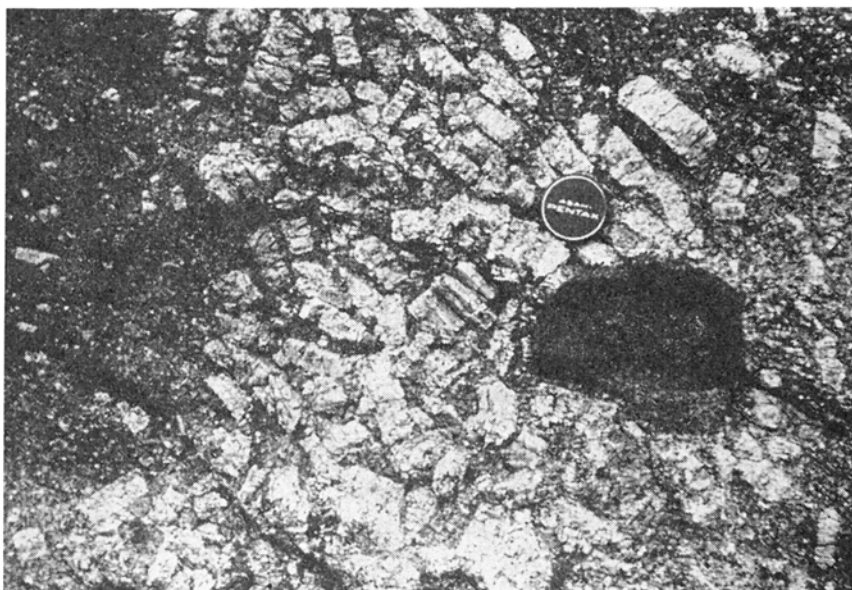
正長石巨晶は花崗岩中ではアプライト脈中にはみられず、逆にアプライト脈はしばしば正長石巨晶を切る。しかし花崗岩からホルンフェルス中に枝を出している岩脈中では脈の方向に平行に配列した正長石巨晶が存在している。

鏡下では正長石巨晶はペルト石構造を示し、巨晶をとりまく鉱物と接する部分では、正長石の方が粒間充填状を示す。一部では巨晶の外形に平行な小さな石英粒の列を介して、石基のややよごれた粒間充填状正長石に連続する。包有鉱物は、黒雲母と斜長石が普通であるが、石英も見られる。石英は粒状のこともあるが劈開をうめる形をしているものが多い。黒雲母・斜長石は自形で石基のものにくらべると非常に小さい。

正長石巨晶は鏡下で格子状の微斜長石構造が見られないだけでなく、X線粉末図形でも130と130 $\bar{1}$ 反



第31図 山岳部における正長石巨晶濃集部
上方は暗色包有物。正長石巨晶濃集部
は一般にレンズ状を呈し、暗色包有物
や捕獲岩を含む



第32図 正長石巨晶濃集部と暗色包有物

射ピークの分裂は見られない。

正長石巨晶濃集部

正長石巨晶はしばしば濃集部を形成している（第31, 32図）。これらは普通、長さ 1.5 m 幅 30 cm ほどのレンズ状であるが大きさの変化は大きい。ほとんどかならず暗色包有物や捕獲岩を含む。これらの包有物が非常に多数含まれていることもあり、そのような場合、含まれる包有物の種類は一定していない。

正長石巨晶濃集部は黒味川流域以南すなわち本図幅地域の南部に多い。

正長石巨晶の濃集の程度があまり高くないところでは巨晶のすき間は花崗岩がうめっているが、高密度で濃集している所ではペグマタイト期に成長したと思われる石英・電気石などやアブライトがうめっている。まれに正長石巨晶を核として、その外側に包有結晶を含まない乳白色の正長石が成長していることがある。この長石もペグマタイト期に成長したと推定される。この場合、核と外側の正長石の消光方位は一致している。

これに似たカリ長石濃集部は KERRICK (1969), WILSHIRE (1969) などによっても報告されている。

IV. 4 包 有 物

屋久島花崗岩は多種類の包有物を含むこと、包有物を含む包有物があることで特異な花崗岩といえる。包有物は肉眼的に捕獲結晶・捕獲岩・いわゆる暗色包有物および花崗岩質包有物に分けられる。量は暗色包有物の割合が圧倒的に多く、その他は少ない。これらの包有物の分布は大川林道標高 800 m 付近の瀬切滝東北東でとくに多い部分があるが一般には少ない。

捕獲結晶

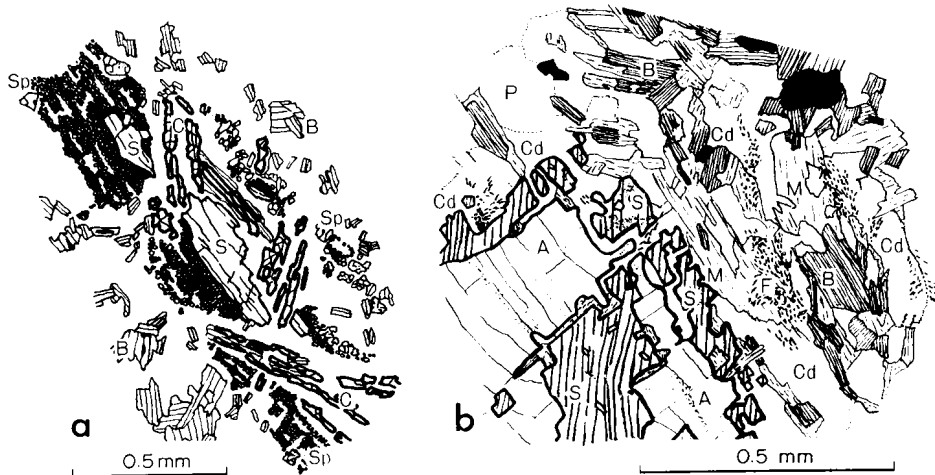
大川滝付近の周縁相から柱状の珪線石捕獲結晶が採集された。長さ 1 cm 幅 3 mm 程度の単結晶で、紅柱石・白雲母・黒雲母・緑色スピネルからなる反応縁をもっている。肉眼ではほとんどが緑色スピネルからなる菱形の斑点が主岩相中にも周縁相中にもみられるがこれらは珪線石あるいは紅柱石の仮像であろう。

捕獲岩

捕獲岩には、四万十層群起源のホルンフェルス、古生層と思われる縞状チャート、石灰質岩、さらにその基盤から由来したと思われる珪線石片麻岩、紅柱石—珪線石片麻岩、ミグマタイト、石英ノジュールなどがある。

四万十層群起源の捕獲岩は地質図に示した大きなブロックをのぞくと、花崗岩と四万十層群の接触部付近においてもきわめて少ない。また、花崗岩による熱的影響も少ない。すなわちまわりの接触変成岩がそのまま捕獲されており、さらに高温の変成作用はうけていないと思われる。

古生層と思われる縞状チャートは幅 1–2 cm のチャート層と薄い泥質部の互層が数枚積かさなった長さ 20 cm ほどの捕獲岩である。また石灰質捕獲岩は石英質部分と互層し、暗色包有物につつまれていて鏡下で方解石・角閃石などからなる。



第33図 片麻岩捕獲岩

a: 主岩相中での珪線石片麻岩。柱状珪線石が、綠色スピネル・コランダムへ分解しているが、これはおそらく花崗岩中に捕獲されてからの変化であろう。採集地点大川林道 840 m (7501123)。b: 周縁相中の片麻岩捕獲岩・紅柱石と珪線石の連晶とそれをとりまく堇青石・白雲母。採集地点小楊子林道 210 m (7602204)。(SATO, 1977)

A: 紅柱石 B: 黒雲母 C: コランダム Cd: 堇青石 F: 針状珪線石 M: 白雲母 P: 斜長石 S: 柱状珪線石 Sp: 綠色スピネル

片麻岩捕獲岩は一般には長径 10cm 以下の扁平の形をしていて、端は角ばった不定形で花崗岩と接している。主岩相中の片麻岩捕獲岩の構成鉱物は主として珪線石・黒雲母・カリ長石・石英などからなり、まれにザクロ石を含む。珪線石は柱状で一般には綠色スピネルで周りを置き換えられ、コランダムが中心部に見られる(第33図 a)。別の標本では柱状珪線石はなく、コランダム・綠色スピネル・針状珪線石・黒雲母の組合せをとるものもある。いずれも紅柱石・堇青石は見つかっていない。

小楊子川砂防ダム付近の周縁相からは、長径 25cm に達する大きな片麻岩捕獲岩が採集された。この片麻岩捕獲岩は鏡下では、長さ 3 cm に達する紅柱石・珪線石の連晶が、堇青石・白雲母にとりかまれている。針状の珪線石も見られる(第33図 b)。SATO (1977) はこれらの片麻岩捕獲岩の鉱物組合せなどから屋久島花崗岩の冷却史を推定している。

ミグマタイトは細かく褶曲した片麻状構造をしており、珪線石の仮像と思われる綠色スピネルをもつ黒雲母ミグマタイトである。

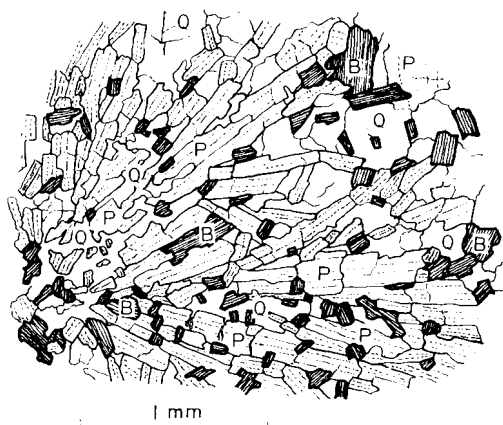
石英ノジュールはほとんど石英ばかりからなりときに淡紫色を示す。大きさは 2-10 cm 程度である。

暗色包有物

これらは層状の構造をもたず、一般に塩基性捕獲岩あるいはオボイダルゼノリスなどと呼ばれているものである。その起源についてはよくわからないが塩基性火成岩あるいは砂岩などの捕獲岩の花崗岩化、花崗岩マグマ中に早期に晶出した鉱物の集積、花崗岩の先駆マグマの固結物などの成因が考えられている。

本図幅地域の暗色包有物は主として細粒塊状暗色包有物と斑状粗粒暗色包有物とに大別されるが、そのほかに粗粒等粒状を示すもの、放射状組織をもつものなど、粒度・色調・構造などの変化が大きい。

細粒塊状暗色包有物は、鏡下では主として斜長石・石英・黒雲母からなり角閃石を含むものはまれである。鉱物の接合関係は互いに複雑に入り組んだ形を示している。



第34図 放射状構造を持つ暗色包有物
B: 黒雲母 P: 斜長石 Q: 石英 採集地点湯泊林道 (7531008)

斜長石は比較的短柱状で半白形を示しアルバイト双晶とともに黒帯構造もみられる。不均質な消光をする場合がある。セリサイト変質は少ない。石英は粒間充填状で波動消光いちじるしく、ときに粒状を示す。カリ長石は、ほとんどあるいはまったく存在しない。黒雲母は地形あるいはポイキロプラステックで、赤褐色—淡褐色の多色性はホスト花崗岩中のそれとほとんど同じである。いくつかの粒が直線状にならんだり、あるいは単独で針状を示すことがある。緑泥石・緑簾石への変質は少ない。粒間に成長した放射状の緑泥石は多い。アパタイトは針状できわめて長くのびているものがあり、量も多い。

斑状粗粒暗色包有物でも石基部分の組織は塊状細粒暗色包有物よりもやや粗粒であるほかはほとんど変わらない。

斑状をなす鉱物は斜長石・石英・黒雲母であり、一般に1 mm 以上ときに1 cm におよぶ。斜長石はかならず累帯構造をもちアルバイト双晶も発達している。二つ以上の結晶の接合したものもある。多数のこまかい丸みをおびた黒雲母を包有しているものもある。石英は、縫合線状にかみあった粒の集合で、黒雲母を包有していることがあるほか、内部に白雲母が成長することがある。波動消光がいちじるしい。黒雲母は、キंकバンドはもたないが、波動消光はいちじるしく他形的な外形をとる。

放射状構造をもつ暗色包有物（第34図）では、主に斜長石の配列によって放射状構造がつけられ、黒雲母もこの方向に従っている。斜長石は、細長くのびた形をしており、しばしばクラックによって切られている。石英は、放射状構造の中心と外側に発達しているが、放射状斜長石の間をうめているものもある。

花崗岩質包有物

きわめて粗粒の花崗岩質の包有物もまれに存在する。一般にはまわりは黒雲母の濃集部によってかこまれ、正長石巨晶も外形に平行していることが多い。包有物中には正長石巨晶は含まれていない。湯泊林道標高510m 付近では70×45cm の楕円形をした大きなものが見られた。

鏡下では正長石が多く、斜長石は比較的少ない。正長石は鏡下で微斜長石構造が見られない事によって同定した。ペルト石構造を示す。最終的には斜長石・石英に対して粒間をうめていくが自形的な広が

りを保っているように見える。粒状の結晶の集合として見られる場合もある。斜長石は、アルバイト式集片双晶が発達し、強い自形性を示さず、石英に対しても他形で正長石の粒間をうめている部分もある。セリサイト化は少ないが、よごれた感じがする。石英は粒状で波動消光がいちじるしい。正長石に対してもあまり直線的な自形性を示さず、充填状に入りこむ場合もある。黒雲母は、暗褐色—淡黄色の多色性を示し、自形で緑泥石・緑簾石への変質がみられる。粒間に放射状の緑泥石がある。またしばしば粒間に白雲母がみられる。

二重構造を持つ包有物

これは、粗粒斑状暗色包有物の中に細粒塊状暗色包有物や片麻岩捕獲岩を含んでいるものである。中に含まれる包有物は、かならずしも中心にはなく、ときには粗粒暗色包有物からはみ出して花崗岩に直接している。また中に含まれる包有物は、多種類のものが同時に含まれていることがあり、ときに正長石巨晶も含まれる。このような暗色包有物は、堆積岩などの花崗岩化作用によって形成されたものではないと思われる。

黒味林道 940m 付近には長径 3 m にわたる多種、多様の包有物を含む暗色包有物がある。このような包有物は DIDIER (1973) によって **double enclave** と呼ばれ、日本でも大崩山 (ARAMAKI *et al*, 1977) や北上山地 (吉井・片田, 1974) などで知られている。

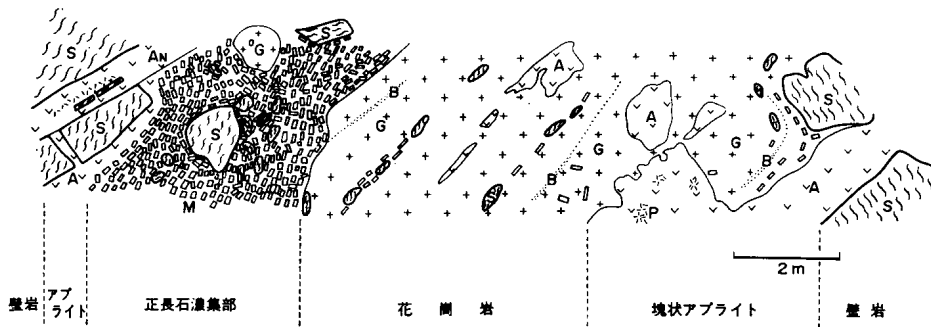
V. 岩 脈

四万十層群中に屋久島花崗岩から派生した傾斜のゆるやかな 1 枚のアプライト—ペグマタイト脈が見られる。よく連続するが側方変化に富む。幅は一般に 4—8 m で花崗岩体に近い所では花崗岩脈、遠い所ではアプライトが主体となった岩脈になると思われる。

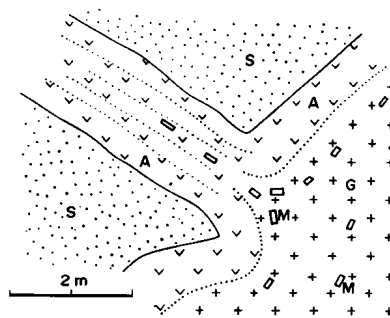
アプライト脈は大川滝の透瀑層となっているほか、岩体南部の旭北方では、複雑な貫入関係を示すアプライト—ペグマタイト脈の密集部がみられる。瀬切川標高 80 m 付近ではアプライト、花崗岩および正長石巨晶とホルンフェルス捕獲岩の濃集部からなる複合岩脈が見られる (第35図)。この岩脈ではまず塊状アプライト脈ができ、その上盤側にこれをけずって花崗岩脈が貫入し、さらにその上盤側に正長石巨晶濃集部が形成された。この花崗岩脈には、いちじるしい流理構造がある。

花崗岩に近い四万十層群の幅のせまいアプライト脈は、脈に平行に正長石巨晶を含むことがある。大川滝上の花崗岩と四万十層群接触部で花崗岩から枝を出しているアプライト脈が見られる (第36図)。これは周縁部はアプライト質であるが、中心部は花崗岩質で正長石巨晶は脈にほぼ平行に配列している。また花崗岩体の方から脈へまさに流入しようとしているように見える正長石巨晶もある。

幅数 cm から数 10 cm のアプライト脈は四万十層群中にも花崗岩中にもみられ、花崗岩接触部に近い四万十層群中には比較的多い。岩脈の有色鉱物は白雲母・電気石・黒雲母・ざくろ石・堇青石・紅柱石がある。堇青石はクロットをなし自形の石英の粒間をうめている。紅柱石は白雲母にとりまかれ、紅色—無色の多色性を示す。



第35図 アプライト花崗岩複合岩脈
瀬切川標高80m. A: アプライト An: より新期のアプライト B: 黒雲母の配列 G: 花崗岩
M: 正長石巨晶 P: ペグマタイト S: 四万十層群壁岩および捕獲岩



第36図 花崗岩から枝を出しているアプライト脈
大川滝上の接触部. A: アプライト G: 花崗岩 M: 正長石巨晶 S: 壁岩 (四万十層群)

VI. 接触変成岩

四万十層群は屋久島花崗岩の進入によって接触変成作用を受けている。これらは泥質岩を基準として堇青石アイングラッドによって黒雲母帯と堇青石帯とに分けられる。非変成帯は本図幅地域では海中に没して見ることはできない。堇青石帯の幅は約1,500 m, 黒雲母帯もおそらく1,500 m ぐらいあり, 花崗岩との接触面がほぼ垂直であることからみると外帯花崗岩としては非常に広い幅を持っている (第37, 38図)。

泥岩源ホルンフェルスの鉱物組合せは黒雲母帯では

緑泥石—白雲母—黒雲母—斜長石—石英—不透明鉱物—電気石

堇青石帯では

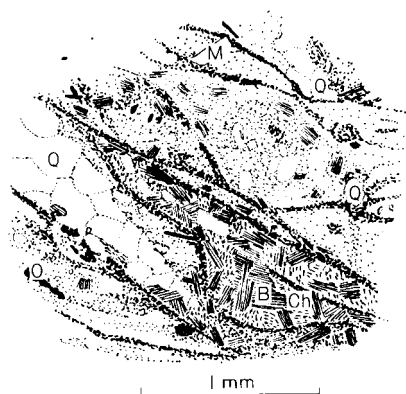
緑泥石—堇青石—黒雲母—白雲母

堇青石—黒雲母—白雲母

柘榴石—堇青石—黒雲母—白雲母

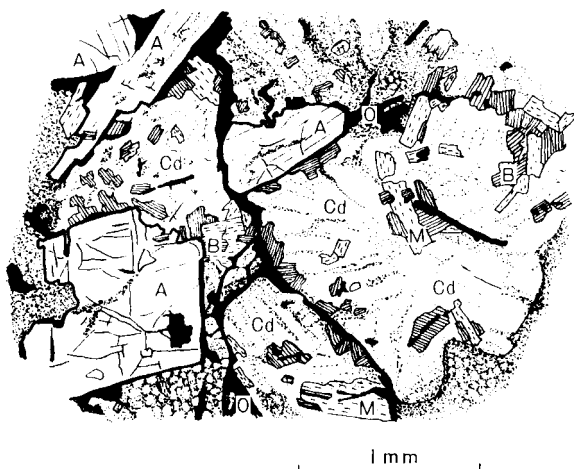
緑泥石—紅柱石—堇青石—黒雲母—白雲母

紅柱石—堇青石—黒雲母—白雲母



第37図 黒雲母帯のホルンフェルス

B: 黒雲母 Ch: 緑泥石 M: 白雲母 O: 不透明鉱物 Q: 石英
採集地点栗生カマゼノ鼻 (7522604)



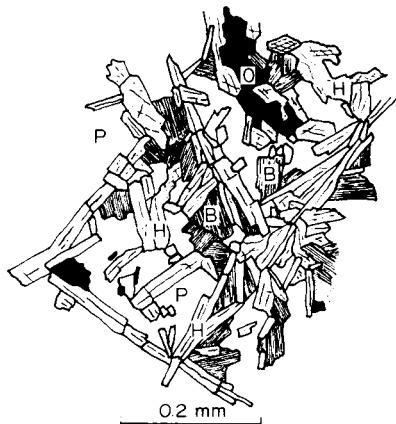
第38図 堇青石帯のホルンフェルス

A: 紅柱石 B: 黒雲母 Cd: 堇青石 M: 白雲母 O: 不透明鉱物
採集地点大川滝下駐車場付近 (7422105)

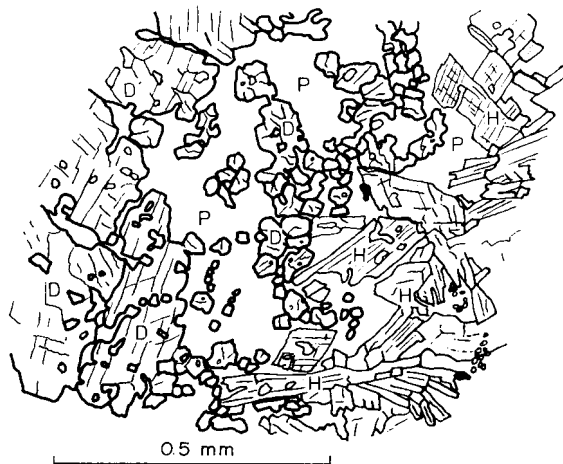
の組合せに斜長石・石英・不透明鉱物および電気石をともなっている。

緑泥石は、細い石英脈にとまることが多いが、黒雲母帯では黒雲母と共生して出現する。黒雲母は、変成度が上昇すると淡緑褐色から赤褐色になる。白雲母は薄板状からポイキロプラスティックな大型の結晶に変化する。花崗岩に近い所では、堇青石に接して淡緑色の白雲母がみられる。堇青石は、堇青石アイソグラッド付近では 0.5 mm 以下できわめて小さく、緑泥石あるいはピナイトに変質しているが、花崗岩近くでは数 mm に達し、白雲母に変化していることがある。偽六方双晶が良く発達する。紅柱石は砂時計構造を示すことがあり、まれに無色—紅色の多色性を示す。ざくろ石の出現は少ないが、一般に層理に平行な扁平形を示し、いくつかの粒がつながっているものがある。

カリ長石は認めることができなかったが、白雲母—黒雲母の接触関係は花崗岩接触部まで常に観察さ



第39図 枕状溶岩源ホルンフェルス暗色部
 B: 黒雲母 H: 普通角閃石 O: 不透明鉱物 P: 斜長石
 採集地点大川滝下転石 (7531405)



第40図 枕状溶岩源ホルンフェルス緑色部
 D: 透輝石 H: 普通角閃石 P: 斜長石. 採集地点大川滝下転石 (7531405)

れるので、カリ長石—堇青石の組合せは出現しないのであろう。紅柱石—黒雲母—白雲母の接触関係は一般的である。

砂岩源ホルンフェルスには淡緑色角閃石・緑簾石を含むものがある。

枕状溶岩を源岩とするホルンフェルスは、大川滝付近に転石として見出されたもので、肉眼的には暗色の球状部と、それをうめる緑色の基質部からなる、非常に硬い岩石である。

鏡下では暗色部は普通角閃石・淡褐色黒雲母・斜長石および不透明鉱物からなり（第39図）、緑色部は透輝石と斜長石からなり不透明鉱物は少ない（第40図）。

凝灰岩源ホルンフェルスはA層中の酸性凝灰岩を源岩とし、露頭で緑色を示し、凝灰質泥岩中の薄層

としてみられる。鉱物組合せは緑泥石—黒雲母—白雲母—斜長石—石英—不透明鉱物からなる細粒部に粗粒自形性の強い斜長石と石英を含むレンズ状の部分がみられる。細粒部には電気石を含む場合がある。

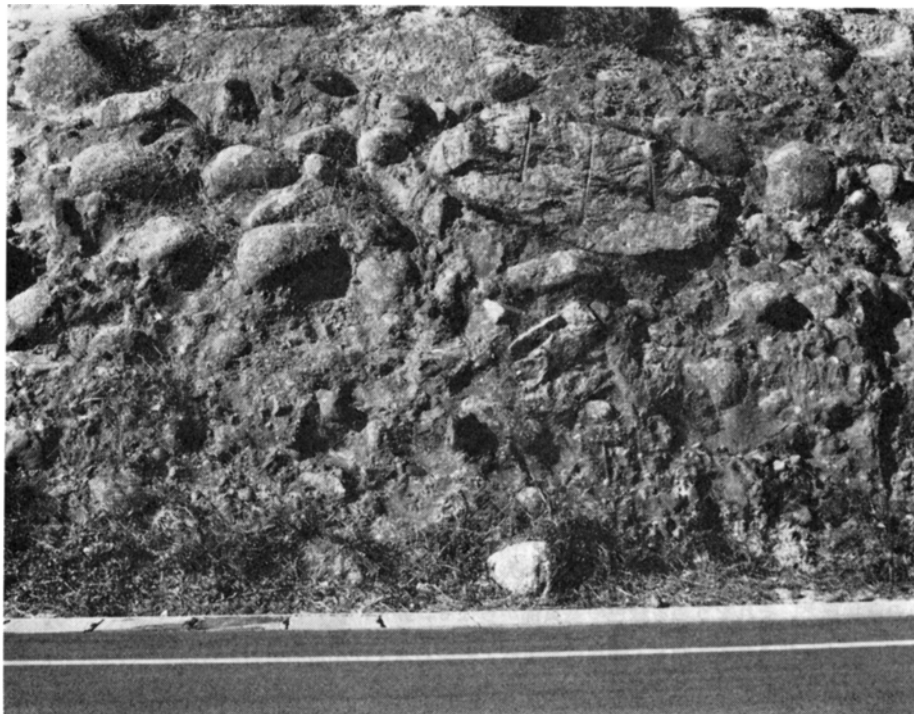
湯泊林道入口付近で、石英を主体とし、透輝石・普通角閃石・緑簾石および方解石からなる緑色のホルンフェルスが見られる。

VII. 第四系

本図幅内に分布する第四系は段丘堆積物・崖錐堆積物・沖積層および火砕流堆積物からなっている。

VII. 1 段丘堆積物

屋久島の北東部は段丘面も堆積物も良く発達している。しかし、西南部にある本図幅地域内では、段丘地形の発達は北西に向う程まことに貧弱となり、その幅も狭くなり、さらに各所でレンガ色のロームや崖錐堆積物などでおおわれているために一層不明瞭なものとなっている。また、堆積物の発達も悪く、その連続性にも欠けている。段丘堆積物の顕著な発達がある図幅外の北東地域においては、中田(1967)により、高度・連続性・火山灰・段丘堆積層の状態によって5段に分けられてはいるが、本図幅地域内では前述した理由で区分することは困難である。



第41図 中間の段丘層基底部にみられる花崗岩巨礫

段丘堆積物は湯泊・中間・栗生・大川および瀬切川の各地にわずかに点在し、厚さ2-10 mの砂礫層からなり、礫の大部分は花崗岩および四万十層群のホルンフェルス（砂岩および泥岩）で占められている。礫の大きさは花崗岩では5-30 cmで良く円磨されており、大きいものには長径が2 m以上におよぶものもあり、砂岩および泥岩の礫は花崗岩のそれに比べると小さく、30 cm以下の亜円礫である（第41図）。基質は花崗岩の風化砂からなって多くの黒雲母を含み淘汰は余りよくない。なお大川と瀬切川との中間の道路の東側の露頭では、下位に約6 mの良く円磨された30 cm以下の花崗岩の礫層、約4 mの特徴ある赤色凝灰岩層、さらに5 m以上の亜角礫層が堆積している。

Ⅶ. 2 崖錐堆積物

本図幅地域内の各地で、山腹から山麓にかけての段丘面をおおうような形で分布し、その形成は更新世から完新世にかけて行われたと考えられる。旭北方ではあたかも扇状地のような地形を示し、その構成物は花崗岩・ホルンフェルスなどの崩壊物である土砂や岩塊からなり、ときに径5 m以上の巨礫を含むことも多く、構成礫種は、その地域ごとの基盤岩によって左右されるが、一般に大きな礫は花崗岩が多い。この堆積物は、地質図では大部分が省略されている。

Ⅶ. 3 沖積層

本図幅内の海岸は一般に断崖で囲まれ、海食が進行中であるため沖積層の発達は乏しく、栗生および中間にわずかに分布し、堆積物は礫・砂および泥からなり、場所によってその厚さや組成が異なる。栗生の海岸には約5 m未満の淘汰の良い固結していない灰白色花崗質砂層からなる砂丘の小分布が認められる。

なお、海食台は海岸に平行に細長く断続しつつ発達し、最も新しい段丘をなしている。

黒崎と栗生北北西海岸の2カ所の海食合には隆起サンゴ礁の痕跡が認められる。このうち黒崎産のサンゴ礁から次の有孔虫および石灰藻の化石を産出した。

有孔虫

Spiroloculina sp.

Quinqueloculina sp.

Triloculina sp.

Globigerinids

Rotalids

その他

Echinoidal spines

石灰藻

Lithothamnium sp.

Lithophyllum cf. *parvicellum* JOHNSON and FERRIS

Amphiroa of fragilissima LAMOUROUX

A. *rigida* LAMOUROUX

Halimeda sp.

鑑定・石油課 福田 理

このサンゴ礁は本図幅外にある屋久町安房南方・上屋久町宮ノ浦国民宿舎および志戸子の海岸に発達しているものに対比される。

Ⅶ. 4 火砕流堆積物

図幅地域山岳部の比較的平坦な部分に、火砕流と思われるオレンジ色の堆積物が、花崗岩あるいは、その風化土壌をおおっている。図では示していないが海岸部でも見られる。この堆積物は、火山灰の基質の中に軽石と外来岩片を含み、分級はきわめて悪く、細粒の基質に富み、層理を示さない。厚さは普通 40 cm 程度である。海岸部では花崗岩質の岩片を含むこともあるので、この部分は水流による二次堆積の可能性もある。

軽石はオレンジ色—淡褐色で、よく発泡し、長孔形の気泡をもつ。しかし比較的発泡の良くない多斑晶質のものや、さらに発泡の悪い灰色のものも少量含まれている。軽石の外形は円味を帯び、最大径は 10 cm 程度、普通は 5 cm 以下である。鏡下では、ガラスは淡褐色—無色を示し、屈折率は 1.500-1.505 である。斑晶は、斜長石・斜方輝石 (En_{72} 前後, $\gamma=1.700$ 前後)・普通輝石・磁鉄鉱からなる。

外来岩片は複輝石酸性安山岩—デイサイト・溶結凝灰岩・緑色のパッチを含む大谷石様の変質岩・火山岩源熱変成岩・カンラン石を含む安山岩質玄武岩などで、酸性安山岩—デイサイトが多い。大きさは最大長径 13 cm に達するものもある。

この堆積物は、図幅地域の北に隣接する永田岳の東方および西方、海拔約 1,700 m の尾根上にも分布することが観察されている。

町田 (1977, p. 192) によると、木下 (1940) は、この堆積物について「山地一帯をおおって分布し、宮之浦岳頂上でも数メートルの厚さがある」と報告している。町田 (1977) は、この堆積物をいわゆる「アカホヤ」とし、幸屋火砕流 (宇井, 1973)・竹島火砕流 (小野・曾屋, 1975) と同一の火砕流で、その噴出源は鬼界カルデラであると述べている。

Ⅷ. 応用地質

Ⅷ. 1 温泉

温泉は平内^{ひらうち}および湯泊^{ゆどまり}海岸の波打ぎわの砂岩泥岩層中の多くの亀裂から自然湧出し、このうち平内温泉は満潮時には海中に没し、干潮時には住民・湯治客および観光客によく利用され海中温泉として有名である。

地質調査所化学課が行った水温泉の分析結果は第 5 表のとおりである。

第5表 湯泊および平内温泉の化学組成

		(mg/l)										
		W.T (°C)	pH	Free CO ₂	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	I ⁻	Br ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺
1.	湯泊A	40.0	8.58	—	4.50	33.56	69.96	473.39	0.17	1.39	16.22	25.83
2.	湯泊B	37.5	7.90	1.16	—	61.02	13.58	62.05	0.13	0.45	12.16	1.48
3.	平内A	46.5	8.90	—	9.00	22.88	13.17	97.51	0.13	0.45	4.69	0.44
4.	平内B	41.5	7.62	6.95	—	51.87	93.00	684.38	0.21	1.89	21.32	38.13

		Na ⁺	T.Fe	Al ³⁺	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zn ²⁺	HBO ₂	H ₂ SiO ₃	T.S.M.
		1.	湯泊A	282.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.19
2.	湯泊B	51.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	26.65	243.0
3.	平内A	77.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	46.15	287.0
4.	平内B	400.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	46.15	1,442.0

(分析者) 阿部喜久男

A: 岩石割れ目の湧出口から直接採取, B: 潮の影響のないように干潮2時間後浴槽から採取.

分析結果から泉質および特徴は次のとおりである.

①固形成分総量 1.0 g/l の弱食塩泉であり, 塩化マグネシウムおよび硫酸マグネシウムを含む特徴がある. pH8.58 のアルカリ性を呈する.

②溶存成分量が少ない単純温泉である.

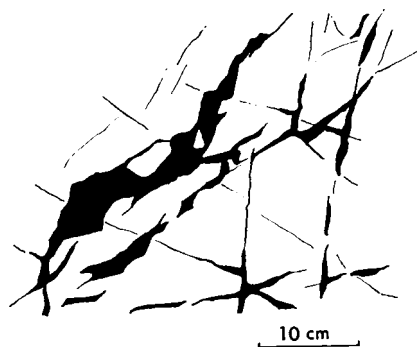
③溶存成分量が少ない単純温泉であるが pH8.9 のアルカリ性を呈する.

④固形成分総量 1.4 g/l の弱食塩泉であり, 塩化マグネシウムおよび硫酸マグネシウムを含む特徴がある.

VIII. 2 金属 鉱床

林ほか (1955) に報告されているように, 屋久島東部ではかつて稼行されたタングステン鉱床が点在しているが, 本図幅地域では鉱床や鉱徴はこれまで報告されていない.

本図幅地域の花崗岩の北西部, 大川林道上大川橋以北では弱い鉱化作用がみられる. すなわち, 1)



第42図 大川林道 730m 付近に見られる鉱脈

鉱石は黄鉄鉱を主体とし黄銅鉱・閃亜鉛鉱をともなう. 鉱脈は, 花崗岩を母岩とし, N50°W60°NE 方向の破碎脈を主体とし, N50°W90° 方向の節理にそう細脈も存在する

この地域の広い範囲にわたって、西北西-東南東方向の節理にそって、鉍染状の黄鉄鉍や酸化帯をともなう。2) この地域の中の大川林道標高 730 m, 瀬切滝東北東約 900 m 付近では、幅 50 cm 長さ 2 m にわたって酸化帯がみられ、その中に長さ 40 cm 最大幅 4 cm 程度の破碎脈群がある (第42図)。破碎脈の方向は、おおむね N50°W60°NEで鉍染状の黄鉄鉍をともなう節理の方向と一致する。このほかN50°W90°方向の節理にそう細脈も存在する。鉍石は黄鉄鉍を主体とし黄銅鉍・閃亜鉛鉍をともなう。

文 献

- ARAMAKI, S., TAKAHASHI, M. and NOZAWA, T. (1977) Kumano Acidic Rocks and Okueyama Complex ; Two examples of the granitic rocks in the Outer Zone of Southwestern Japan. *Plutonism in Relation to Volcanism and Metamorphism. 7 th Circum-Pacific Plutonism Project Meeting IGCP*, p.127-149.
- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam*, 168 p.
- DIDIER, J. (1973) *Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier. Amsterdam*, 393 p.
- HANZAWA, S. (1935) Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2 nd ser. (Geology), vol.17, p.53-55.
- 橋本 勇 (1956) 屋久島の時代未詳層群の層序とその地質構造および種子島西部の熊毛層群に関する 1, 2 の事実. 九大教養地学研究報告, no.2, p.23-34.
- 林昇一郎・浜地忠男・物部長進 (1955) 屋久島重石鉍床. 鹿児島県企画室, 39 p.
- 石原舜三 (1975) 酸性マグマと関連鉍化作用—花崗岩類の酸化—還元性と鉍床の種類—. 海洋科学, vol.7, p.756-759.
- ISHIHARA, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, vol.27, p.293-305.
- 石川秀雄 (1964) 屋久島花崗岩貫入に伴う接触変成作用の地球化学的研究. 鹿児島大教育紀要, vol.16, p.10-20.
- ・黒田六郎・浜田 博 (1962) 屋久島花崗岩の斑状正長石および黒雲母中の微量元素について. 岩鉍, vol.47, p.81-85.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (A. L. Streckeisen) (1973) Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* Oct. 1973, p.26-30.
- 鹿児島県地質調査研究会 (1961) 鹿児島県の地質 (20万分の1 地質図および説明書). 鹿児島県, 44 p.
- 河内洋佑・佐藤岱生 (1973) 屋久島の変成岩. 昭和48年三鉍学会連合学術講演会講演要旨集, B16.

- KAWACHI, Y. and SATO, T. (1978) Orthoclase megacrysts in the Yakushima Granite, southern Kyushu, Japan. *Neues Jahr. Mine. Abh.*, Bd. 132, p.136 – 152.
- KERRICK, D. M. (1969) K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite central Sierra Nevada, California. *Ame. Mine.*, vol. 54, p. 839–848.
- 木下亀城 (1940) 屋久島と種子島. 地理学, vol.8, p.334–337.
- ・滝本 清 (1939) 鹿児島県屋久島の正長石. 岩鉱, vol.22, p.185–200.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る—火山と平野の自然史—. 蒼樹書房, 東京, 324 p.
- 長浜春夫・坂井 卓 (1972) 鹿児島県屋久島の四万十層群の堆積構造. 地調月報, vol.23, p.445–455.
- 中田 高 (1967) 屋久島の海岸段丘. 地理学評論, vol.40, p.17.
- 野沢 保・太田良平 (1967) 内之浦地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 37p.
- 小野晃司・曾産能典 (1975) 鬼界カルデラ, 竹島・硫黄島の地質 (予報). 火山第2集, vol.20, p.185–186.
- 大庭 昇 (1966) 四万十黒帯西部における花崗岩質岩類の地質学的意義・鹿児島大理科報告, no.15, p.13–24.
- 太田良平・河内洋佑 (1965) 5万分の1地質図幅「鹿屋」および同説明書・地質調査所, 56p.
- 佐藤岱生・河内洋佑 (1973) 屋久島の花崗岩. 昭和48年三鉱学会連合学術講演会要旨集, B15.
- SATO, T. (1977) Aluminous minerals in gneissic xenolith of the Yakushima Granite, southwest Japan. *Plutonism in Relation to Volcanism and Metamorphism. 7th Circum-Pacific Plutonism Project Meeting IGCP*, p.156–162.
- 柴田秀賢・大庭 昇 (1967) 西南日本外帯型花崗岩. 柴田秀賢編, 日本岩石誌II, 朝倉書店, 東京, p.342–361.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol.29, p.55–554.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1968) K–Ar ages of Yakujima Granite, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 237–241.
- STEWART, D. B. (1957) The system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 56. p.214–216.
- 鈴木 醇 (1937) 西南日本外帯及び琉球列島に発達せる花崗岩質岩石に就いて. 地質雑, vol.44, p.625–660.
- 諏訪兼位 (1967) 四国西南端沖ノ島の花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集. p.86–93.
- 滝本 清 (1941) 本邦に於ける錳鉱の連鉱岩たる花崗岩の化学成分. 岩鉱, vol.26, p.78–89.
- 種子田定勝 (1953) 鹿児島県地質図. 鹿児島県企画室.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74,

153 p.

宇井忠英 (1973) 幸屋火砕流—極めて薄く拡がり堆積した火砕流の発見. 火山第 2 集, vol.18, p.153-168.

WILSHIRE, H. G. (1969) Mineral layering in the Twin Lakes Granodiorite, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 115, p.235-261.

YODER, H. S. Jr. (1967) Albite-anorthite-quartz-water at 5kb. *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 66, p. 477-478.

——— · STEWART, D. B. and SMITH, J. R. (1957) Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Wash., Year Book* 56, p.206-214.

吉井守正 · 片田正人 (1974) 北部北上山地の花崗岩類. 地調報告, no.251, p.8-22.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tanegashima (16) No.9

GEOLOGY
OF THE
YAKUSHIMA-SEINAMBU DISTRICT

By

Taisei SATO and Haruo NAGAHAMA

(Written in 1978)

Abstract**Outline**

The mapped area lies in the southwestern part of the Yakushima Island, about 65 km south of Kyushu. Geologically it is situated in the Outer Zone of Southwest Japan.

In this area the Paleogene part of the Shimanto Group, the Miocene Yakushima Granite and the Quaternary deposits are exposed (Table 1).

Shimanto Group

The Shimanto Group in this area belongs to the Paleogene part of the Shimanto Geosynclinal Pile. It is mainly composed of very fine-grained sandstone and mudstone. This group is divided into four formations; A, B, C and D formations.

The A formation is made mainly of thick sandstone and thin alternation of sandstone and mudstone with a tuff bed. Some trace fossils are known. The thickness of the formation is more than 600 m.

The B formation consists of thin alternation of sandstone and mudstone. The

Table 1. Summary of geology in the Yakushima-seinambu district

	Age	Stratigraphy		Main rock facies	Remarks
Quaternary	Holocene	Pyroclastic flow deposit		Volcanic ash, pumice and lithic fragment	Calcareous algae
		Alluvium		Sand, gravel and mud	
	Pleistocene	Talus deposit		Block and sand	
		Terrace deposit		Gravel, sand and mud	
Tertiary	Miocene	Yakushima Granite	Marginal facies	Orthoclase-porphyritic cordierite-muscovite-bearing biotite granite and aplitic granite	Aplite, pegmatite and granite dikes 13-14 m. y.
			Main facies	Orthoclase-porphyritic biotite granite	Contact metamorphism
	Paleogene(?)	Shimanto Group	D formation	Thick sandstone with mudstone clasts and mudstone	
			C formation	Fine alternation of mudstone and sandstone	Boudinage structure Pillow lava
			B formation	Fine alternation of sandstone and mudstone	Slump structure
			A formation	Thick sandstone and thin alternation of sandstone and mudstone with a tuff bed.	Sole marking

sandstone is rather predominant over the mudstone. No fossil is known in the formation. The formation is intensely sheared and partly crumpled. Therefore, the thickness of the formation is difficult to estimate.

The C formation is made of very thin alternation of mudstone and sandstone. Basaltic pillow lava is found only as float which might be derived from this formation. The mudstone is rather predominant over the sandstone. Some trace fossils are known. The thickness of the formation is difficult to estimate, because it is intensely sheared and partly crumpled as well as the B formation.

The D formation is made of thick sandstone including mudstone clasts, and interbedded mudstone. No fossil is known in the formation. The formation attains to about 1,100 m in thickness.

In the sandstone beds of the A and B formations, are found various sedimentary structures such as sole marking, graded bedding, ripple cross lamination and convolute lamination. The sole marking of the A formation indicates one definite current direction from southwest to northeast.

Geologic structure

General structural trend of the Shimanto Group in the area is rather simple and runs in N 10°E-N 25°E direction. The formations dip westwards at an angle of about

70° and are cut by many faults in four directions ; NE-SW, NNE-SSW, NW-SE and E-W.

Yakushima Granite

The Yakushima Granite is well known with orthoclase megacrysts. The granite is divided into two facies. One is the main facies of coarse-grained orthoclase-porphyritic biotite granite, and the other is the marginal facies of coarse-grained orthoclase-porphyritic cordierite-muscovite-bearing biotite granite associated with aplitic granite. An about 4 m thick aplitic dike dipping toward the granite mass cuts the Shimanto Group close to their contact.

The granite is dated as 13-14 million years by the K-Ar method on biotite (SHIBATA and NOZAWA, 1968).

Chemically, the Yakushima Granite is characterized by high K_2O/Na_2O ratio (1.14-1.51) and high FeO/CaO ratio (1.26-1.31) compared with those average ratios of the Japanese granitic rocks and high content of normative corundum, on an average of 1.4% in the main facies and 3.2% in the marginal facies. These features are common to the most of the granites in the Outer Zone of Southwest Japan.

In the normative Q-or-ab-an system, the chemical compositions of the main facies granite are plotted within the plagioclase primary volume at which the pressure is higher than 5 kb. The average composition of the marginal facies and that of the aplitic dike are plotted on the boundary surfaces between feldspar and quartz volumes at about 2 kb and about 1 kb, respectively (Fig.22. in text).

Although no actual roof is found in the granite there are many small blocks of hornfels even at high level of the mountain, so the existence of roof until recent days is inferred.

The main facies granite consists of orthoclase megacrysts, plagioclase, quartz, orthoclase and biotite. Accessory minerals are apatite, zircon, pyrrhotite, ilmenite, allanite, tourmaline, muscovite, chlorite, epidote and calcite. Biotite is subhedral with maximum diameter 6 mm, sometimes included in plagioclase, quartz and orthoclase. Chlorite and epidote are found usually as alteration products of biotite. Chlorite and calcite also occur interstitially among other minerals.

The marginal facies granite is more leucocratic than the main facies, and rarely contains garnet. The grain size is finer than the main facies. Muscovite is subhedral, sometimes poikilitic and shows pale green to colorless pleochroism at the contact with cordierite. Cordierite is anhedral and is sometimes altered to muscovite.

Orthoclase megacrysts

Orthoclase megacrysts in the main and marginal facies granites are semi-transparent, pale gray in color, commonly 3 to 8 cm in length and rarely up to 14 cm. They are euhedral, twinned after the Carlsbad Law and in some cases are continuous with

anhedral orthoclase in the groundmass. The most megacrysts show zoned structure which is indicated by the zone of small inclusions of biotite and plagioclase aligned parallel to crystal faces of the host megacrysts.

Distribution of the megacrysts is homogeneous in the mapped area as a whole except for megacryst clusters. Faint parallel alignment of tabular megacrysts is ubiquitous and becomes more pronounced toward wall-rock contacts. The megacrysts are also parallel-oriented in some of schlierens as well as in the aplitic dikes intruding the country rocks.

Clusters of the orthoclase megacrysts are often found in the southern part of the granite, usually associated with mafic inclusions and gneissic xenoliths. The size of the megacrysts cluster is various, commonly about 1.5 m long and 0.3 m wide. The megacrysts occur rarely in coarse-grained mafic inclusions and are never found in gneissic xenoliths, hornfels xenoliths, and country rocks (KAWACHI and SATO, 1978).

Mafic inclusions and xenoliths

The Yakushima Granite contains mafic inclusions and xenoliths. The mafic inclusions are fine-to coarse-grained tonalitic rocks which are dark-colored, ovoid shaped and usually 10 to 30 cm in diameter. They are divided into two groups, fine-grained massive ones and porphyritic ones. They consist mainly of plagioclase, quartz, biotite and accessory apatite and chlorite.

Xenoliths are mostly hornfels derived from the Shimanto Group Sediments, Paleozoic sediments and sillimanite gneiss. In the main facies granite, the minerals of the gneissic xenoliths are biotite, potassium feldspar, sillimanite, green spinel, corundum, muscovite and garnet. There are no andalusite and cordierite. In the marginal facies granite, they are biotite, sillimanite, andalusite, cordierite, muscovite and green spinel.

The porphyritic mafic inclusions occasionally include the fine-grained mafic inclusions, gneissic xenoliths and/or orthoclase megacrysts.

Contact metamorphism

Contact aureole in the Shimanto Group thermally affected by the Yakushima Granite is divided into two zones, cordierite zone and biotite zone. The cordierite isograd is drawn about 1.5 km away from the granite contact. The biotite isograd might be drawn about 3 km away from the granite contact which is estimated in the northern part of the island. Taking the steepness of the contact plane into account, the contact aureole is relatively wide.

The mineral paragenesis of the biotite zone is
chlorite-muscovite-biotite
associated with plagioclase, quartz, opaque minerals and tourmaline, and those of the cordierite zone are

chlorite-cordierite-muscovite-biotite

cordierite-muscovite-biotite
 garnet-cordierite-muscovite-biotite
 chlorite-andalusite-cordierite-muscovite-biotite
 andalusite-cordierite-muscovite-biotite

associated with plagioclase, quartz, opaque minerals and tourmaline. Potassium feldspar-cordierite paragenesis is not found in this area.

Basaltic pillow lava in the Shimanto Group was metamorphosed into diopside-biotite-hornblende-plagioclase hornfels.

Quaternary formations

The Quaternary formations are terrace deposit, talus deposit, alluvium and pyroclastic flow deposit in an ascending order, all of which are unconformable to each other.

The terrace deposit consists mainly of gravel, sand, and mud. The talus deposit is composed of angular blocks of mudstone, sandstone of the Shimanto Group and the Yakushima Granite. The alluvium consists of sand, gravel and mud accompanied with calcareous algae. The pyroclastic flow deposit, which consists of volcanic ash, pumice and dacitic lithic fragments, is about 40 cm thick on the flat plane in the mountainous area. It is considered derived from the Kikai Caldera about 50 km north from Yakushima Island before about 6,000 years.

Economic Geology

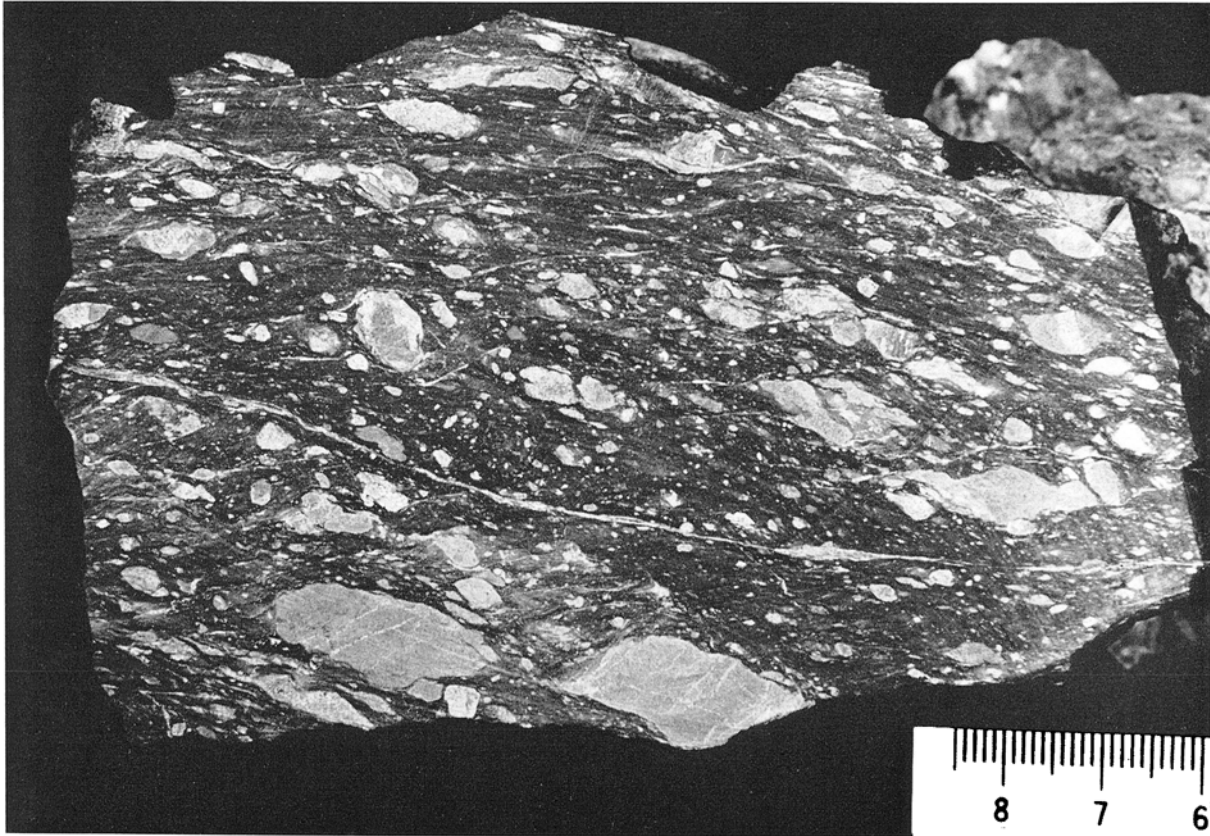
Two hot springs issue from fissures in the Shimanto Group. The temperature of them ranges from 37° to 47°C. In the granite, there are weak mineralization of impregnative pyrite and of brecciated veinlets filled by pyrite, chalcopyrite and galena.



旭南東海岸（B層）でみられる chaotic な様相を呈する含角礫泥岩



砂岩泥岩薄互層（C層最下部）中にみられるブーディン構造がその後の構造的な変形を受けている



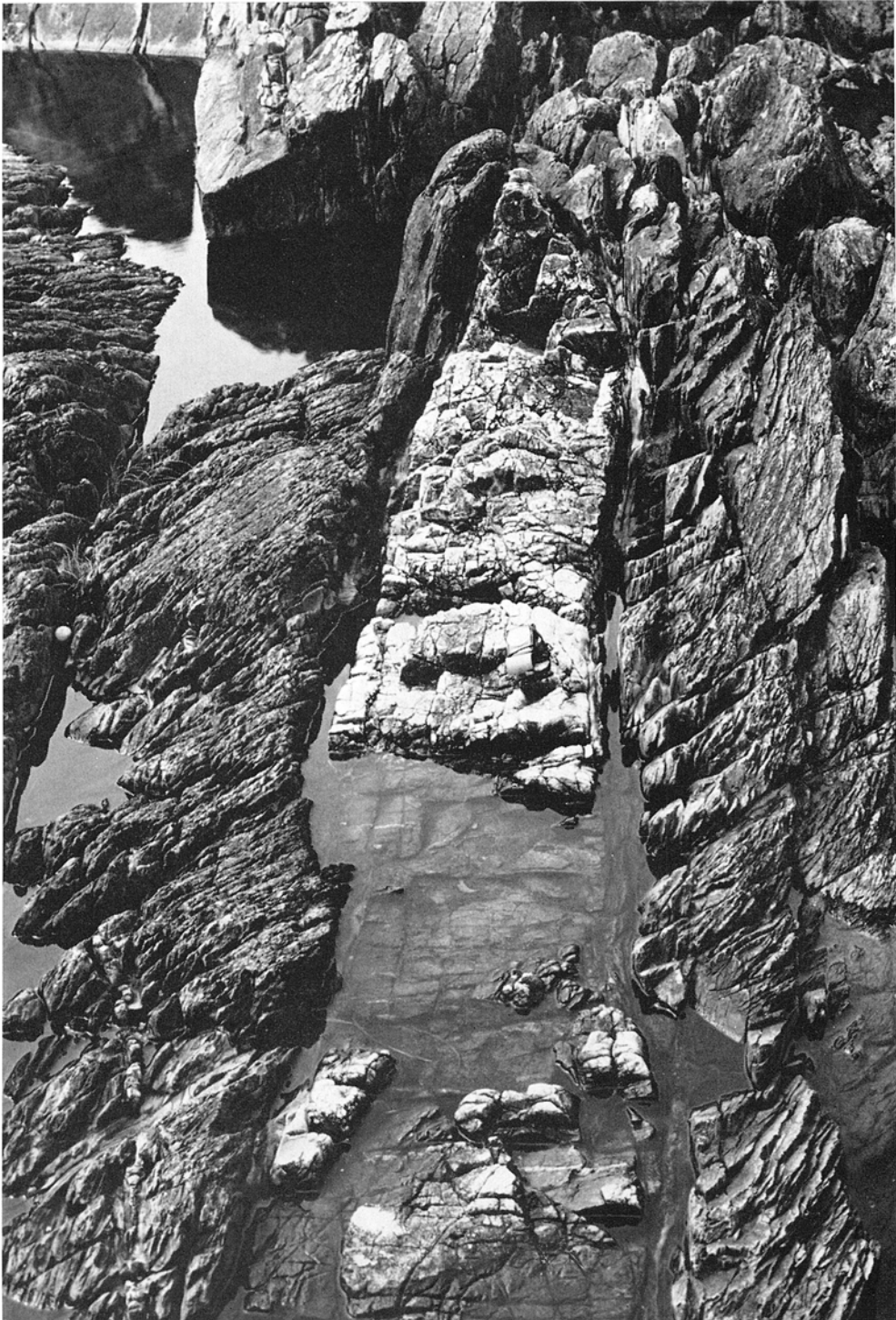
C層最上部付近にみられる著しく剪断作用を受けた Sheared rock



瀬切滝西方海岸でみられる泥岩礫（同時礫）入りの産状を示すD層中の砂岩に含まれる泥岩偽礫



平内温泉東方海岸で見られるフルートキャスト 流向は下から上へ



西開墾南方海岸で見られるレンズ状砂岩および泥岩層に発達する節理と劈開（A層）

※文献引用例

佐藤岱生・長浜春夫(1979) 屋久島西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1
図幅), 地質調査所, 47 p.

SATO, T. and NAGAHAMA, H. (1979) *Geology of the Yakushima-seinambu
district. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 47 p.*
(in Japanese with English Abstract, 5 p.)

昭和54年2月12日印刷

昭和54年2月16日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷所 泰成印刷株式会社

130墨田区両国3-1-12

© 1979 Geological Survey of Japan