

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第20号

NJ-54-24-15

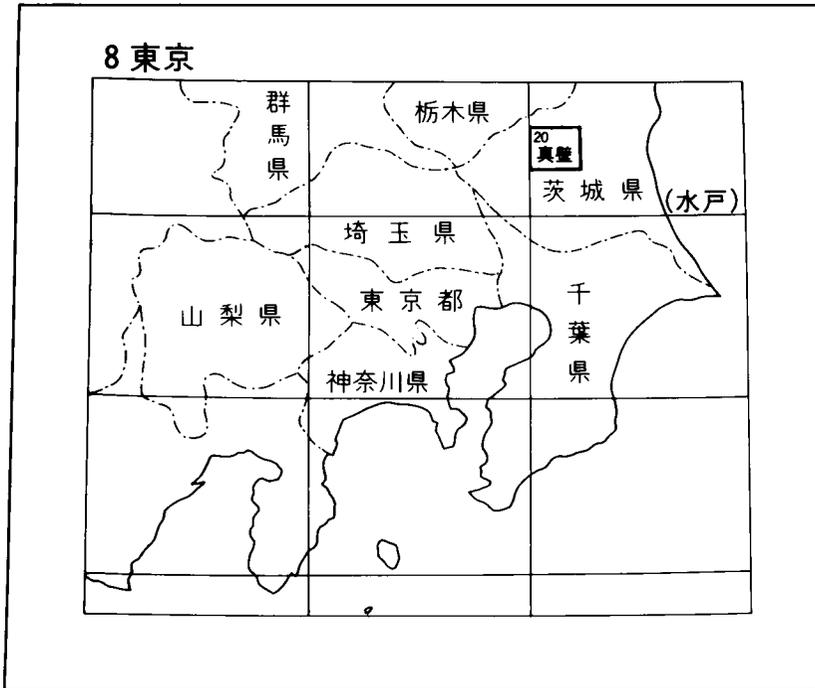
真壁地域の地質

宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和

平成8年

地質調査所

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

8-8 壬生 Mibu NJ-54-30-2 (未刊行, unpublished)	8-9 真岡 Mōka NJ-54-24-14 (未刊行, unpublished)	8-10 水戸 Mito NJ-54-24-10 (未刊行, unpublished)
8-19 小山 Oyama NJ-54-30-3 (未刊行, unpublished)	8-20 真壁 Makabe NJ-54-24-15 (1996)	8-21 石岡 Ishioka NJ-54-24-11 (1981)
8-30 水海道 Mitsukaidō NJ-54-30-4 (未刊行, unpublished)	8-31 土浦 Tsuchiura NJ-54-24-16 (未刊行, unpublished)	8-32 玉造 Tamatsukuri NJ-54-24-12 (未刊行, unpublished)

筑波 Tsukuba
1:75,000 (1927)

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和) 1
I. 1 山地・斜面の地形	2
I. 2 丘陵・台地の地形	5
I. 3 河川・低地の地形	5
II. 地質概説	(宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和) 5
III. 筑波変成岩類及び吾国山変成岩類	(宮崎一博) 9
III. 1 概要と研究史	9
III. 2 筑波変成岩類	13
III. 2. 1 筑波変成岩類の岩相・岩石記載	17
III. 3 吾国山変成岩類	19
III. 3. 1 吾国山変成岩類の岩相・岩石記載	23
III. 4 地質構造	27
III. 5 変成作用	27
III. 6 斑れい岩に捕獲される変成岩	35
IV. 深成岩類	(笹田政克) 36
IV. 1 研究史	36
IV. 2 概要	40
IV. 3 斑れい岩類	41
IV. 3. 1 筑波山岩体	41
IV. 3. 2 道祖神峠岩体	53
IV. 4 筑波花崗岩	54
IV. 4. 1 細粒黒雲母角閃石閃緑岩	54
IV. 4. 2 片状黒雲母トーナラル岩	57
IV. 4. 3 斑状黒雲母花崗閃緑岩など(筑波花崗岩の主岩相)	59
IV. 4. 4 中粒白雲母黒雲母花崗岩	63
IV. 4. 5 細粒花崗岩類	64
IV. 4. 6 球状岩	66
IV. 5 稲田花崗岩	69
IV. 5. 1 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩	70
IV. 5. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	72
IV. 5. 3 細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩	72
IV. 6 加波山花崗岩	74

IV. 6. 1	中粒黒雲母花崗岩	75
IV. 6. 2	細粒白雲母含有黒雲母花崗岩	77
IV. 6. 3	優白質細粒ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩	80
IV. 6. 4	極細粒黒雲母花崗閃緑岩	81
V.	安山岩(岩脈)	(笹田政克) 82
VI.	第四系	(吉岡敏和) 82
VI. 1	友部層	82
VI. 2	見和層及び木下層	84
VI. 3	常総層	86
VI. 4	段丘堆積物	88
VI. 4. 1	高位段丘堆積物	89
VI. 4. 2	中位段丘堆積物	89
VI. 4. 3	低位段丘堆積物	89
VI. 5	山麓緩斜面堆積物	90
VI. 6	沖積層	91
VI. 7	降下火山砕屑物	91
VI. 7. 1	真岡軽石層	91
VI. 7. 2	赤城鹿沼軽石層	92
VI. 7. 3	男体今市スコリア層	93
VI. 8	地下の第四系	93
VII.	応用地質	(吉岡敏和・宮崎一博) 94
VII. 1	採石	94
VII. 2	地下水	94
VII. 3	水害及び斜面災害	94
文 献		95
Abstract		100

図・表・図版目次

第1図	つくば市平沢北の稜線から見た筑波山	2
第2図	「真壁」図幅地域周辺の接峰面図	3
第3図	八郷町西光院から見た柿岡盆地	4
第4図	筑波山塊周辺の地形	4
第5図	真壁図幅地域の周辺の地質概略図	7
第6図	筑波変成岩類, 吾国山変成岩類, 八溝層群笠間層の分布	11

第7図	筑波変成岩類, 吾国山変成岩類, 八溝層群笠間層の模式的原岩柱状図	12
第8図	含礫泥岩を原岩とする変成岩	14
第9図	砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (筑波変成岩類)	15
第10図	泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (筑波変成岩類)	15
第11図	泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (筑波変成岩類)	16
第12図	筑波花崗岩と筑波変成岩の接触部	16
第13図	黒雲母粘板岩の薄片写真 (筑波変成岩類)	17
第14図	黒雲母片岩の薄片写真 (筑波変成岩類)	18
第15図	黒雲母片麻岩の薄片写真 (筑波変成岩類)	19
第16図	泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (吾国山変成岩類)	20
第17図	砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (吾国山変成岩類)	21
第18図	泥岩を原岩とする変成岩 (吾国山変成岩類)	21
第19図	チャート・石灰岩を原岩とする変成岩のルートマップ	22
第20図	チャートを原岩とする変成岩	22
第21図	石灰岩を原岩とする変成岩	23
第22図	加波山花崗岩と変成岩の接触関係	24
第23図	黒雲母粘板岩の薄片写真 (吾国山変成岩類)	25
第24図	黒雲母片岩の薄片写真 (吾国山変成岩類)	25
第25図	黒雲母ホルンフェルスの薄片写真 (吾国山変成岩類)	26
第26図	珪線石と黒雲母の共生	28
第27図	白雲母に包有される珪線石	28
第28図	紅柱石の周囲に生じた珪線石	29
第29図	筑波変成岩類と吾国山変成岩類の変成分帯と鉱物組合せの分布	30
第30図	ピナイト化した堇青石	31
第31図	堇青石と黒雲母とカリ長石の共生	31
第32図	堇青石に包有される紅柱石	32
第33図	筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の全岩化学組成の AFM 図	33
第34図	筑波変成岩類と吾国山変成岩類の温度圧力推定	34
第35図	筑波山塊周辺の変成岩類の温度構造	35
第36図	真壁地域の深成岩類の分布及び地質記載地点, 研磨片用試料 (図版) 採取地点	42
第37図	真壁地域の深成岩類の貫入関係及び放射年代	43
第38図	霞ヶ浦用水筑波トンネルの地質 (筑波山周辺)	44
第39図	斑れい岩の層状構造	45
第40図	斑れい岩へのアプライト脈の貫入	47

第41図	斑れい岩への細粒花崗岩質岩の貫入	47
第42図	斑れい岩類と花崗岩類の境界部付近の地質	48
第43図	花崗岩類との接触部付近での斑れい岩類のモード組成の変化	48
第44図	かんらん石斑れい岩の薄片写真	49
第45図	角閃石斑れい岩の薄片写真	50
第46図	斜長岩の薄片写真	51
第47図	コートランダイトの薄片写真	52
第48図	スペサルタイトの薄片写真	53
第49図	筑波山南麓の白滝のルートマップ	55
第50図	細粒黒雲母角閃閃緑岩 (Ts1) の薄片写真	56
第51図	片状黒雲母トーナル岩 (Ts2) 中の片状アプライト脈の研磨片写真	57
第52図	片状黒雲母トーナル岩 (Ts2) 中の輝水鉛鉱 (Mo) を含むアプライト脈の露頭	58
第53図	片状黒雲母トーナル岩 (Ts2) の薄片写真	59
第54図	筑波温泉ホテルのボーリングコアの研磨片写真	60
第55図	斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Ts3) の薄片写真	61
第56図	千代田町試錐の地質柱状図	63
第57図	中粒白雲母黒雲母花崗岩 (Ts4) の薄片写真	64
第58図	細粒珪緑石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (Ts5) の薄片写真	65
第59図	球状岩 (Ts6) の露頭	67
第60図	球状岩 (Ts6) の研磨片写真	68
第61図	球状岩 (Ts6) の薄片写真	69
第62図	羽田山東斜面の露頭	70
第63図	粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In1) の薄片写真	71
第64図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (In2) と吾国山変成岩類との境界部	73
第65図	細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩 (In3) の薄片写真	74
第66図	中粒黒雲母花崗岩 (Ka1) の薄片写真	75
第67図	斑状白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka1) の薄片写真	76
第68図	筑波花崗岩と加波山花崗岩との境界部	78
第69図	山尾におけるペグマタイトの分布及びそれらの方位	79
第70図	山尾のペグマタイト採掘跡及びそこで採取されたざくろ石	79
第71図	細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka2) の薄片写真	80
第72図	極細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Ka4) の薄片写真	81
第73図	「真壁」図幅と周辺地域における第四系の対比とテフラ・地形面との関係	83
第74図	柿岡盆地における友部層の露頭柱状図	84

第75図	友部層の生痕を伴う細-中粒砂層	86
第76図	常総層の円礫砂層	88
第77図	高位山麓緩斜面の地形	90
第78図	高位山麓緩斜面堆積物の巨礫層	91
第79図	赤城鹿沼軽石層	92
第80図	赤城鹿沼軽石層の等層厚線図	93
第1表	真壁図幅地域の地質統括表	8
第2表	斑れい岩類の K-Ar 年代	49
第3表	八郷町小屋東方の友部層より産出した貝化石	85
第4表	下妻市高祖小渡から産出した貝化石	87

Table 1	Summary of the geology of the Makabe district	101
---------	---	-----

第Ⅰ図版	1. 筑波花崗岩 (Ts2) 片状黒雲母トーナル岩
	2. 筑波花崗岩 (Ts3) 斑状黒雲母花崗閃緑岩
第Ⅱ図版	1. 筑波花崗岩 (Ts3) 斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩
	2. 筑波花崗岩 (Ts3) 粗粒黒雲母花崗岩
第Ⅲ図版	1. 筑波花崗岩 (Ts3) 粗粒黒雲母花崗閃緑岩
	2. 筑波花崗岩 (Ts3) 中粒黒雲母トーナル岩
第Ⅳ図版	1. 筑波花崗岩 (Ts4) 中粒白雲母黒雲母花崗岩
	2. 筑波花崗岩 (Ts5) 細粒白雲母黒雲母花崗岩
第Ⅴ図版	1. 稲田花崗岩 (In2) 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩
	2. 加波山花崗岩 (Ka1) 中粒黒雲母花崗岩
第Ⅵ図版	1. 加波山花崗岩 (Ka1) 斑状白雲母含有黒雲母花崗岩
	2. 加波山花崗岩 (Ka2) 細粒白雲母含有黒雲母花崗岩
第Ⅶ図版	1. 加波山花崗岩 (Ka3) 優白質細粒白雲母黒雲母花崗岩
	2. 加波山花崗岩 (Ka4) 極細粒黒雲母花崗閃緑岩

真壁地域の地質

宮崎一博*・笹田政克**・吉岡敏和*

真壁(図幅)地域の地質研究は、昭和56-平成元年に野外調査が行われた。野外調査は、変成岩類を宮崎と服部 仁(元所員)が、深成岩類を笹田と服部が、第四系を吉岡がそれぞれ担当した。野外調査に際しては、坂本 亨(元所員)から、第四系についての調査の協力と資料の提供を受けた。地質標本館の佐藤喜男技官には、友部層産貝化石の同定において協力を得た。報告書の執筆に当たっては、変成岩類を宮崎が、深成岩類を笹田が、第四系を吉岡が分担した。全体の調整は宮崎が行った。

本調査研究に使用した岩石薄片は、宮本昭正(元所員)・安部正治(元所員)・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田 朗・青山秀喜の各技官によって作成された。

I. 地 形

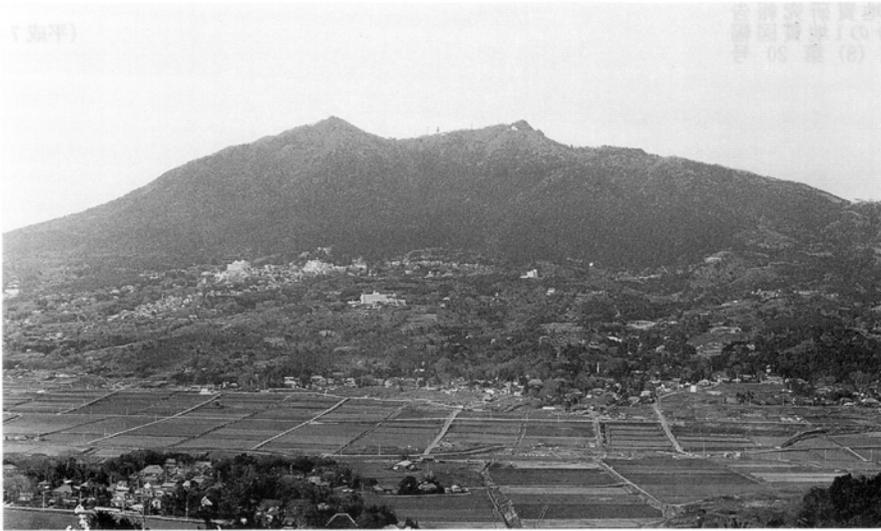
(吉岡敏和)

「真壁」図幅地域は、東経140°0′-140°15′、北緯36°10′-36°20′の範囲に相当し、行政的には茨城県下館市、下妻市、つくば市、笠間市、石岡市及び真壁郡真壁町、協和町、明野町、大和村、西茨城郡岩間町、新治郡八郷町、千代田町、新治村に属する。

本図幅地域は関東平野の東北縁に当たり、地域中央に筑波山(第1図)を主峰とする筑波山塊(茨城県、1981)が、北側の八溝山地から関東平野に突出するように延びている(第2図)。筑波山塊の西側には、南流する小貝川と桜川に挟まれて、標高30-40mの真壁台地及び筑波台地が広がる。山塊の東部には、山塊にかかえこまれるように柿岡盆地(第3図)が位置し、その内部には標高50-80mの丘陵が分布す

*地質部, **地殻熱部

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Makabe, Ibaraki Prefecture, Ryoke Belt, San'yo Belt, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Ryoke Metamorphic Rocks, Tsukuba Metamorphic Rocks, Wagakunisan Metamorphic Rocks, Gabbroic rocks, Tsukuba Granite, Inada Granite, Kabasan Granite, Andesite, Tomobe Formation, Miwa Formation, Kioroshi Formation, Joso Formation, terrace deposits, slope deposits



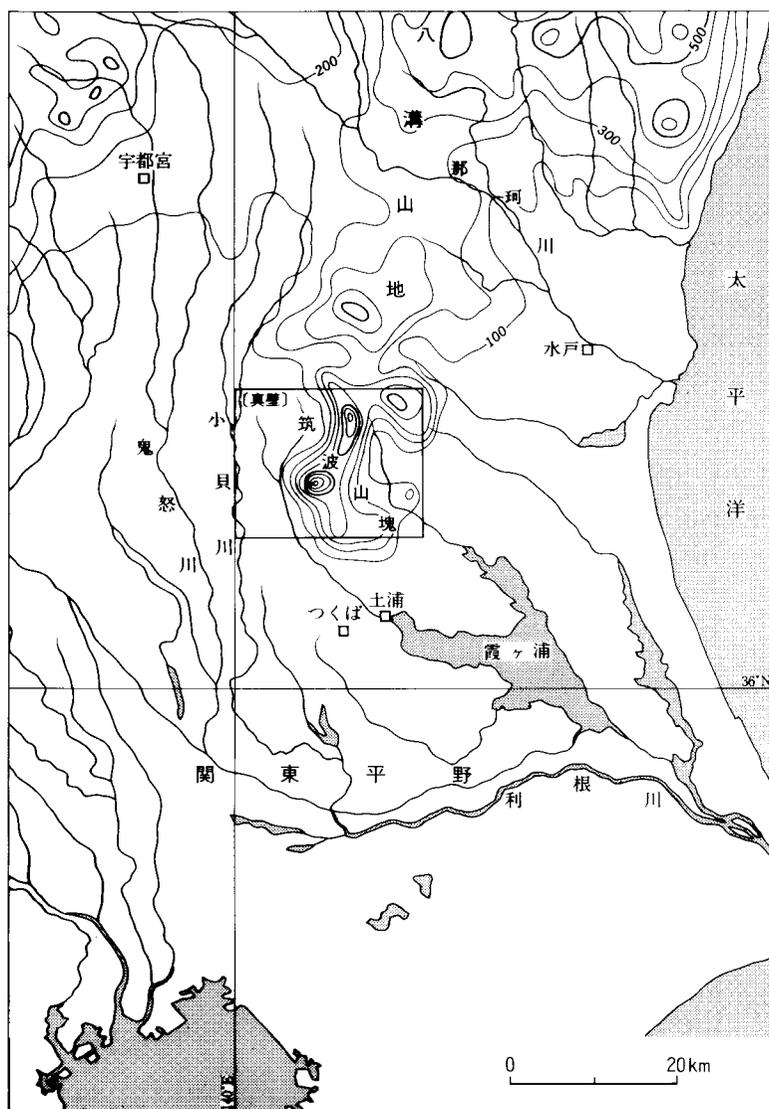
第1図 つくば市平沢北の稜線から見た筑波山（兼子尚知技官撮影）
中腹の建物が集中している付近から下に山麓緩斜面が発達する。

る。また、山塊の南東側には石岡台地及び新治台地が広がる。

I. 1 山地・斜面の地形

本図幅地域の筑波山塊は、柿岡盆地とその北に位置する板敷峠を境に東西に二分される(第4図)。西側の山塊は、ほぼ南北に主稜線が伸び、その上に北から燕山(701m)、加波山(709.0m)、足尾山(627.5m)とピークが連なっている。筑波山(875.9m)はその稜線から西に突出するように孤立しており、その標高はまわりの稜線より400-500m高くなっている。これは筑波山の山頂部に露出する斑れい岩が侵食に対して抵抗性が強いために生じた組織地形と考えられる。筑波山より南では、稜線は南東から東に向きを変え、徐々に高度を下げる。板敷峠より東側の山塊は、吾国山(518.2m)、難台山(553.0m)と連続する馬の背状の尾根を持つ山地であり、西側のような突出したピークは見られない。また、柿岡盆地の南部には富士山が、出口には龍神山が第四系からなる台地のなかに孤立している。

この筑波山塊には山麓緩斜面が顕著に発達する。特に筑波山の山麓に発達する緩斜面は大規模で、ほぼ全周にわたって認められる。緩斜面のほとんどは扇状地様の形態を示す尾根状の緩斜面であるが、筑波山の北麓など一部には谷状の緩斜面も認められる。赤木(1965)は、これらの山麓緩斜面を背後急斜面の後退により形成された侵食面とより新しい扇状地面に区分し、侵食面の形成時期を下末吉面形成期とした。一方、鶴見・野上(1965)は、堆積物とローム層の関係から、これらの緩斜面はすべて角礫層の堆積面で、3つの時代に分けられると考えた。また茨城県(1981)は、山麓緩斜面を4面に区分し、最高位のは下末吉期若しくはより古い時期に形成されたと考えた。これに対し磯部(1990)は、緩斜面を形成時期によって更新世後期(武蔵野期)と完新世の2面に区分し、いずれも土石流によって深成岩類が削剥されて形成されたと考えた。

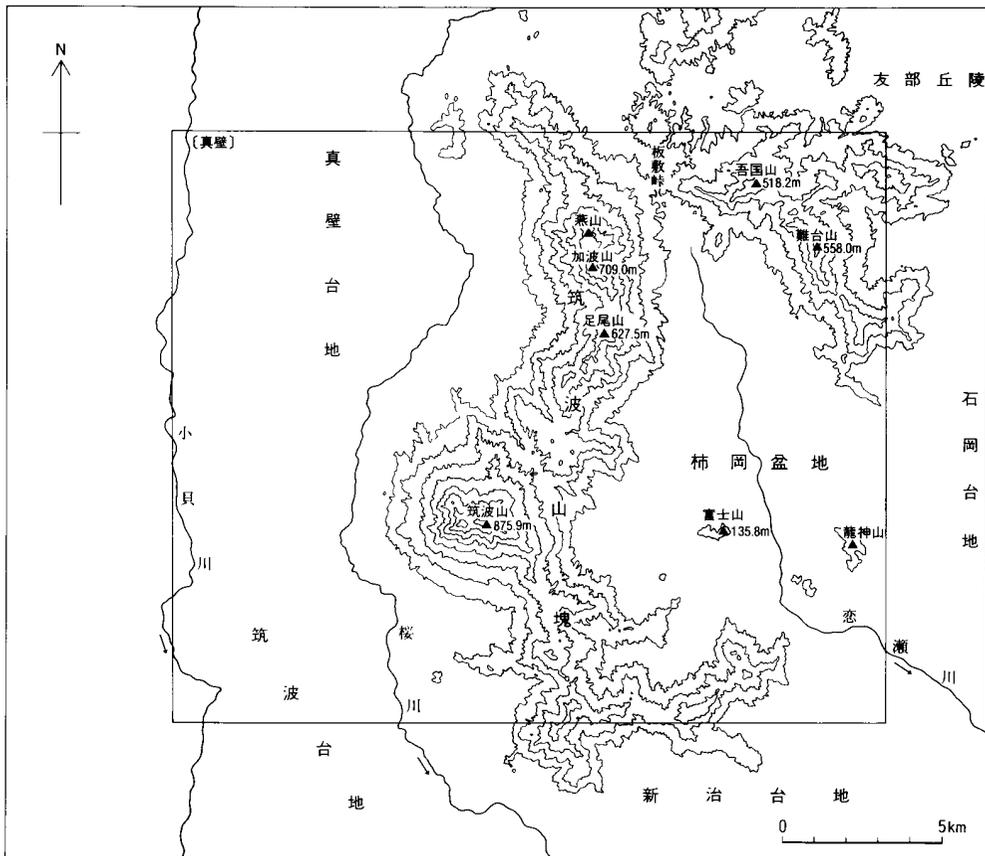


第2図 「真壁」図幅地域周辺の接峰面図（活断層研究会，1991）
岡山俊雄による100m間隔の等高線を示す

なお、板敷峠から東方には東西方向のリニアメントが認められ、リニアメントに沿って山地の高度が北側で低くなっている。松田ほか（1977）はこのリニアメントを吾国山断層と命名し、右ずれ変位を持つ活断層とした。しかし、変位地形は全体に不明瞭で、松田ほか（1977）のいう大和村雨引での台地の変位は、現地においても空中写真判読においても確認することはできない。したがってこのリニアメントが活断層である可能性は小さいと考える。



第3図 八郷町西光院から見た柿岡盆地 盆地中央の高まりは富士山(135.8m)



第4図 筑波山塊周辺の地形 等高線間隔は100m

I. 2 丘陵・台地の地形

本図幅地域には、西部に真壁台地及び筑波台地、南東部に石岡台地及び新治台地が広がる。また、柿岡盆地の内部には小起伏の丘陵が分布する。これらの台地及び丘陵はいずれも第四紀の海成・陸水成堆積物で構成され、上部に風成の火山砕屑物を載せている。柿岡盆地内部の丘陵は標高 50-80 m で、海成の中部更新統である友部層からなる。頂部に平坦面は認められないが、分布高度に定高性があり、この高度がほぼ堆積面の高さを示していると考えられる。真壁台地及び筑波台地は陸水成の常総層で構成される。真壁台地と筑波台地の間には、北西から南東方向に低位段丘面が分布しており、この時代に小貝川が現在の桜川の流路を経て霞ヶ浦に流入していたことを示している。常総層の堆積面（常総面）の分布高度は 30-45 m で、緩やかに南に傾斜する。低位段丘面には蛇行する旧河道が残存し、完新世の堆積物が埋積している。石岡台地は海成の見和層で構成され、その堆積面（見和面）は南関東の下末吉面に対比される。本図幅地域での標高は 35-40 m である。新治台地も見和層で構成されるが、台地上部には柿岡盆地から連続して河成の中位Ⅲ段丘堆積物が分布し、地形面としては常総面に対比できる。

I. 3 河川・低地の地形

本図幅地域を流れる主な河川には、小貝川、桜川、恋瀬川があり、いずれも北から南へ流れる。このうち小貝川は栃木県高根沢町付近を源とし、利根川に合流するまで約 110 km の延長を有する。桜川は八溝山地より筑波山塊と真壁台地の境界に沿って南流し、霞ヶ浦に流入する。恋瀬川は柿岡盆地の水を集め、八郷町五輪堂付近から石岡台地と新治台地の境界を流れ霞ヶ浦に流入する。各河川に沿っては沖積低地が発達し、その幅は小貝川で 3-5 km、桜川で 1-2 km、恋瀬川で 1 km 以下である。いずれの河川とも本流の河床勾配は 0.2% 以下と低く、小貝川沿いでは自然堤防や蛇行する旧流路が顕著に発達する。恋瀬川では、柿岡盆地内の柿岡付近と川又付近の 2カ所で河床に変成岩が露出しているが、河床勾配にはほとんど影響を与えていない。また、山地内の河川は十分な流域を持たないため発達が悪く、ほとんど定常的な水流を持たない。

II. 地 質 概 説

(宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和)

真壁地域には、筑波変成岩類及び吾国山変成岩類、斑れい岩類、花崗岩類、第四系が分布する。本地

域の中央部を南北に延びる筑波山塊には花崗岩類及び斑れい岩類が分布する。筑波山塊の南端部に当たる筑波山の南東側には筑波変成岩類が分布する。筑波山塊の北端部に当たる燕山東部から吾国山、難台山にかけては、吾国山変成岩類が分布する。筑波山塊西側の真壁台地及び筑波台地には第四系が広く分布する。また、筑波山塊東側の柿岡盆地にも第四系が広く分布する（第5図、第1表）。

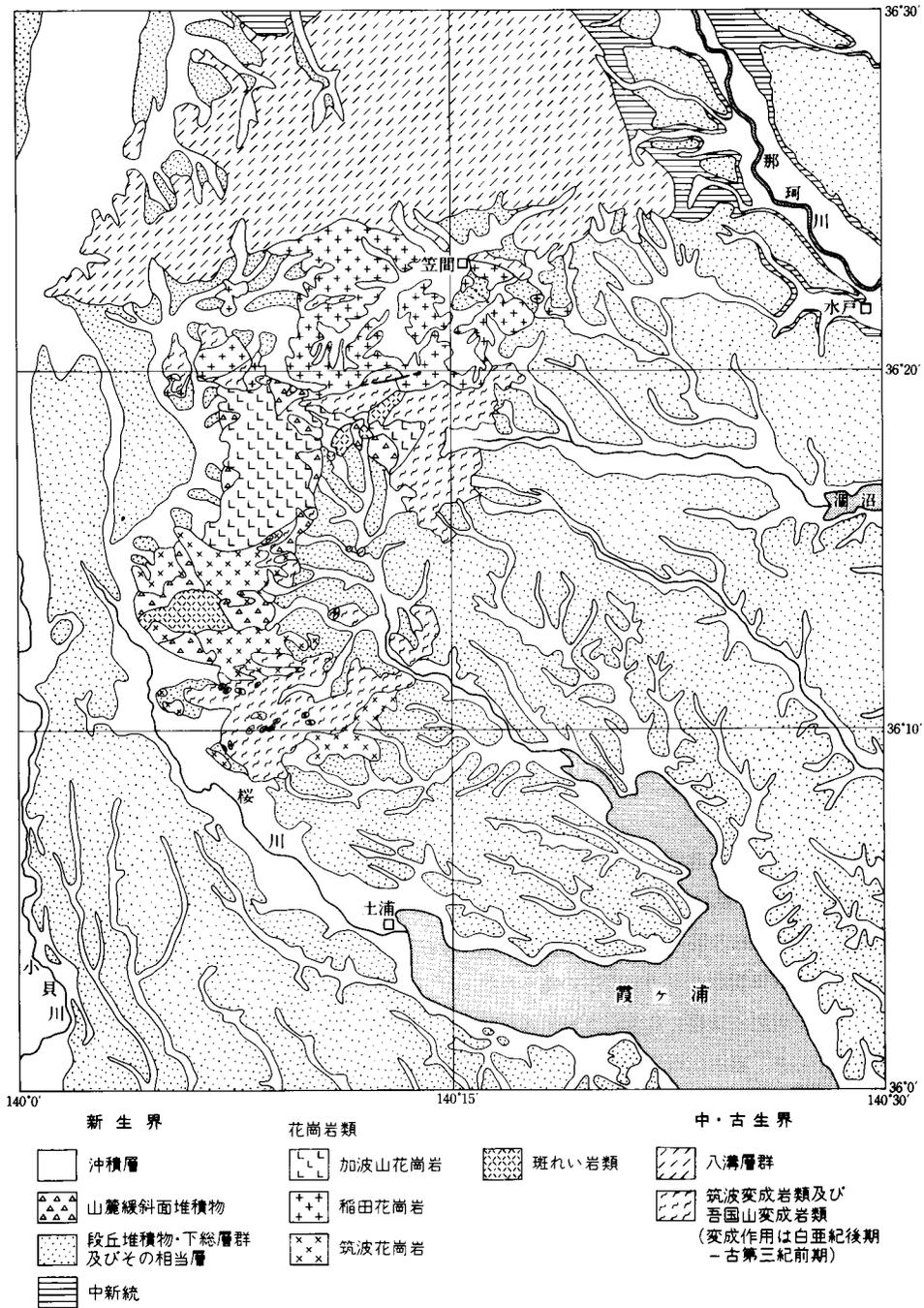
本地域に分布する筑波変成岩類及び吾国山変成岩類は高温低圧型の変成岩類である。これらの変成岩類は白亜紀後期-古第三紀前期にかけて貫入した花崗岩類の熱変成によって生じたと考えられている（宮崎ほか，1992）。この変成岩類は西南日本内帯に分布する領家変成岩類の東方延長と考えられる。筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の原岩は、本地域北方に分布するジュラ紀後期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスである八溝層群であると考えられている（柴，1979；通商産業省・資源エネルギー庁，1987；宮崎ほか，1992）。本変成岩類の原岩と考えられる八溝層群笠間層を含めた全体の層理面の一般走向は、北東-南西方向である。ただし、筑波変成岩類では、一部、東北東-西南西方向に走向が湾曲している。八溝層群笠間層と吾国山変成岩類では、地層は北西傾斜の同斜構造を示す。筑波変成岩類では、地層は北西傾斜であるが、花崗閃緑岩体の近くでは一対のアンチフォーム・シンフォームが見られる。筑波変成岩の変成度は南東から北西に向かって高くなっている。本変成岩類の北東側には、筑波山を構成する筑波花崗岩が広く分布している。泥岩起源変成岩の鉱物組合せを用いた変成分帯により、変成岩類は低温部の黒雲母帯と高温部の珪線石帯に分帯することができる。珪線石帯には珪線石が広く生じている。吾国山変成岩類の変成度も北西側に高くなっている。本変成岩類の北西側には、広く稲田花崗岩が分布している。本変成岩類も泥岩起源変成岩の鉱物組合せを用いて、変成分帯が可能である。変成岩類は低温部の黒雲母帯と高温部の堇青石帯に分帯できる。堇青石帯には、堇青石が広く生じている。筑波変成岩類と吾国山変成岩類の変成時の温度圧力を見積もった結果、筑波変成岩類は吾国山変成岩類より高圧下で変成作用を受けたことを示している（宮崎ほか，1992）。

本地域に分布する深成岩類は、白亜紀末の斑れい岩類及び古第三紀初めの花崗岩類である。花崗岩類については岩石の帯磁率、造岩鉱物の化学的特徴などから西南日本内帯の領家帯及び山陽帯の延長と考えられている（Ishihara, 1977, 1979；高橋，1982b）。また、斑れい岩類については、本地域から八溝山地にかけて分布する花崗岩類ともども Sr 同位体で高い初生値を持つ（Shibata and Ishihara, 1979；Arakawa and Takahashi, 1988）。

深成岩類の貫入関係について、筑波山の斑れい岩類と周辺の花崗岩類の関係が長年の課題であったが（Brauns, 1880；山田，1888；大橋，1912；佐藤，1927；杉，1927；津屋，1939；小島，1943；柴田，1944；高橋，1980），本図幅の調査中に掘削工事が行われた霞ヶ浦用水筑波トンネル内で花崗岩類が斑れい岩類を貫く関係が明瞭となった（笹田ほか，1987）。K-Ar 年代でも筑波山の斑れい岩類が 75 Ma の値をとり、花崗岩類（53-63 Ma）より古いという結果が得られている。筑波山の斑れい岩体はかんらん石斑れい岩、角閃石斑れい岩、斜長岩、コートラングライトなどとそれらを貫くスペサルタイトの岩脈から構成され、花崗岩類との境界部付近では接触変成作用を被っている。

花崗岩類は貫入関係、岩相の特徴、母岩である変成岩類の産状及びそれらとの関係から、筑波花崗岩、稲田花崗岩、加波山花崗岩に大きく区分される。

筑波花崗岩は片状及び塊状の岩石からなり、岩体の縁辺部は周囲の筑波変成岩類の構造と比較的調和



第5図 真壁図幅地域の周辺の地質概略図

第1表 真壁図幅地域の地質統括表

地質時代		地質系統		備考	
新 生 代	第 四 紀	完新世	沖積層	山麓緩斜面堆積物	
		更新世	常総層		段丘堆積物
			見和層 木下層		
			友部層		
	新第三紀	〔安山岩〕			
古第三紀	深成岩類（斑れい岩類・花崗岩類）		深成岩類の貫入 高温低圧型変成作用		
中 生 代	白亜紀	-----		筑波変成岩類 及び 吾国山変成岩類の 原岩形成	
	ジュラ紀	吾国山変成岩類 筑波変成岩類			
	三疊紀	-----			

的な形態となっている。筑波花崗岩の主要な岩相は斑状黒雲母花崗閃緑岩，片状黒雲母トータル岩，中粒白雲母黒雲母花崗岩，細粒花崗岩類である。これらのうち最も広く分布する斑状黒雲母花崗閃緑岩は，筑波山の斑れい岩類を取り囲む形でまとまって分布する。筑波山北東の西光院には堇青石を伴う特異な産状の球状岩が斑状黒雲母花崗閃緑岩中に見られる。

稲田花崗岩の主な岩相は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩，中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び細粒白雲母黒雲母花崗岩である。稲田花崗岩は筑波花崗岩と同様に古第三紀に貫入したものであるが，岩相的には塊状であり筑波花崗岩に見られるような片状構造は一部の地域を除いて認められない。また周辺の吾国山変成岩類の構造に対してはすべて不調和的に貫入しており，一部にルーフコンタクトが明瞭である。

加波山花崗岩は筑波花崗岩及び稲田花崗岩の両者を貫く関係にある。中粒黒雲母花崗岩及び細粒白雲母含有黒雲母花崗岩の2つが主要な岩相で，この2つの岩相は一部貫入関係，一部漸移関係にある。吾国山変成岩類の構造に対しては稲田花崗岩と同様に不調和的に貫入しており，吾国山では広範囲にルーフコンタクトが見られる。

本地域には変成岩類及び古第三紀花崗岩類を貫いて安山岩の岩脈が分布する。活動時期は K-Ar 年代から中新世である（柴ほか，1979）。

本地域の第四系は、友部層、見和層及び木下層、常総層と、段丘及び緩斜面堆積物、及び沖積層からなる。友部層は海成の中部更新統で、柿岡盆地とその周辺の丘陵を構成して分布する。見和層及び木下層は、下末吉海進に伴う海成及び河成の堆積物で、石岡台地、新治台地、及び筑波台地に広く分布する。常総層は、見和層及び木下層を覆って分布する非海成の堆積物で、真壁台地及び筑波台地で特に厚く分布する。段丘は、高位、中位Ⅰ、中位Ⅱ、中位Ⅲ、及び低位の各段丘に区分でき、高位段丘は中期更新世に、中位及び低位段丘は後期更新世に形成されたものである。このうち中位Ⅰ段丘堆積物は見和層に、中位Ⅲ段丘堆積物は常総層に相当する。このほかに、山地斜面には角礫層からなる山麓緩斜面堆積物が分布し、形成年代によって高位及び低位に2分される。また、河川沿いには沖積層が分布する。

Ⅲ. 筑波変成岩類及び吾国山変成岩類 (ms, mm, ml, mc)

(宮崎一博)

Ⅲ. 1 概要と研究史

筑波変成岩類は筑波山周辺に分布する高温低圧型の変成岩類である。この変成岩類は、西南日本内帯に分布する領家変成岩類の東方延長と考えられている(宇野, 1961; 柴, 1979)。ただし、ここでいう領家変成岩類の定義は人によって異なる。宇野(1961)は、領家変成岩類を高温低圧型広域変成岩とみなしている。また、柴(1979)は、領家帯に分布する領家変成岩類は典型的な広域変成岩でなく接触変成作用の要素の強い変成岩と考えている。

本図幅地域内には筑波変成岩類のほかに、北東部の吾国山周辺に、高温低圧型の変成岩が比較的まとまって分布する。この変成岩類を宮崎ほか(1992)に従い吾国山変成岩類と呼ぶことにする。この変成岩類は花崗岩類の貫入による熱変成作用により生じており、吾国山周辺では花崗岩類のルーフペンダントになっている(通商産業省・資源エネルギー庁, 1987)。宮崎ほか(1992)は筑波山塊周辺の筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の生成時の温度圧力構造を明らかにし、これらの変成岩類が筑波山塊に分布する花崗岩類の貫入時の熱による熱変成作用により生じたとした。

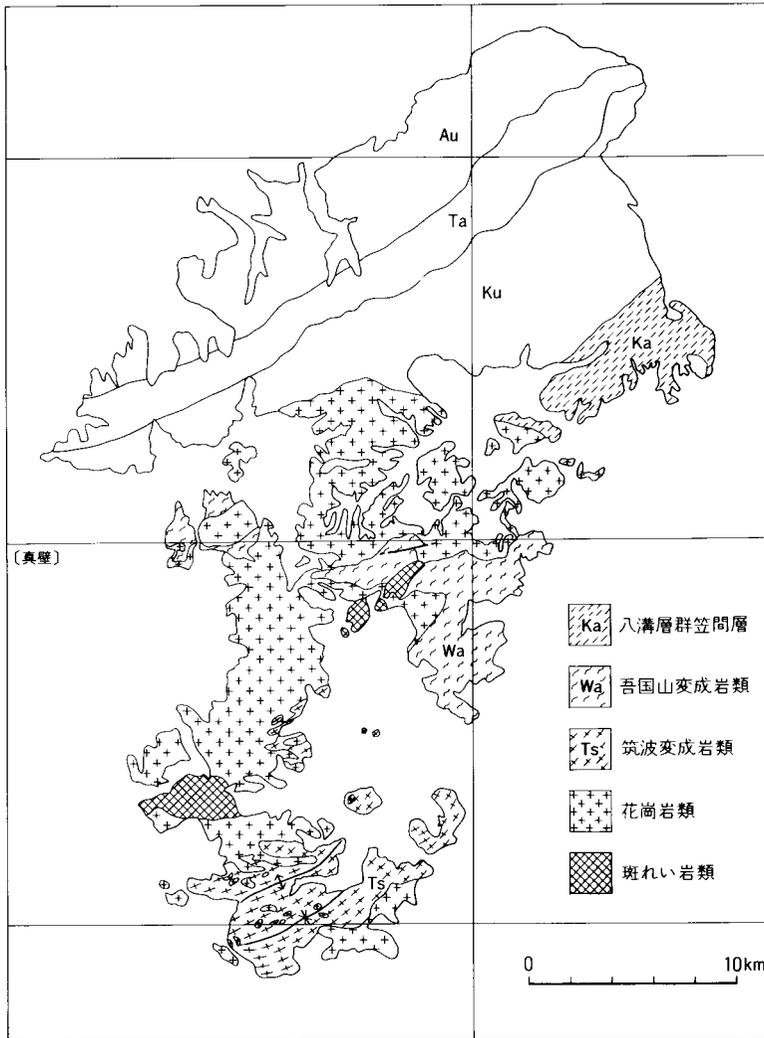
筑波変成岩類及び吾国山変成岩類はともに、本地域北方に分布するジュラ期末期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスである八溝層群に岩相が似ており、これを原岩とすると考えられている(柴, 1979; 通商産業省・資源エネルギー庁, 1987; 宮崎ほか, 1992)。そして、本地域に白亜紀末期-古第三紀前期に貫入した花崗岩マグマの熱により変成岩類となったと考えられる(宮崎ほか, 1992)。このように筑波変成岩類と吾国山変成岩類はその形成史が同じであると考えられる。本報告の地質区分では、これらの変成岩類を筑波変成岩類及び吾国山変成岩類として一括して扱い、原岩の違いにより地質図を色分けした。しかし、変成岩としての岩相は、花崗岩体からの距離や、その変成岩の形成された深度によって漸移的

に変化する。

本報告では、筑波変成岩類及び吾国山変成岩類を、西南日本内帯の領家帯に分布する高温低圧型変成岩である領家変成岩類の東方延長であると考え、高温低圧型の変成帯に共通した特徴として、変成岩類に比べ多量の花崗岩類が分布していることがあげられる。最近のこの型の変成帯に関する研究によれば、変成作用を起こした熱源は、多量に分布する花崗岩類からの熱であるという解釈がなされている (Barton and Hanson, 1989)。都城 (1994) は、高温低圧型の広域変成作用は、活動的大陸縁部や島弧地殻の地下で、地殻の比較的浅いところに花崗岩類の多数の岩体が貫入し、大きな範囲が熱せられて、生じると考えている。また、彼は、領家変成岩類もこのようにして生じたものと考えている。広域変成作用の熱源が花崗岩体の群であるとしても、一般的には、広域変成作用のアイソグラッドは、個々の花崗岩体と独立で、広域的な方向性を持っている。現在見られる花崗岩の形は、花崗岩体の長い期間にわたった運動の結果最後に停止した状態を示すのであって、その位置に達するより前の時期の熱的影響があることのほかに、岩体相互の影響などがあると考えられる (都城, 1994)。逆に、本地域で見られるように、花崗岩体の分布が比較的まとまっている場合には、熱源となった花崗岩体の形と変成岩類の温度構造に明瞭な関係が存在し、熱変成岩の特徴が強調されるのであろう。

[概要] 本報告では、便宜的に八郷町根古屋、柿岡、龍神山を結ぶ線より南西に分布する変成岩類を筑波変成岩類と呼び、岩間町山崎と岩瀬町板敷を結ぶ線より北東側に分布する変成岩類を吾国山変成岩類と呼ぶことにする。この2つの線に囲まれた範囲には、第四系に被覆されて変成岩類が露出していない。第6図に本図幅地域及びその周辺地域に分布する筑波変成岩類、吾国山変成岩類、及びこれらの原岩と考えられる八溝層群笠間層の分布を示した。筑波変成岩類は筑波山南東側に広く分布し、吾国山変成岩類は吾国山から難台山南東側にかけ広く分布する。八溝層群笠間層は笠間市北東側に広く分布する。それぞれの変成岩類や八溝層群の堆積岩類のまとまった分布の間では、第四系が被覆したり、花崗岩類が貫入したりしている。これらの変成岩類、八溝層群の堆積岩類の一般的な走向は、北東-南西方向であり共通している。ただし、筑波変成岩類では、一部、東北東-西南西方向に走向が湾曲している。八溝層群笠間層と吾国山変成岩では、地層は北西傾斜の同斜構造を示す。筑波変成岩類では、筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩から離れたところでは、地層は北西傾斜であるが、斑状黒雲母花崗閃緑岩の近くでは一対のアンチフォームとシンフォームが見られる。第7図に筑波変成岩類、吾国山変成岩類、八溝層群笠間層の模式的柱状図を示した。ジュラ紀末期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスである八溝層群笠間層は、泥岩が卓越する砂岩泥岩互層及び泥岩からなる上部層と砂岩が卓越する砂岩泥岩互層及び泥岩からなる下部層に分けられる。このうち上部層には珪質泥岩・チャート及び石灰岩が伴われる。吾国山変成岩類の原岩層序もこれに類似し、上部層は泥岩優勢な砂岩泥岩互層及び泥岩からなりこれにチャート・石灰岩を伴う。中部及び下部層は砂岩優勢な砂岩泥岩互層及び泥岩からなる。筑波変成岩類は主に、泥岩優勢な砂岩泥岩互層と泥岩からなり、下部に砂岩優勢な砂岩泥岩互層及び砂岩が見られる。ここでは、チャート・石灰岩を伴わず、この点は、笠間層の下部層や吾国山変成岩類の下部層と共通する。

[研究史] 筑波変成岩類は古くから多数の人々によって研究されている。神保 (1905) は、筑波地方の粘板岩、砂岩、点紋雲母粘板岩、点紋雲母片岩、雲母片岩及び雲母片麻岩を記載している。また、神津 (1905) は筑波地方の旅行記で、筑波変成岩類についてふれている。その後、佐藤 (1927) により7万5

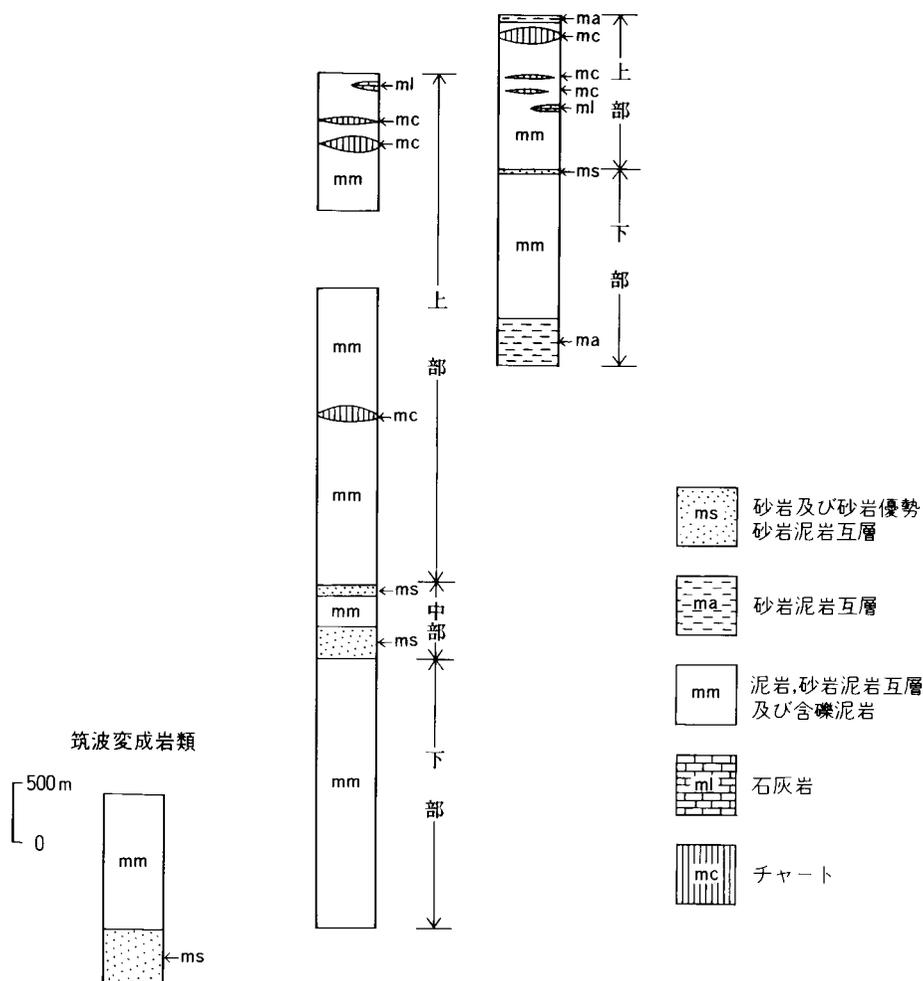


第6図 筑波変成岩類，吾国山変成岩類，八溝層群笠間層の分布 Au：鮎田層，Ta：高取層，Ku：国見山層

千分の1「筑波」図幅が作成された。ここでは、筑波変成岩類は上部古生界とされ、粘板岩及び砂岩、点紋粘板岩、点紋雲母片岩に区別されている。このように、初期の研究では、変成地域の分帯は温度の変化によって起こる鉱物変化に基づく分帯ではなかった。むしろ岩型による分帯であった。

杉(1928)と Sugi(1930)は、本変成岩類を東から西へ、点紋黒雲母粘板岩帯、ホルンフェルス帯、注入片麻岩帯に分けた。点紋黒雲母粘板岩とホルンフェルスは花崗岩マグマの貫入による熱によって生じたと考え、注入片麻岩は、ホルンフェルスに花崗岩質の物質が層々進入した結果できたと考えた。この考え方は、20世紀の初期にフィンランドの J. J. Sederholm などによって指示されていた、変成作用の時には、大規模な物質移動が起こり、変成岩の中に花崗岩物質が入り込んでミグマタイトが生じるという考えをいち早く取り入れたものであり、当時我が国では新しいものであって、学会に大きな影響を

吾国山変成岩類 八溝層群笠間層



第7図 筑波変成岩類，吾国山変成岩類，八溝層群笠間層の模式的原岩柱状図

与えた（都城，1965）。

宇野（1961）は、本地域の変成岩類を、粘板岩、雲母片岩、片麻岩に分け、更に変成鉱物の鉱物組合せによって、zone I - zone IVの四つの帯に分帯した。この研究は、それまで本地域ではなされていなかった変成鉱物の変化による分帯を初めて行ったものである。各帯は、広域変成的なものであって、これらの間のアイソグラッドは花崗岩体の直接の熱の影響は受けておらず、おおむね変成岩の構造と一致しているとし、領家型変成岩として扱っている。更に、分帯した各帯の変成岩の化学分析を行い、本地域の変成岩類には顕著な物質移動がなかったことを示した。そして、高変成度の部分に見られる片麻岩は、花崗岩物質の注入によって生じたのではなく、一種の変成分化作用によって生じたとした。それまで、変成作用時には大規模な物質移動が起こるのであろうと漠然と信じられていた。実際に、岩石の全岩化学組

成の測定を行い、大規模な物質移動がないことを示した意義は大きい。また、本地域の地質図を作成し、北東-南西方向の軸を持つ背斜・向斜からなる褶曲構造の存在を示した。

柴(1979)は、筑波変成岩類の層序の確立と変成分帯を試み、泥岩起源の変成岩の鉱物組合せにより、A帯からC帯の3帯に分帯した。原岩層序と変成分帯の関係から、本地域の熱構造は層理面と斜交し、斑状黒雲母花崗岩(本報告の筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩)の分布に調和的であるとした。原岩の堆積構造を詳しく調べ、高変成度のところで見られる片麻岩は、原岩の初生的な堆積構造を反映したものであるとしている。また、一部に逆転層が存在し、向斜及び背斜構造など、褶曲運動によって形成された構造が認められるとしている。本地域に隣接する八溝山系の八溝層群との比較から、両者は岩相や地質構造が酷似し、同一の構造運動によって形成されたとしている。そして、本地域の変成作用は、著しい片理形成を伴わない熱変成作用的性格を持っており、領家帯の変成岩と、変成作用の型、変成岩の原岩、深成-変成作用の時代が極めて良く似ているとしている。柴(1982)は、筑波変成岩類の変成条件の推定を行い、A帯とB帯の境界で、550°C、3 kbar、B帯とC帯の境界で600°C、4.5 kbarの温度圧力条件を推定している。

小野(1986)は、筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の石英・斜長石の粒度を測定し、筑波山を中心とした、筑波花崗岩を中心とする熱ドーム構造の存在を指摘している。このことは、筑波変成岩類及び吾国山変成岩類が筑波花崗岩の熱により生じた接触変成岩であることを示している。そして、彼は、筑波変成岩類が領家帯の東方延長であるという考え方に、再検討する必要があるとしている。

宮崎ほか(1992)は、筑波変成岩類と吾国山変成岩類とともに、花崗岩マグマの熱によって生じた熱変成岩であるとし、南部に分布する筑波変成岩類の方が北部に分布する吾国山変成岩類より高圧下で熱変成作用を被ったとした。

筑波変成岩類の黒雲母のK-Ar年代はShibata(1968)によって、 56 ± 4 Maの値が得られている。その後、柴ほか(1979)により本変成岩中の白雲母・黒雲母のK-Ar年代が測定され、58-62 Maの値を得ている。この年代は本地域で得られている花崗岩類の年代とほぼ同じであり、花崗岩類の貫入により本地域の変成岩類が形成されたとしている。Gusokujima and Sato(1984)は、本変成岩中に含まれる礫の形態を測定した。柴(1981)は、泥岩起源変成岩の白雲母・黒雲母及び全岩のフッ素の含有量を測定した。その結果、白雲母・黒雲母間のフッ素の分配は、温度圧力変化に対して鋭敏でないとした。また、変成度と全岩のフッ素含有量は相関がなく、変成作用時にフッ素の大規模な移動はなかったとしている。

吾国山変成岩類については、前出の小野(1986)や宮崎ほか(1992)のほかに、通産省・資源エネルギー庁(1987, 1988)でふれられている。これによると、吾国山変成岩類は、本地域北東に分布する八溝層群笠間層の一部として扱われている。

III. 2 筑波変成岩類

分布 筑波山南方のつくば市北条から新治郡月岡にかけて最も広く分布する。このほかにも八郷町龍神山や八郷町柿岡南方の富士山周辺、八郷町西光院周辺から根古屋周辺にかけても比較的まとまって分布する。八郷町柿岡付近に小規模に分布する。

層序・産状 筑波変成岩類の模式的柱状図を第7図に示した。上限下限とも不明であるが、見かけの層厚は1,600m以上と推定される。筑波変成岩類の大部分は泥岩及び泥岩が優勢な砂岩泥岩互層を原岩としている(mm)。このような岩相は、北東に位置する吾国山変成岩類の下部層や中部層、ジュラ紀末期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスである八溝層群笠間層と共通する(第7図)。本変成岩類は、吾国山変成岩や笠間層と同様、ジュラ紀末期-白亜紀前期堆積岩コンプレックスを原岩とすると考えられる。

石岡市波付岩には含礫泥岩を原岩とする変成岩(mm)が分布する(第8図)。この変成岩には黒雲母の点紋が特徴的に発達する。この上位には、八郷町龍神山南方から南東方の八郷町五輪堂にかけて見られるように、砂岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩(ms)が分布する。砂岩を原岩とする変成岩は厚さ10-20cm程で、泥岩を原岩とする変成岩と互層する(第9図)。その層厚は450m程である。この上位には、泥岩及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層(mm)が分布し、八郷町弓弦^{ゆづり}から南方に延びる林道沿いにより露頭が連続する。砂岩層の層厚は1-5cm程である(第10図)。八郷町仏生寺付近では、泥岩砂岩細互層を原岩とする変成岩(mm)が見られる(第11図)。この変成岩は前出の弓弦付近の変成岩とほぼ同一層準のものであるが、全体に変成鉱物の粒度が粗粒である。筑波変成岩類はその北西部において筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)に貫入される。

筑波変成岩類全体を通じて大小さまざまな大きさの斑状黒雲母花崗閃緑岩体が貫入している。このうち地質図に示した比較的規模の大きいものは変成岩の原岩の層理面を切って貫入している。一方、小規模なものでは、変成岩に認められる層理面にほぼ平行に貫入するが多い。つくば市平沢付近では泥岩を原岩とする黒雲母片麻岩中に層理面に平行に斑状黒雲母花崗閃緑岩が貫入するのが観察される(第12図)。この斑状黒雲母花崗閃緑岩は黒雲母片麻岩とともに延性的に変形し、褶曲している。アプライト質の優白色花崗岩(本報告では、筑波花崗岩の細粒花崗岩類として一括されている)は層理面と大きく斜



第8図 含礫泥岩を原岩とする変成岩(mm) (石岡市波付岩)



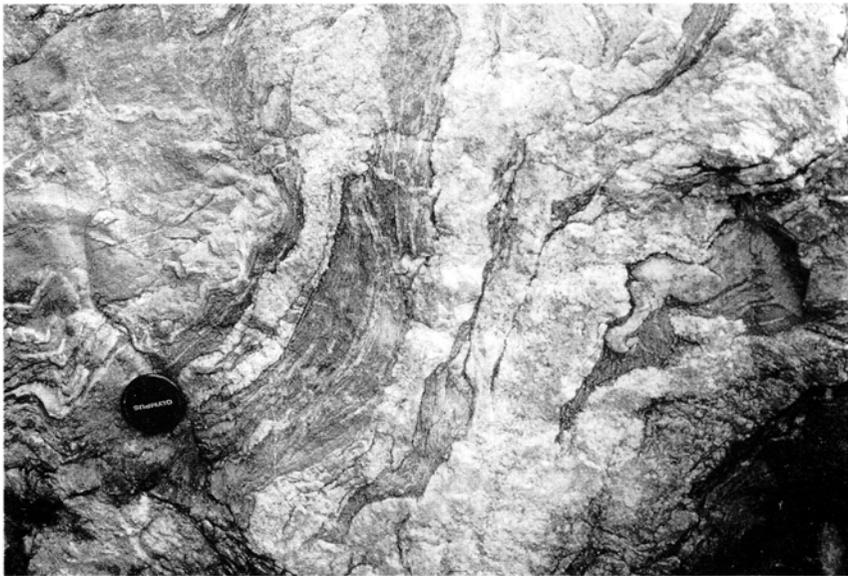
第9図 砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩(ms, 筑波変成岩類) (八郷町龍神山)



第10図 泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩(mm, 筑波変成岩類) (八郷町弓弦)



第11図 泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩(mm, 筑波変成岩類) (八郷町仏生寺)



第12図 筑波花崗岩と変成岩の接触部 (つくば市平沢)

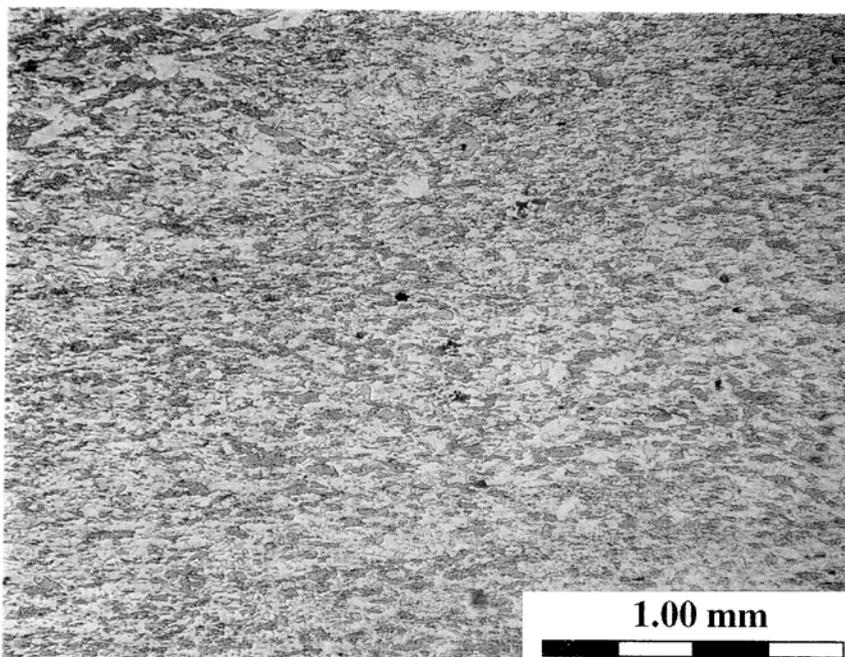
交することが多い。

Ⅲ. 2. 1 筑波変成岩類の岩相・岩石記載

筑波変成岩類は、泥岩と砂岩を原岩とする。

[泥岩を原岩とする変成岩 (mm)] 泥岩を原岩とする変成岩は変成度の上昇によって、変成鉱物の粒度が粗粒化する。低変成度のところでは、黒雲母粘板岩であるが、変成度の増加に伴い黒雲母片岩を経て黒雲母片麻岩になる。以下に代表的な岩石の岩相を示す。泥質岩起源の変成岩の鉱物組合せについては変成作用の章で詳しく記述する。

黒雲母粘板岩 黒色を呈し、スレート劈開が発達する。スレート劈開は原岩の葉理や層理に平行であることが一般的だが、褶曲構造の軸部付近では、褶曲軸面に平行に発達する。しばしば細粒の黒雲母の集合体からなる点紋が生じている。主要構成鉱物は、黒雲母・白雲母・石英・斜長石である。鏡下では、黒雲母と白雲母は定向配列し、その方向は層理面や葉理面と平行である（第13図）。黒雲母と白雲母は $0.08 \times 0.02 \text{ mm}$ 、 $0.05 \times 0.01 \text{ mm}$ 程度の大きさの板状結晶である。石英・斜長石はともに他形で、径は $0.04\text{--}0.05 \text{ mm}$ 程度である。完全に再結晶作用が進行しており、碎屑粒子は見られない。このほかに少量の炭質物・電気石・不透明鉱物を含む。

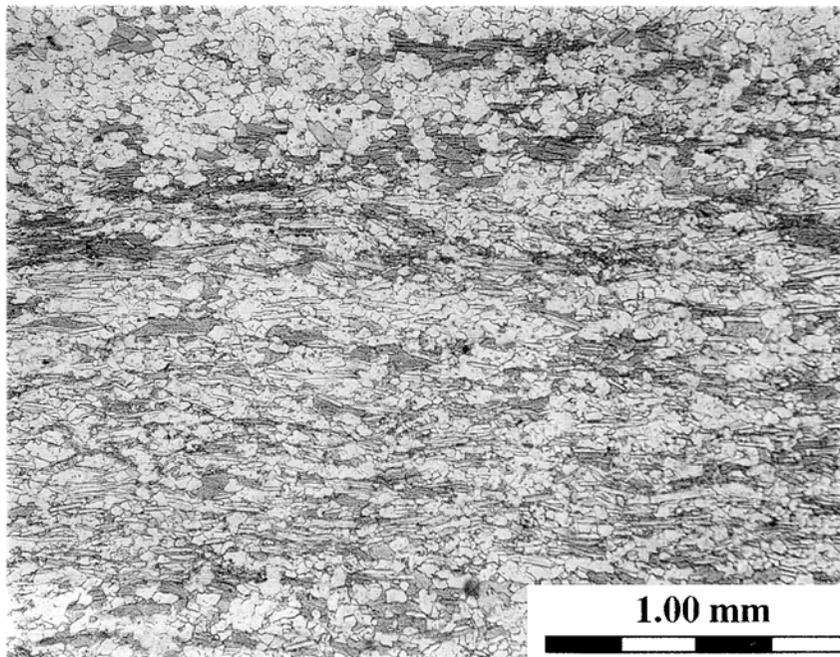


第13図 黒雲母粘板岩の薄片写真(筑波変成岩類) (八郷町高倉北方)
暗色部は主に黒雲母、白色部は主に石英・斜長石・白雲母からなる。

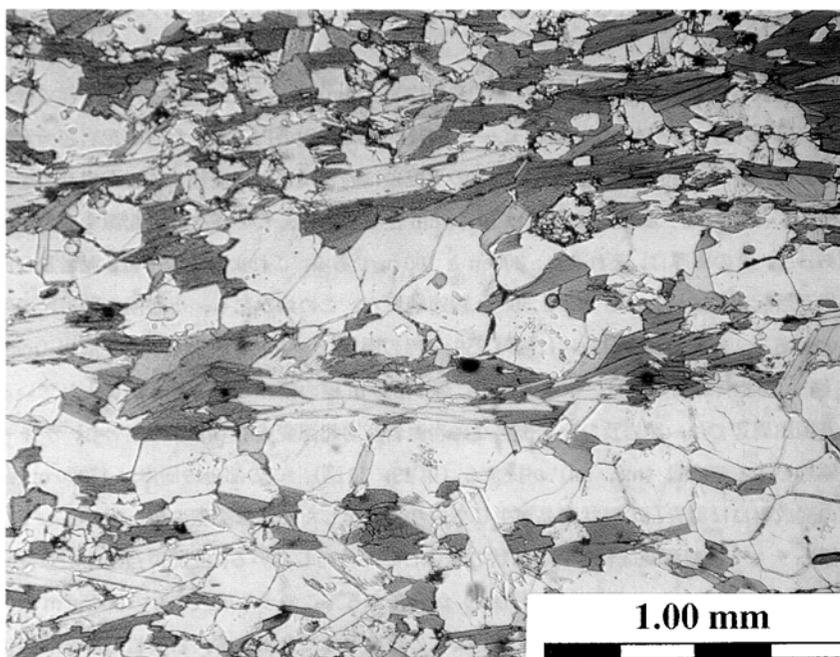
黒雲母片岩 黒色を呈し、片理が発達する。黒雲母の濃集した層と石英・斜長石の濃集した層が、幅 0.5-1.0 mm 程度の厚さで繰り返す縞状構造が発達する。黒雲母の点紋は見られなくなる。後述する珪線石アイソグランド付近では、黒雲母片岩中に紅柱石の斑状変晶が生じている場合がある。主要構成鉱物は黒雲母・石英・斜長石・白雲母で、カリ長石が含まれる場合がある。鏡下では、黒雲母と白雲母は定向配列を示す(第 14 図)。その方向は層理面や葉理面に平行である。黒雲母・白雲母とも板状結晶で、その大きさは 0.2×0.05 mm 程度である。石英・斜長石は他形で、径 0.08 mm 程度の大きさである。このほかに副成分鉱物として、炭質物・電気石・ジルコン・不透明鉱物を含む。

黒雲母片麻岩 黒色を呈し、黒雲母の濃集した層と石英・斜長石の濃集した層が、幅 2-5 mm 程度の厚さで繰り返す縞状構造が発達する。主要構成鉱物は、黒雲母・石英・斜長石・カリ長石・白雲母・珪線石(フィブロライト)である。鏡下では、黒雲母・白雲母は定向配列を示す(第 15 図)。その方向は層理面と平行である。黒雲母・白雲母は板状結晶で、0.4×0.1 mm 程度の大きさである。石英・斜長石・カリ長石は他形で、径 0.2mm 程度の大きさである。カリ長石は部分的に白雲母に置換されている。珪線石は石英や白雲母中に包有されていることが多い。このほかに副成分鉱物として、炭質物・ジルコン・不透明鉱物を含む。

[砂岩を原岩とする変成岩 (ms)] 灰色ないし灰白色を呈す。基本的な構成鉱物は泥岩を原岩とする変成



第14図 黒雲母片岩の薄片写真(筑波変成岩類) (八郷町弓弦)
暗色部は主に黒雲母、白色部は主に石英・斜長石・白雲母からなる。



第15図 黒雲母片麻岩の薄片写真(筑波変成岩類) (つくば市清水南方)
 暗色部は主に黒雲母，白色部は主に石英・斜長石・白雲母・カリ長石からなる。

岩と同じであるが，石英・斜長石の量が多い。また，泥岩起源の変成岩に比べ，片理や縞状構造の発達
 が弱い。低変成度では，原岩を反映して泥岩を原岩とする変成岩と比べて構成鉱物の粒度が粗粒である。
 また，明らかに砕屑粒子と思われる粒子を含む。高変成度の部分では，砕屑粒子は見られなくなり，ま
 た再結晶が進んで，泥岩の変成鉱物が粗粒化するために粒度だけからでは泥岩起源の変成岩と区別がし
 にくくなる。

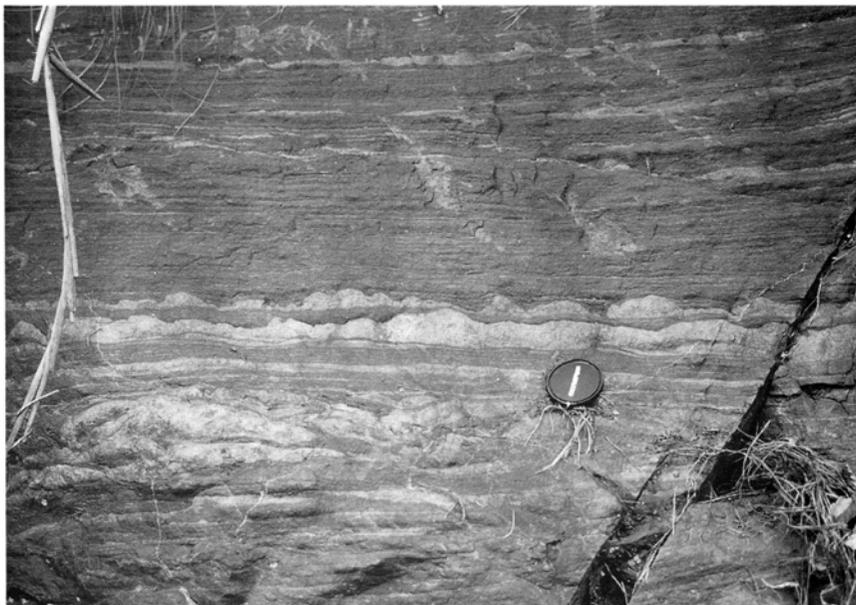
Ⅲ. 3 吾国山変成岩類

分布 石岡市^{まいえ}真家から笠間市吾国山にかけて分布する。大和村雨引観音付近にも小規模に分布する。

層序・産状 吾国山変成岩類の層厚は上限下限が不明であるが，見かけの層厚は6,500 m 以上である。
 第7図に柱状図を示す。下部は泥岩ないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (mm) を主とし，
 中部には砂岩ないし砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (ms) が発達する。上部にはチャート
 や石灰岩起源の変成岩 (mc, ml) が挟まる。全体的に見て下・中部層は砂岩泥岩互層からなる整然層を
 主とし，上部層ではこれにチャート・石灰岩を含むメランジュ相からなる。このように本層は岩相から
 いくつかの部層に区分すべきであるが，上部層は一般に変成作用による再結晶作用が進行しており，原
 岩の構造を識別することが困難な場合が多いので，一括して記載する。これらの岩相は本地域北東部に
 分布するジュラ紀末期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスである八溝層群笠間層の岩相に酷似してお

り、本変成岩類も笠間層と同様、ジュラ紀末期-白亜紀前期の堆積岩コンプレックスを原岩とすると考えられる。

下部層は泥岩及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層起源変成岩 (mm) からなる。厚さ 1-3 cm 程で、砂岩と泥岩が互層する (第 16 図)。部分的に、砂岩・チャートの径 1-3 cm 程の円礫を含む含礫泥岩起源変成岩を挟む。この部分の厚さは 2,200 m 以上である。この上位には砂岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層起源変成岩 (ms) が挟まる (第 17 図)。砂質部の厚さは 10-50 cm 程度である。このような砂岩起源変成岩が優勢な層は 2 層準あって、その層厚は、それぞれ、300 m と 100 m である。これより上位では、泥岩及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層起源変成岩 (mm) が、2,500 m 程連続する。このほかにも、小規模な砂岩起源変成岩が挟まることがある。岩間町長沢付近には層厚 250 m 程の層状チャートを原岩とする変成岩 (mc) が挟まる (第 18 図)。道祖神峠^{どうろくしん}付近では、本変成岩中に幅 1,500 m 程の斑れい岩 (Gb) が貫入している。その北西側の吾国山周辺では、泥岩及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層起源変成岩 (mm) を主とし、チャート及び石灰岩を原岩とする変成岩 (mc, ml) が挟まる (第 19, 20 図)。この部分の層厚は 1,200 m 程である。泥岩起源の変成岩には堇青石の斑状変晶が生じており、風化した面では突型の出っ張りとして認められる (第 21 図)。チャート起源変成岩はレンズ状の岩体として分布している。笠間市吾国山から笠間市寺口にかけて、4 枚ほどのチャート起源変成岩 (mc) が分布する。このうち最大のものは 150 m 程の層厚である。小規模なものは泥岩起源変成岩中にレンズ状の岩塊として含まれる。石灰岩起源変成岩は単独で泥岩起源の変成岩中にブロックとして入っているものと層状チャート起源変成岩と互層するものがある。このうちブロックとして入っている石灰岩起源変成岩 (ml) は笠間市沢^{なじはら}と笠間市南指原付近に分布する。層状チャート起源の変成岩と互層する石灰岩は笠間市寺口付近に分布し、最大 100 m 程の層厚で



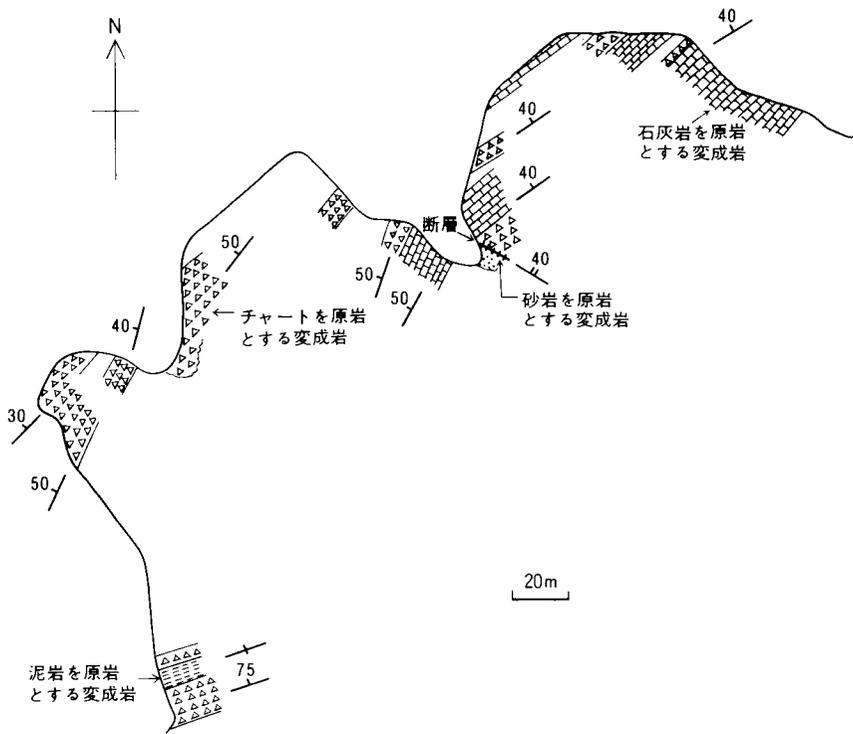
第16図 泥岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (mm, 吾国山変成岩類) (岩間町山崎)



第17図 砂岩優勢な砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩(ms, 吾国山変成岩類) (岩間町団子石峠南方)



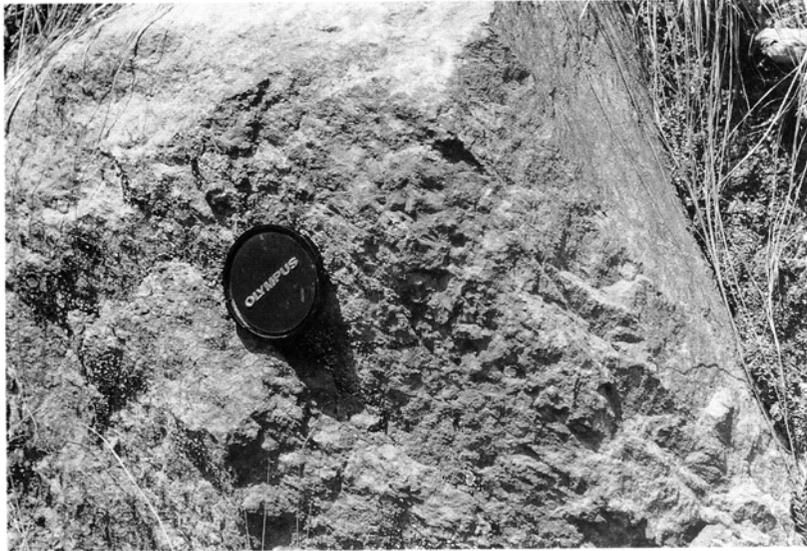
第18図 チャートを原岩とする変成岩(mc) (岩間町長沢)



第19図 チャート・石灰岩 (mc, ml)を原岩とする変成岩のルートマップ (吾国山北方林道)



第20図 石灰岩を原岩とする変成岩 (ml) (吾国山北方林道)



第21図 泥岩を原岩とする変成岩(mm, 吾国山変成岩類) (吾国山北方林道)

ある。雨引観音付近にも小規模だが本変成岩類が分布する。その大部分は泥岩を原岩とする変成岩(mm)である。

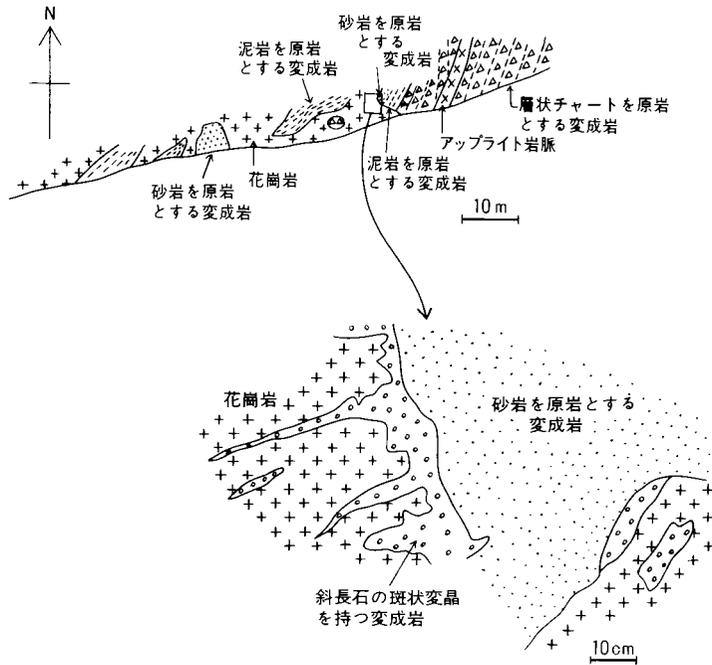
本変成岩類には花崗岩類が随所で貫入している。岩間町長沢の石切場ではチャート・砂岩を原岩とする変成岩中に加波山花崗岩(Ka1)が貫入するのが観察される(第22図)。この花崗岩は変成岩の多角形のブロックを包有しており、花崗岩の接触部付近の変成岩には斜長石の斑状変晶が生じている。全体的な傾向として、特に吾国山周辺で見られるように、花崗岩類はある高度以下に分布している。このことは、本変成岩類の北半分がこの花崗岩類のルーフペンダントであることを示している。

Ⅲ. 3. 1 吾国山変成岩類の岩相・岩石記載

吾国山変成岩類は泥岩、砂岩起源の変成岩を主とし、これにチャート、石灰岩起源の変成岩を伴う。

[泥岩を原岩とする変成岩(mm)] 変成度の上昇によって泥岩起源の変成岩の組織は変化する。低変成度のところでは、黒雲母粘板岩であるが、高変成度のところでは、黒雲母片岩である。構成鉱物の粒度はこの順に明らかに粗粒化する。真壁郡雨引観音付近では、部分的に黒雲母ホルンフェルスが見られる。以下に代表的な岩石の岩相を示す。鉱物組合せについては、変成作用の章で説明するのでここでは詳しく述べない。

黒雲母粘板岩 黒色を呈し、スレート劈開が発達する。スレート劈開は原岩の葉理や層理に平行である。しばしば、径1-2mm程度の黒雲母の点紋が見られる。これは細粒な黒雲母の集合体である。主要な構成鉱物は、黒雲母・白雲母・石英・斜長石である。ほとんど完全に再結晶作用が進行している。鏡下

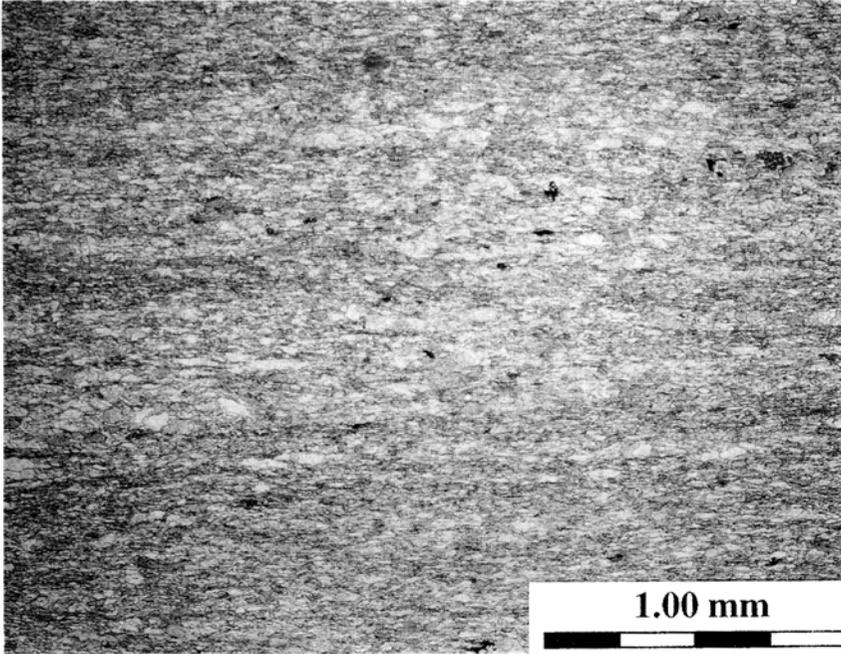


第22図 加波山花崗岩と変成岩の接触関係 (岩間町長沢石切場)

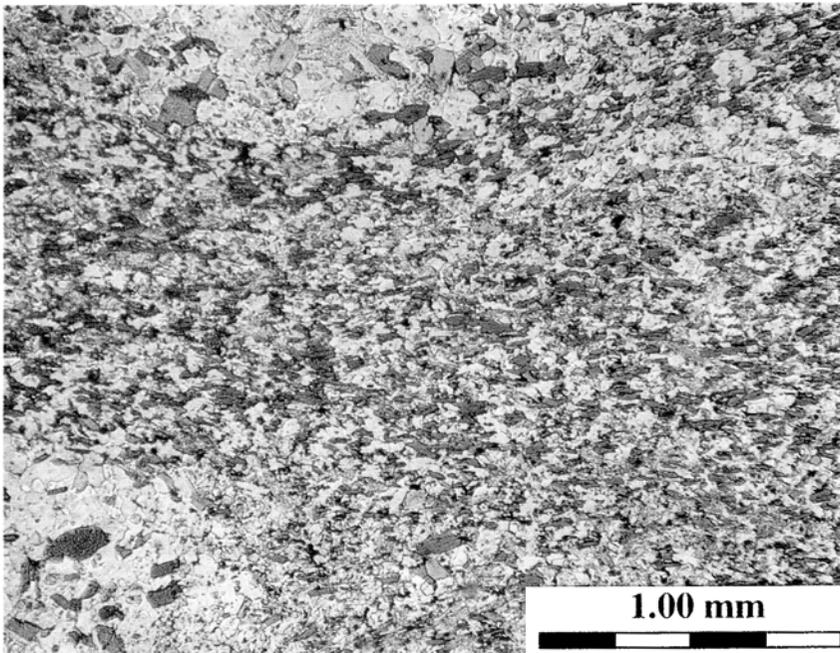
では黒雲母・白雲母は定向配列を示す(第23図)。その向きは葉理面に平行である。黒雲母と白雲母は板状の形態を示し、 $0.05 \times 0.01 \text{ mm}$ 程度の大きさである。石英と斜長石は、他形で、径 0.05 mm 程度の大きさである。このほかに、炭質物・不透明鉱物・炭酸塩鉱物・電気石を少量含む。

黒雲母片岩 黒色ないし黒灰色を呈し、片理が発達する。黒雲母の濃集した層と石英・斜長石の濃集した層が、幅 $0.5\text{--}1.0 \text{ mm}$ 程度の厚さで繰り返す縞状構造が発達する。しばしば、径 $2\text{--}3 \text{ mm}$ 程度の堇青石斑状変晶が見られる。主要な構成鉱物は、黒雲母・堇青石・白雲母・石英・斜長石・カリ長石である。鏡下では、黒雲母は定向配列を示す(第24図)。その方向は葉理面に平行である。黒雲母は板状結晶で、 $0.1 \times 0.02 \text{ mm}$ 程度の大きさである。白雲母はその分布が不均一で、同じ薄片内でも多量に分布するところとほとんど存在しないところがある。斑状変晶として出現する堇青石は、鏡下では黒雲母・白雲母の集合体に置換されていることが多い。石英・斜長石・カリ長石は他形で、径 $0.05\text{--}0.1 \text{ mm}$ 程度である。カリ長石は部分的に白雲母に置換されることが多い。このほかに、炭質物・不透明鉱物・ジルコンを少量含む。

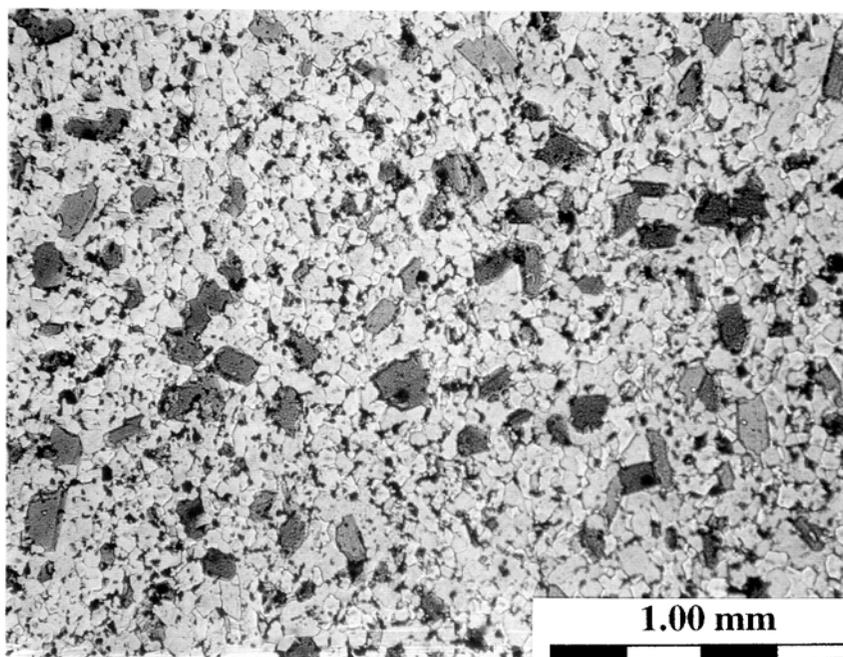
黒雲母ホルンフェルス 黒色を呈し、緻密で堅い。花崗岩類との接触部付近に局所的に見られる。変成鉱物の粒度は黒雲母片岩としたものとはほぼ同じであるが、片理が全く発達しない。主要な構成鉱物は、黒雲母・堇青石・石英・斜長石・カリ長石である。少量の白雲母を含むことがある。鏡下では、黒雲母は方向性を持たない板状結晶で、径が $0.1\text{--}0.2 \text{ mm}$ 程度である(第25図)。石英・斜長石・カリ長石は他



第23図 黒雲母粘板岩の薄片写真(吾国山変成岩類) (岩間町山崎)
暗色部は主に黒雲母, 白色部は主に石英・斜長石・白雲母からなる.



第24図 黒雲母片岩の薄片写真(吾国山変成岩類) (八郷町道祖神峠南方)
暗色部は主に黒雲母, 白色部は主に石英・斜長石・白雲母からなる.



第25図 黒雲母ホルンフェルスの薄片写真(吾国山変成岩類) (大和村雨引観音)
 暗色部は主に黒雲母, 白色部は主に石英・斜長石・カリ長石・堇青石からなる.

形で, 径が 0.1mm 程度である. 堇青石も他形で, しばしば双晶をなす. 径は 0.1 mm 程度である. 白雲母は, ごく少量存在し, 板状結晶で, 径は 0.1 mm 程度である. このほかに, 炭質物・不透明鉱物・電気石・ジルコン・りん灰石が少量含まれる.

[砂岩を原岩とする変成岩 (ms)] 灰色ないし灰白色を呈す. 泥岩起源の変成岩に比べ, 片理や縞状構造の発達が弱い. 低変成度のところでは泥岩起源の変成岩に比べ原岩を反映して粗粒であるが, 高変成度では両者の粒度の差は小さくなる. 主要な構成鉱物は泥岩起源の変成岩のそれと同じであるが, 石英と斜長石の量比が多い. 低変成度では石英・斜長石の碎屑粒子が見られるが高変成度ではほとんどなくなる.

[チャートを原岩とする変成岩 (mc)] 白色ないし灰白色を呈し, 緻密で堅い. 原岩は層状チャートである. 変成作用により粗粒な石英の集合体に変化している. 鏡下ではほとんど石英からなり, 少量の黒雲母・白雲母・不透明鉱物を含む. 石英は他形で, 径 0.5 mm 程度である. 黒雲母・白雲母は板状結晶で, 0.04×0.01 mm 程度の大きさである.

[石灰岩を原岩とする変成岩 (ml)] 白色を呈する. 炭質物を多く含み黒色を呈する部分もある. 鏡下ではほとんど方解石からなり, 少量の白雲母・不透明鉱物を含む. 方解石は他形で, 径 1-2 mm 程度である.

稲田花崗岩との分布域に近い笠間市寺口付近では、チャートを原岩とする変成岩と互層し、チャートとの接触部付近では、緑色を呈するスカルン類似の岩石が生じている。この岩石は、鏡下では、ざくろ石・単斜輝石・珪灰石・石英からなる。ざくろ石は径1-2 mm程度の他形の結晶である。単斜輝石は径1 mm程度の短柱状結晶である。珪灰石は0.5×0.1 mm程度の柱状結晶である。石英は他形で、径0.5 mm程度である。このほかに不透明鉱物が少量含まれる。ざくろ石・単斜輝石に包有されて少量の白雲母・炭酸塩鉱物が存在する。

III. 4 地質構造

八溝層群笠間層も含めた全体の構造は北東-南西方向の走向で北に50°-70°傾斜している。

〔筑波変成岩類〕筑波変成岩類は筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩の南東側をとりまくように分布している。この分布の中央付近に東北東-西南西方向に軸を持つ1対のシンフォームとアンチフォームが存在する。シンフォーム南東側では層理面の走向・傾斜はN60°-70°Eで、60°-80°Nである。シンフォーム北西側では、走向は共通するが、傾斜が10°-30°Sとなる。

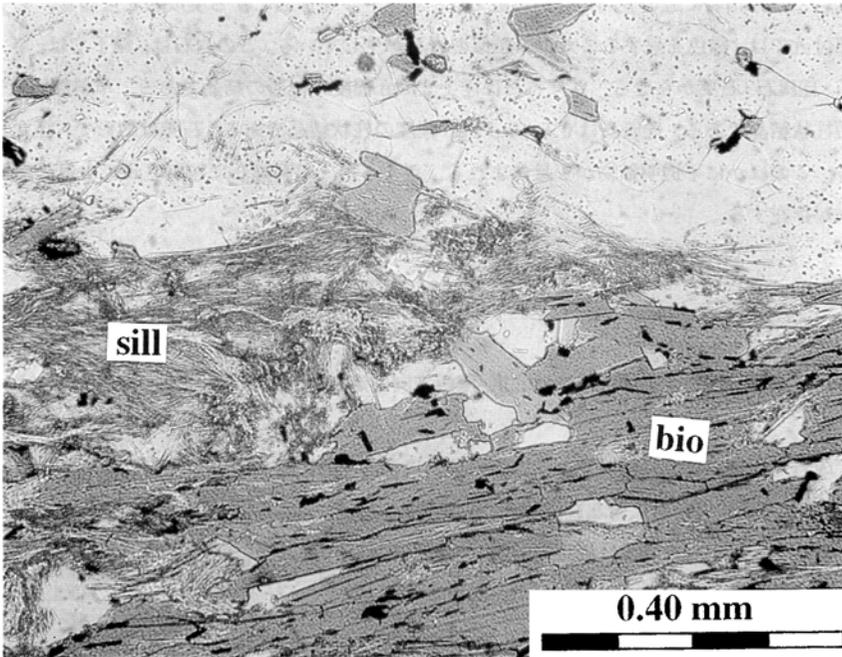
〔吾国山変成岩類〕本変成岩類はその北東に分布する八溝層群笠間層の延長と考えられる。構造も笠間層と大変似ている。一般的な層理面の走向・傾斜はN40°-50°E、60°-45°Nである。分布域南東部の石岡市真家付近では傾斜が急であり、花崗岩のルーフペンダントとなっている吾国山周辺ではやや緩傾斜になっている。

III. 5 変成作用

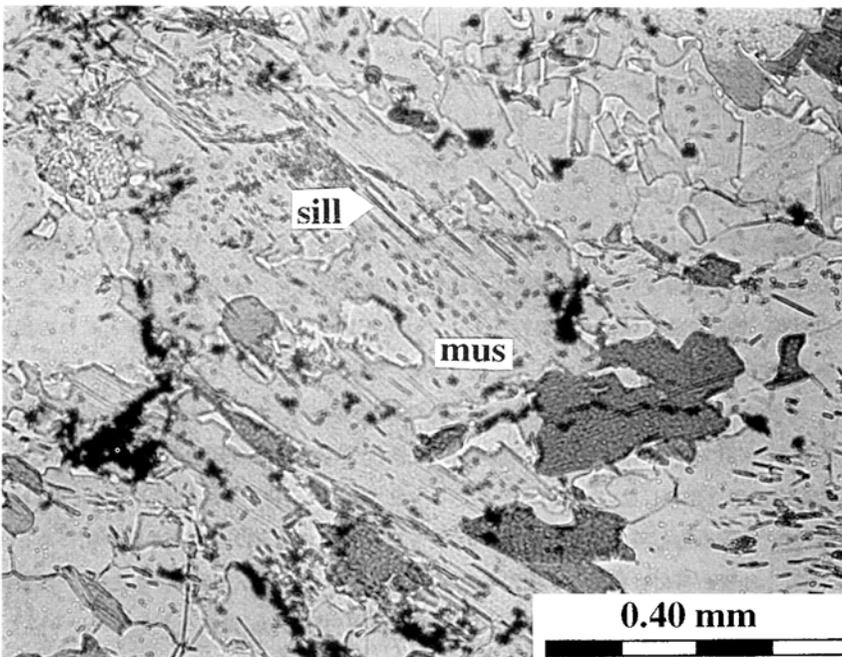
鉱物組合せと変成分帯

筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の変成分帯は、泥岩及び砂岩を原岩とする変成岩の鉱物組合せに基づいて行った。以下に筑波変成岩類と吾国山変成岩類の鉱物組合せと変成分帯の結果を示す。

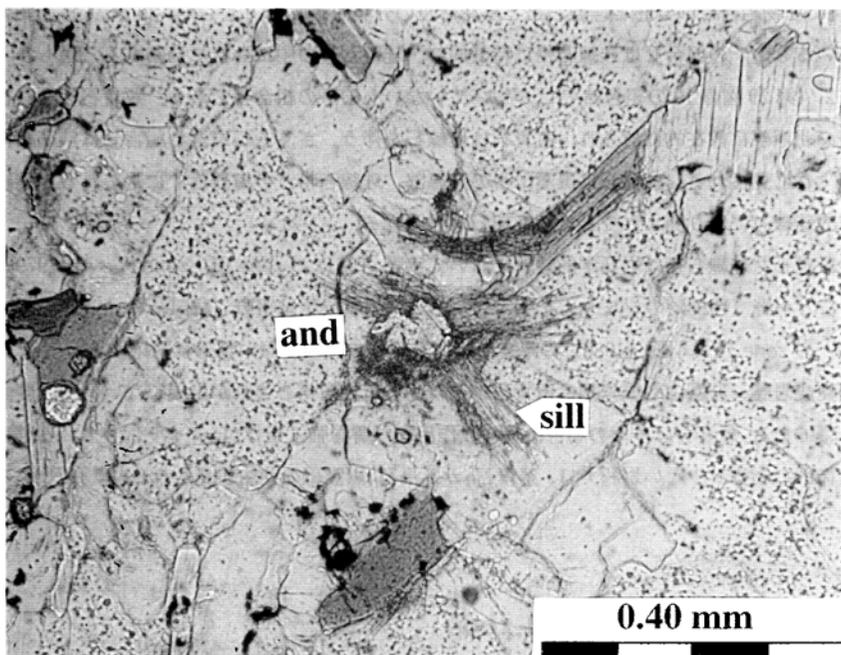
筑波変成岩類 筑波変成岩類は、珪線石（フィブロライト）の出現する珪線石帯とこれの出現しない低変成度側の黒雲母帯の2帯に分帯することができる。珪線石の産状は大きく2つに分けることができる。1つは、黒雲母から放射状に伸びるように成長しているもので、マトリックスのほかの鉱物と平衡にあるように見える（第26図）。この場合、珪線石-カリ長石-黒雲母の鉱物組合せが特徴的である。このような岩石では白雲母は存在しないか、あってもごく少量であって、特定の層やドメインに濃集している。もう1つは、常に白雲母や石英に包有されるもので、マトリックスのほかの鉱物と非平衡にあるように見える（第27図）。珪線石帯には堇青石も出現するが、この場合、堇青石-珪線石-カリ長石-黒雲母の鉱物組合せを持つ。珪線石が出現し始める珪線石アイソグランド付近では、紅柱石が生じていることがある。紅柱石はこのほかにも珪線石帯において放射状に成長した珪線石に取り囲まれて出現する場合がある（第28図）。



第26図 珪線石と黒雲母の共生 (つくば市つくばねゴルフ場南方) sill : 珪線石, bio : 黒雲母



第27図 白雲母に包有される珪線石 (つくば市清水南方) sill : 珪線石, mus : 白雲母



第28図 紅柱石の周囲に生じた珪線石 (つくば市不動峠) and : 紅柱石, sill : 珪線石

珪線石帯に見られる鉱物組合せは以下の通りである。

- t-1. カリ長石+珪線石+黒雲母±白雲母±紅柱石(周囲に珪線石が放射状に成長する紅柱石, 白雲母に包有される紅柱石)
- t-2. カリ長石+黒雲母+白雲母+珪線石(白雲母, 石英に包有される珪線石)±紅柱石(白雲母に包有される紅柱石)
- t-3. 黒雲母+白雲母+珪線石(白雲母, 石英に包有される珪線石)
- t-4. 黒雲母+白雲母
- t-5. カリ長石+黒雲母+白雲母
- t-6. カリ長石+黒雲母
- t-7. カリ長石+黒雲母+珪線石+堇青石±白雲母
- t-8. 黒雲母+堇青石+白雲母+珪線石(白雲母, 石英に包有される珪線石)
- t-9. カリ長石+黒雲母+堇青石+珪線石+ざくろ石
- t-10. カリ長石+黒雲母+堇青石+ざくろ石

黒雲母帯で見られる鉱物組合せは以下の通りである。

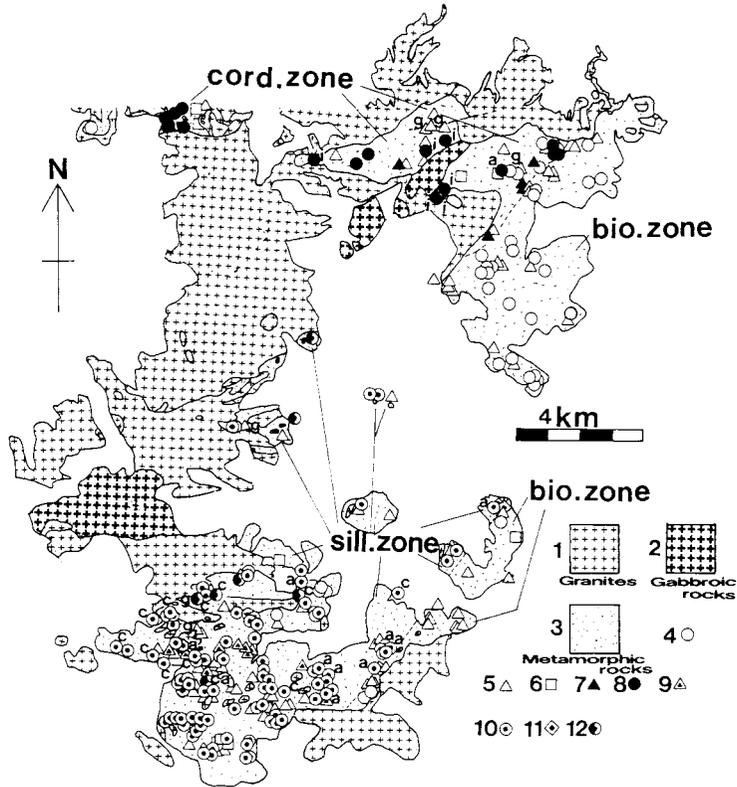
- t-11. 黒雲母+白雲母
- t-12. カリ長石+黒雲母+白雲母
- t-13. カリ長石+黒雲母+紅柱石+白雲母

上記の鉱物のほかに, すべて石英・斜長石・炭質物・不透明鉱物を含む。

第 29 図に鉱物組合せの分布と珪線石帯と黒雲母帯の分布を示した。t-1 (第 29 図の 10 の組合せで C がついているもの) の組合せは珪線石帯に特徴的で、珪線石帯の中に島状に分布する。最も多く見られるのは t-2 (第 29 図の 10 の組合せで C がついていないもの) の組合せである。堇青石を含む組合せは珪線石帯の北西部に散在的に見られ、堇青石は珪線石を伴う。ざくろ石を含む組合せは珪線石帯の北西部にごくまれに見られる。紅柱石は黒雲母帯の高温部、珪線石帯との境界近くに限られる。珪線石帯でも白雲母や珪線石に取り囲まれてまれに紅柱石が見られる。

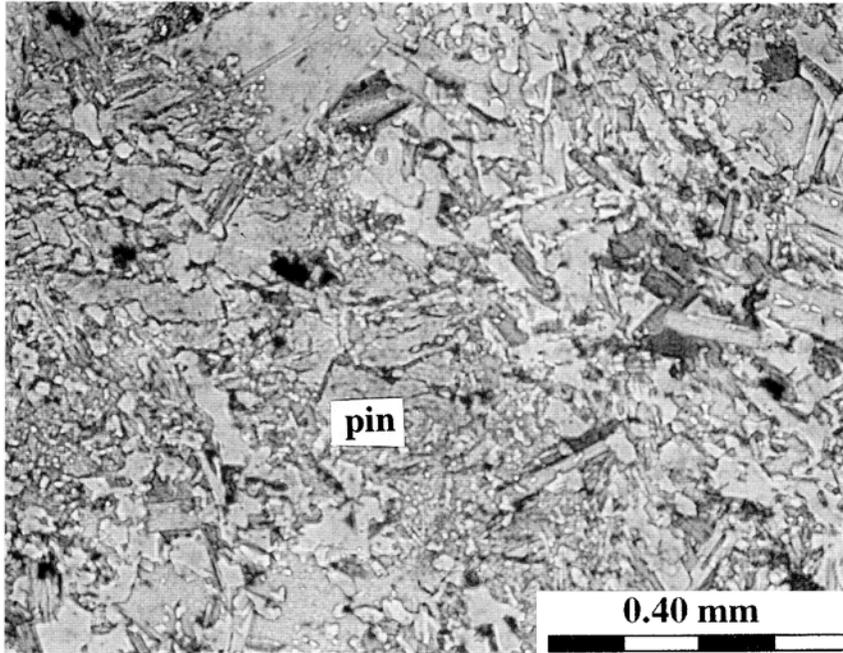
ここで設定した珪線石帯は岩石学的性質において宇野 (1961) の zone III, zone IV, 柴 (1979) の zone B, zone C と小野 (1986) のシリマナイト帯に対応し、黒雲母帯は宇野 (1961) の zone I, zone II, 柴 (1979) の zone A と小野 (1986) の黒雲母帯で堇青石の出現しない部分に対応する。

吾国山変成岩類 吾国山変成岩類は堇青石が出現する堇青石帯とこれが出現しない低変成度側の黒雲母帯に分帯できる。堇青石は多くの場合後退変成作用の影響を強く受け、ピナイト化している(第 30 図)。後退変成作用の影響が少ない岩石では、堇青石-カリ長石-黒雲母の共生が見られる(第 31 図)。このよう

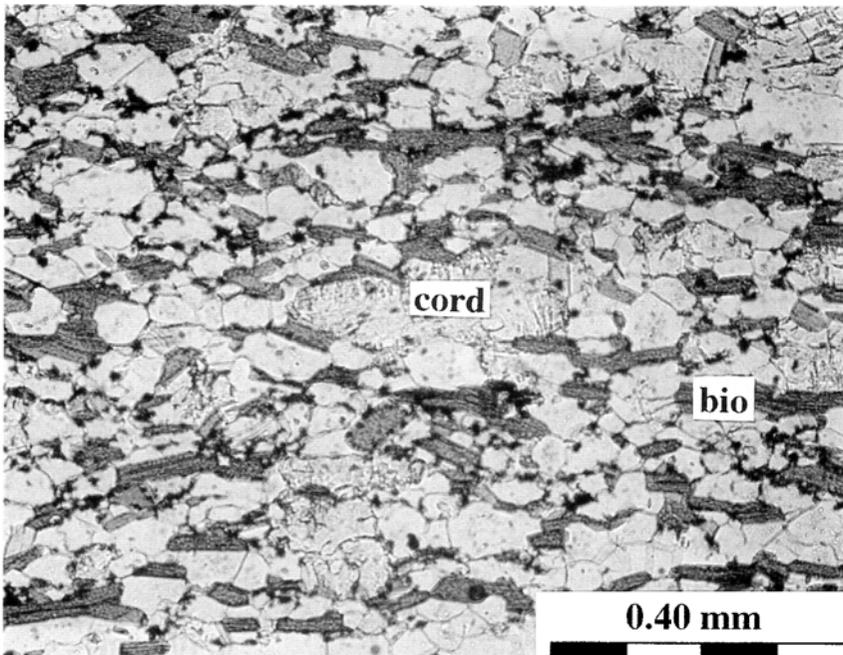


第29図 筑波変成岩類と吾国山変成岩類の変成分帯と鉱物組合せの分布

1:花崗岩類, 2:斑れい岩類, 3:変成岩類, 4:黒雲母+白雲母, 5:カリ長石+黒雲母+白雲母, 6:黒雲母+カリ長石, 7:堇青石+黒雲母+白雲母, 8:カリ長石+堇青石+黒雲母+/-白雲母, 9:珪線石+黒雲母+白雲母, 10:カリ長石+珪線石+黒雲母+/-白雲母, 11:カリ長石+紅柱石+黒雲母+白雲母, 12:カリ長石+珪線石+堇青石+黒雲母+/-白雲母, a:白雲母・堇青石・珪線石に包有される紅柱石, c:白雲母が全く入っていないか極希な岩石, g:ザクロ石を含む岩石, i:セクター双晶を示す堇青石 (宮崎ほか, 1992)



第30図 ピナイト化した堇青石 (岩間町西寺) pin : ピナイト



第31図 堇青石と黒雲母とカリ長石の共生 (大和村雨引観音)
 cord : 堇青石, bio : 黒雲母 白色部は堇青石・カリ長石・石英・斜長石からなる。

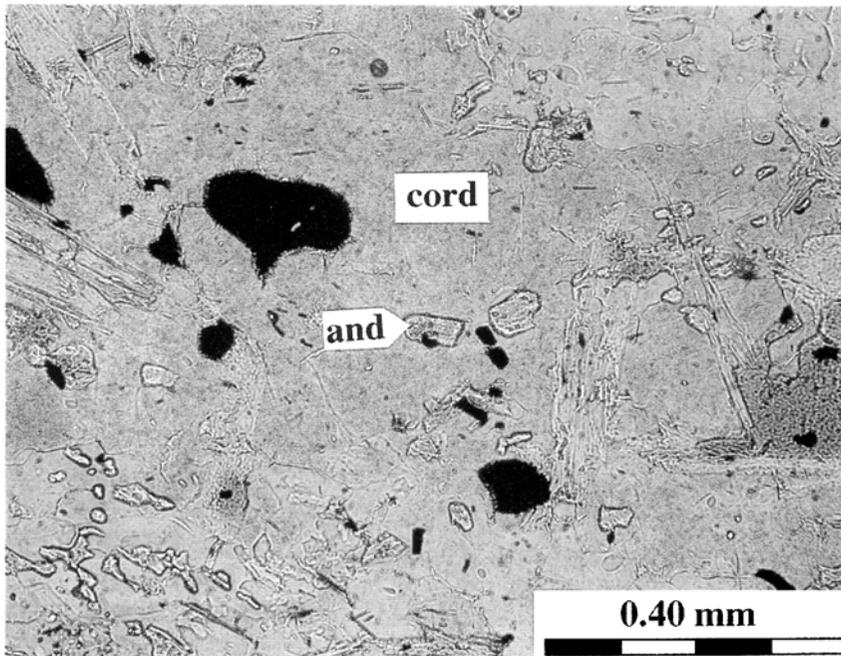
な岩石では白雲母はないか、あってもごく少量である。花崗岩体の近傍では集片双晶を示す堇青石（第29図の8の組合せにiがついているもの）やその仮像が出現する。堇青石はその内部にポイキリティックにほかの鉱物を包有することが多い。堇青石が出現し始める堇青石アイソグラッド付近では、紅柱石は堇青石の包有物としてまれに存在する（第29図の8の組合せにaがついているもの、第32図）、この場合、マトリックスには含まれない。堇青石斑状変晶内部において、カリ長石-紅柱石-黒雲母の共生がみられる。

堇青石帯の鉱物組合せは以下に示すとおりである。

- a-1. カリ長石+堇青石+黒雲母±白雲母
- a-2. 堇青石+黒雲母+白雲母
- a-3. カリ長石+堇青石+黒雲母+紅柱石（堇青石に包有される紅柱石）±白雲母
- a-4. カリ長石+ざくろ石+黒雲母+白雲母
- a-5. ざくろ石+黒雲母
- a-6. 黒雲母+白雲母
- a-7. カリ長石+黒雲母+白雲母
- a-8. カリ長石+黒雲母

黒雲母帯の鉱物組合せは以下に示すとおりである。

- a-9. 黒雲母+白雲母
- a-10. カリ長石+黒雲母+白雲母



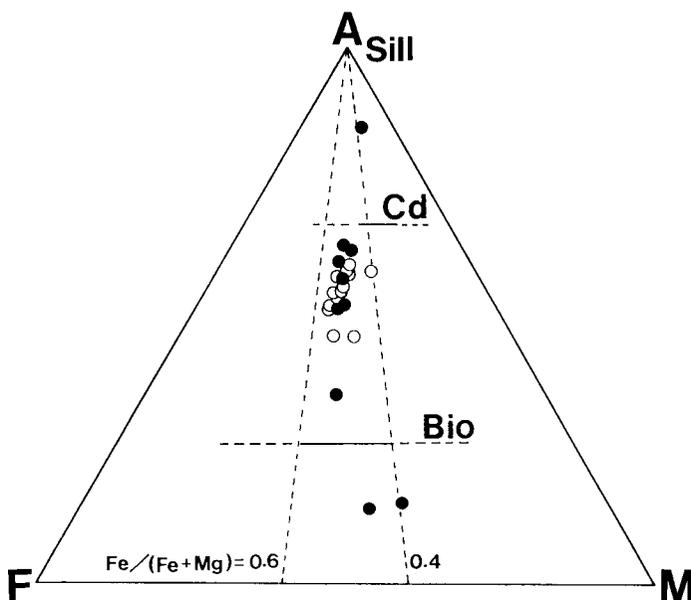
第32図 堇青石に包有される紅柱石（岩間町長沢） cord：堇青石，and：紅柱石

上記の鉱物組合せのほかに、すべて石英・斜長石・炭質物・不透明鉱物を含む。吾国山変成岩類は、小野（1986）により筑波変成岩と一括して全域が黒雲母帯とされた。小野（1986）の黒雲母帯の一部に堇青石が広く分布する堇青石帯が識別できる（第29図）。

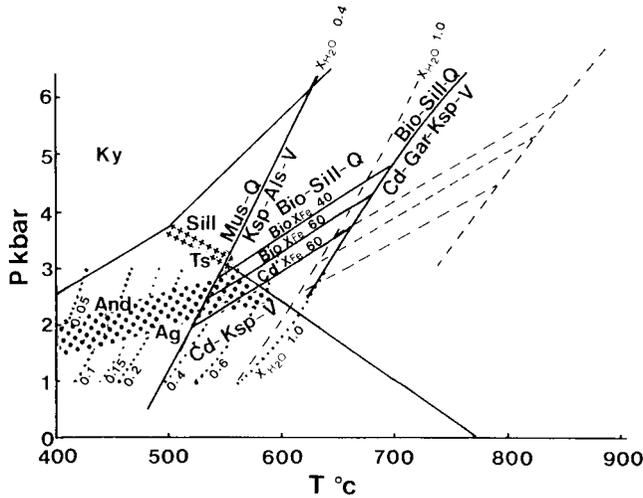
温度圧力条件と変成作用

筑波変成岩類と吾国山変成岩類の温度圧力条件は、変成岩の全岩分析値、鉱物組合せ、鉱物間の包有関係から推定される。両地域に分布している泥岩及び砂岩の全岩の $Fe/(Fe+Mg)$ は 0.4-0.6 の間ではほぼ同じであり、AFM 図上でも同じ領域に入る（第33図）。第34図に宮崎ほか（1992）が見積もった珪線石が出現し始める珪線石アイソグラッドと堇青石が出現し始める堇青石アイソグラッドの温度・圧力条件を示した。この図より筑波変成岩類の珪線石アイソグラッドの温度圧力は、 $T=500^{\circ}C$ 、 $P=3.5\text{ kbar}$ から $T=550^{\circ}C$ 、 $P=3\text{ kbar}$ である。また、吾国山変成岩類の堇青石アイソグラッドの温度・圧力条件はの範囲は、 $T=400^{\circ}C$ 、 $P=2.0\text{ kbar}$ から $T=550^{\circ}C$ 、 $P=3.0\text{ kbar}$ を結ぶ線分と、 $T=400^{\circ}C$ 、 $P=1.5\text{ kbar}$ から $T=580^{\circ}C$ 、 $P=2.5\text{ kbar}$ を結ぶ線分で挟まれた領域になる。

第35図にこの地域の温度構造を示した。北に行くほど高温の領域が狭くなる傾向はあるが、全体として高温の領域は花崗岩類の分布に調和的である。宇野（1961）は筑波変成岩類のアイソグラッドと変成岩類の構造が一致していることより、これらが広域変成作用によって生じたものとした。しかし、宮崎ほか（1992）や柴（1979）にみられるように、変成岩の地質構造とアイソグラッドは無関係である。宇野（1961）が高変成度部で片麻岩と呼んだものは、柴（1979）によれば原岩の堆積構造が強調された縞



第33図 筑波変成岩類及び吾国山変成岩類の全岩化学組成の AFM 図
A=Al-K-Na-2Ca, F=Fe²⁺, M=Mg 黒丸：筑波変成岩類, 白丸：吾国山変成岩類, Sill:珪線石, Bio:黒雲母,
Cd:堇青石 全岩組成データ: Sugi (1930), 柴 (1979) と通商産業省・資源エネルギー庁 (1987) (宮崎ほか, 1992)

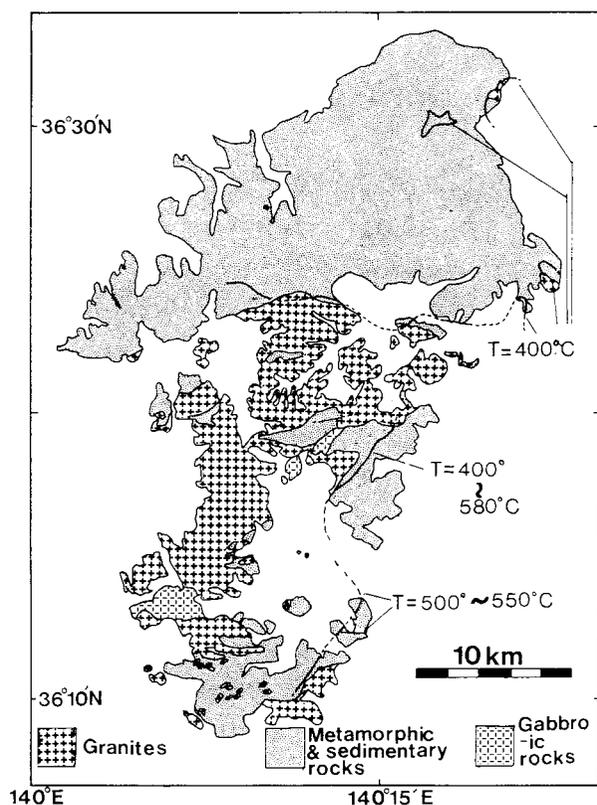


第34図 筑波変成岩類と吾国山変成岩類の温度圧力推定

Ts : 筑波変成岩類の珪線石アイソグランド, Ag : 吾国山変成岩類の堇青石アイソグランド, 藍晶石-珪線石-紅柱石の平衡曲線は Holdaway (1971). 黒雲母-珪線石-堇青石-カリ長石-石英-水, 白雲母-石英-カリ長石-珪線石-水, 黒雲母-珪線石-堇青石-ざくろ石-カリ長石-水の平衡曲線は Holdaway and Lee (1977). 白雲母-石英-カリ長石-紅柱石-水の平衡曲線は, Kerrick (1972) の実験結果と Robie and Waldbaum (1986) と Burnham et al. (1969) のエンタルピーデータより計算して求めた. (宮崎ほか, 1992)

状岩である。また、筑波変成岩類に貫入する花崗岩類の周囲にのみ、長野県高遠-塩尻地方の領家変成岩（小野，1969）にみられるような低下変成作用が強く進行したという痕跡はない。したがって、花崗岩類の貫入前に広域的な変成作用があったとする積極的な根拠はなく、むしろ接触変成岩の性格が強い。吾国山変成岩類が花崗岩類のルーフペンダントであり明らかな接触変成岩であること（通商産業省，資源エネルギー庁，1987）と考え合わせると、第35図にみられるような温度構造は花崗岩類の貫入に伴う接触変成作用の結果できたものであると考える方がよい。

変成作用の温度圧力条件を推定した結果は、筑波変成岩類と吾国山変成岩類はそれぞれ異なる圧力下で形成されたことを示している。この地域の変成岩類の温度構造は花崗岩マグマの熱によって決定された。本地域の花崗岩類は短い期間（3 Ma 以内）に貫入し、固結した複数の岩体からなる（Arakawa and Takahasi, 1988）。したがってその周りに形成される温度構造もいくつかの短い異なる時期に形成されたものが重なり合った可能性が高い。筑波山地域と吾国山地域の変成圧力の違いは、花崗岩マグマの貫入した深度の違いで説明される。両地域で高温の帯である堇青石帯と珪線石帯の幅を比較すると吾国山地域の方が明らかに狭い（第35図）。吾国山地域からその北方にかけて泥質岩中の炭質物の石墨化度が測定されている（通商産業省，資源エネルギー庁，1988）。第35図では、石墨化度30が400°Cに相当する（田切，1986）として等温線を引いた。吾国山地域とその北方地域は、筑波山地域に比べ高温域が明らかに狭い（第35図）。この要因は以下のように考察することができる。すなわち、吾国山地域以北は、地殻のより浅部で温め、もともと周囲の温度が低かった。そこに高温の花崗岩マグマが貫入し、これが急激に冷やされたため接触変成作用の領域がそれほど広く発達しなかった。実際に吾国山地域の北部では、稲田花崗岩は変成岩類と急冷縁を持って接しているのが観察される（高橋，1982 a）。一方、南部の筑波山



第35図 筑波山塊周辺の変成岩類の温度構造 (宮崎・笹田・服部, 1992)

地域は地殻のより深部であったため、複数の花崗岩マグマの通り道になっていた可能性がある。最初の花崗岩が定置した後も、これらの花崗岩マグマから熱が供給され、接触変成作用の領域がより広がったとすると、本地域の北部と南部での高温の変成作用の及んだ領域の違いを説明可能である。実際に本地域には短い期間に貫入した多数の花崗岩体が識別されている (高橋, 1982a)。

Ⅲ. 6 斑れい岩に捕獲される変成岩 (地質図では省略)

筑波トンネル内において、斑れい岩に捕獲される変成岩が確認された。この変成岩は筑波トンネル内の切り羽 (第38図の地点番号9) において発見された。斑れい岩中に幅1-2m程のシート状の形態で、上・下の斑れい岩に挟まれる。幅20-30cm程の白色を呈する砂質の部分が黒色を呈する泥質の部分に数層挟まる。この砂質の部分は一部でブーゲン化している。

泥質の部分は、鏡下では、石英・斜長石・黒雲母を主要構成鉱物とし、少量のジルコン・りん灰石・不透明鉱物を伴う。筑波変成岩類の高変成度の部分の泥岩起源変成岩と比較すると、石英・黒雲母の粒径がより細粒である。石英の粒径は、0.05-0.2mm程度で、黒雲母は、0.1×0.05mm程の板状結晶であ

る。また、筑波変成岩類と異なり、斜長石は斑状変晶をなす。その粒径は、粗粒で、0.5-1.5 mm 程度である。黒雲母の弱い定向配列が認められる。この黒雲母の弱い定向配列と若干斜交する剪断面が良く発達し、石英粒子はこの面に沿って細粒化している。また、剪断面には、細粒の黒雲母が多量に生じている。斜長石斑状変晶にも、割れ目が発達し、これに沿って極細粒の白雲母が生じている。

砂質の部分では、全体に鉱物粒子が粗粒である。鏡下では、主要構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母で、少量のジルコン・りん灰石・電気石・不透明鉱物を伴う。泥質の部分に比べ、石英の量が多く、黒雲母の量が少ない。石英・斜長石・カリ長石の粒径は、0.5-1.0 mm 程度である。石英は波動消光を示す。カリ長石は、部分的に白雲母に置換される。黒雲母の粒径は、 0.2×0.05 mm 程度である。部分的に緑泥石に交代されている。黒雲母の定向配列は観察されず、粗粒結晶が脆性変形によって湾曲しているのが観察される。剪断面が多数発達し、剪断面に沿って、石英粒子の細粒化が観察され、細粒の黒雲母が生じている。

以上の観察結果から、筑波変成岩類と本捕獲岩とはいくつかの相違点があることが分かる。1つ目は、泥岩起源の変成岩を比べた場合、筑波変成岩類の高変成度の部分に比べ変成鉱物の粒度がより細粒である点。2つ目は、泥質の捕獲岩では、特徴的に斜長石の斑状変晶が発達する点。3つ目は、本捕獲岩は、全体的に、剪断作用を被っている点。4つ目は、剪断面に沿って、細粒の黒雲母が多量に生じている点である。以上の相違点はあるものの、筑波変成岩類と本捕獲岩の成因の違いを明確にするには、明らかに情報が不足している。

本捕獲岩の存在から得られる重要な結論として、以下のようなことが考えられる。次章で述べるように、捕獲岩を含む斑れい岩は、本地域に広く分布する筑波花崗岩より先に貫入したと考えられる。捕獲岩として、泥岩及び砂岩起源の変成岩を含むということは、斑れい岩は、泥岩及び砂岩若しくはこれらの変成したものの中に貫入してきたことを示している。

IV. 深 成 岩 類

(笹田政克)

IV. 1 研 究 史

筑波山及びその周辺に分布する深成岩類の研究の歴史は長く、古く明治時代にまで遡る。地質学的記事の最初のもは恐らく Brauns (1880) による *Meine ersten Streifzuge in Japan* であろう。彼はその中で筑波山南麓、白滝の溪間にある露頭の観察から、閃緑岩が花崗岩を貫いて進入していると述べている。1888年に出版された「水戸」図幅地質説明書(深成岩類は花崗岩と閃緑岩に区分)ではこの考え方を踏襲して、筑波山の閃緑岩(斑れい岩)と白滝の閃緑岩を同一のものとみなし、花崗岩より閃緑岩

(斑れい岩)の方が後で貫入したものであると述べている(山田, 1888)。

筑波山の斑れい岩と花崗岩について最初に詳細な研究を行ったのは大橋(1912)である。彼の論文は「筑波山の飛白岩様岩石、及び是と周囲の花崗岩との関係」と題されているが、飛白岩様岩石とは斑れい岩のことである。彼は地形学的、地質学的及び記載岩石学的手法を用い、筑波山の山頂から山麓にかけて分布する多種多様な岩石を調査し、深成岩類相互の関係特に斑れい岩と花崗岩の関係を整理するとともに、それらの成因論的考察を行っている。彼の野外観察及び岩石記載の結果は次のようにまとめられる。(1)花崗岩類と斑れい岩類の間には岩石学上明瞭なギャップがある。野外において両者は決して移化することはない。(2)花崗岩類の脈が斑れい岩類を貫くことはない。(3)斑れい岩類の脈が花崗岩類を貫くことはない。(4)花崗岩類中に斑れい岩類の接触変成の影響は見られない。(5)斑れい岩類は花崗岩類に対して周縁相を示す。(6)ペグマタイト及びアプライトは花崗岩類のみならず斑れい岩類も貫く。(7)斑れい岩類のうち斜長石角閃石からなる岩石(スペサルタイト)の脈が花崗岩類を貫くことはない。(8)花崗岩類中に石英黒雲母閃緑岩の捕獲岩がある。以上の観察結果に基づき、彼は斑れい岩類は花崗岩類より遅れて進入したものと推定し、更に深成岩類の成因について次のように考察した。(1)花崗岩類と斑れい岩類は初め同一かあるいは極めて類似したマグマから分化したものである。(2)花崗岩類の進入順に酸性となり、斑れい岩類は進入順に塩基性となる。つまり両者は逆方向に組成変化している。また、後で進入した岩石ほど不均質であり、枝分かれが多くまた後期のものほど多様性に富んでいる。

その後、地質調査所で広範囲の地質調査が行われるようになり、1927年に7万5千分の1「筑波」図幅が出版されている(佐藤, 1927)。この「筑波」図幅は本「真壁」図幅の南半分と重なる関係になっている。花崗岩類については、両雲母花崗岩、黒雲母花崗岩、斑状黒雲母花崗岩、アプライト質花崗岩、白雲母花崗岩・アプライト・ペグマタイト、球状花崗岩に区分し、斑れい岩類についてはウラル石斑れい岩、かんらん石斑れい岩、しそ輝石斑れい岩、スペサルタイト・ペグマタイトの記載を行った。花崗岩類の中では筑波山を取り囲む黒雲母花崗岩が古く、両雲母花崗岩は黒雲母花崗岩の接触変成岩に対して更に紅柱石、堇青石などの接触変成鉱物を生成させていることから、やや後の進入と推定されている。花崗岩類の中では岩脈上をなすアプライト、ペグマタイト、球状花崗岩は末期のものである。斑れい岩類と黒雲母花崗岩の関係は、その接触部が岩屑に覆われているため不明だが、岩株状の形態を持ち中心部にかんらん石斑れい岩・しそ輝石斑れい岩を有する斑れい岩類が黒雲母花崗岩中に貫入しているのではないかと考察している。なお、スペサルタイト、塩基性ペグマタイトは斑れい岩を貫く岩脈である。

「筑波」図幅の出版とほぼ同じ頃、杉による花崗岩類、変成岩類に関する一連の研究が行われている(杉, 1927, 1928; Sugi, 1930)。彼は平沢から龍神山にいたる地域(「真壁」図幅の南半分)の花崗岩類及び変成岩類について調査し、Injection-felsの成因に関連して花崗岩マグマと堆積岩類の相互作用の重要性を指摘した。また、黒雲母花崗岩中に見られる2種類の暗色包有物及び堆積岩の捕獲岩について記載した。暗色包有物の1つは白滝の溪流に露出するもので、角閃石及びAn成分に富む斜長石を含み、筑波山の斑れい岩に類似している。ほかの1つのタイプのものは主として黒雲母と斜長石からなる楕円体状あるいは不規則な形状のもので、長さは10 cm以下である。彼は両者とも花崗岩マグマの分化の初期に晶出したものの破片が包有されたものと考えた。

1930年代に入ると、その存在が岩崎(1915)により報告されて以来、その特異まれな産状により注目

されていた峰寺山西光院の球状岩についての研究が集中的に行われた(亙理, 1933; 河野, 1933; 吉木, 1933a, b). 彼らは変成岩の内核, 堇青石などの外帯からなる球状岩を記載岩石学的手法と化学分析などにより研究し, 花崗岩マグマと堆積岩との相互作用にその成因を求めた. ただし, 花崗岩マグマと堆積岩との単純な混合では, 堇青石などからなる球状岩を作ることができないので, マグマを介しての物質の移動があったものと考えた.

筑波山の斑れい岩と花崗岩の関係については, その境界部が崖錐に覆われているため, 野外での決定的な証拠が得られないままであったが, 1938年6月に関東地方一帯を襲った豪雨により引き起こされた山津波で, 南麓の千手沢基盤の露出があらわとなった機会を利用し, 津屋(1939)は斑れい岩と花崗岩の関係を調べるための調査を行っている. 残念なことに, 肝心の境界部は大きな斑れい岩の転石により隠されたままであったが, 彼は当時坪井などにより得られていた知見をも総合して, 花崗岩が斑れい岩を貫くと考えた方が簡単であり, 斑れい岩は大きな捕獲岩体であろうと述べている. これは Brauns 以来唱えられてきた斑れい岩貫入説を180度転換するものであったが, 津屋も認めているように, 決定的な地質学的証拠である両者の貫入関係を示す露頭は未確認のままであった. 小島(1943)は岩石の変質という観点からこの斑れい岩捕獲岩体説を支持した. また, 小島(1943)は斑れい岩類中に斜長岩の存在を明らかにするとともに, 大橋(1912)により記載された山頂付近のスペサルタイトについて, 岩脈状捕獲岩であるという見方を示した.

その後, 筑波山及びその周辺の斑れい岩及び花崗岩類について, 柴田(1944, 1951)は野外における分布及び貫入関係のみでなく化学組成についても検討を加え, 花崗岩類を筑波型と稲田型に区分したほか, 地質図上で筑波山の女体付近に斜長岩の分布を示した. 花崗岩類についてそれまでの調査で筑波山及びその南側の変成岩分布域での記載は進んでいたが, 筑波山の北側から稲田の石切り場にかけての花崗岩類については, 20万分の1水戸図幅(山田, 1888)にその分布がおさえられて以来全く研究の進展はない状態であった. 柴田(1944)は筑波山の花崗岩がカリ長石の斑晶を有し, その長軸方向が山体をレンズ状に取り巻く形で分布しているのに対し, その北側には細粒から中粒の花崗岩が広く分布し, 真壁町羽鳥の石切り場にて前者が後者に貫かれることを明らかにし, これら花崗岩類を筑波型及び稲田型の2つのタイプに区分した. 両者の化学組成はハーカー図上でやや異なるトレンドを示す. 柴田の研究はその後岡田により引き継がれる. 岡田ほか(1954)は稲田型花崗岩の分布域から, 白雲母を含む細粒花崗岩を区別し, これを上城型花崗岩おおますとするとともに, 地質図上で大増に斑れい岩の分布を記載した. 上城型花崗岩は水戸線沿いに東西方向に伸びた形で分布し, 雨引北側の石切り場で稲田型を貫く. また化学組成及び微量元素からみると, 上城型花崗岩は稲田型及び筑波型と比べKに乏しくAlに富む傾向を示すほか, Pb, VもSiO₂の変化に対し異なるトレンドを持つ(岡田ほか, 1954; 岡田, 1955). 1960年に編集された地質調査所の20万分の1水戸図幅(鈴木ほか, 1960)では, 稲田型花崗岩が黒雲母花崗岩として筑波型の斑状黒雲母花崗岩及び両雲母花崗岩から区別されて記載されている. その後出版された茨城県地質図(大森・野村, 1962)及び表層地質図(大山ほか, 1973)も柴田らの研究成果を取り入れたものを基調にして書かれている.

1950年代にはそれまでと別の側面からの研究が市村により行われている(Ichimura, 1955, 1958). 彼は花崗岩類及びその周辺分布する堆積岩類中に含まれる重鉱物に注目し, 詳細な記載を行った. 筑波型

花崗岩及び稲田型花崗岩はともに重鉱物として、ジルコン、モナズ石、りん灰石、スフェン、ざくろ石、褐れん石などを含む。これらのうちジルコンでは筑波型と稲田型の花崗岩類で違いが認められ、筑波型花崗岩では長柱状で無色あるいはピンクであるのに対し、稲田型では短柱状あるいは丸みを帯びていることを特徴としている。

1980年代に入ると高橋の筑波から稲田にかけての花崗岩類及び斑れい岩類についての一連の研究がある(高橋, 1980, 1982 a, b, c; 高橋・荒川, 1988)。彼はこの地域の花崗岩類について、地質のみならず岩石化学、造岩鉱物についても詳細な研究を行い、また共同研究者の荒川とともにSr同位体の研究を行っている(Arakawa and Takahashi, 1988; Arakawa and Takahashi, 1989)。まず、高橋(1980)はガブロ類(斑れい岩類)と花崗岩類の関係について、白滝の変輝緑岩(閃緑岩)を介して花崗岩類の方が若いと推定している。具体的には(1)変輝緑岩は花崗岩類の捕獲岩でありガブロ(花崗岩による影響で閃緑岩質となっている)を包有する、(2)ガブロ類はマイクロガブロ(スペサルタイト)により貫かれている(筑波山頂)、(3)斜長石の光学的性質が変輝緑岩とマイクロガブロで類似していることから、ガブロ類を貫くマイクロガブロの一部が変輝緑岩として花崗岩類中に捕獲されていると考えた。

花崗岩類については高橋の研究では7岩体に区分され、それぞれの貫入関係が記載されている。すなわち7岩体とは、北から粗粒花崗岩体(北隣真岡図幅の稲田から岩瀬にかけて分布、本図幅には南縁部のみ分布)、細粒閃緑岩(真岡図幅で粗粒花崗岩中に分布)、細粒花崗閃緑岩体(上城から雨引にかけて分布)、中粒花崗閃緑岩体(足尾山)、^{やまのお}加波山細粒花崗閃緑岩体、山尾細粒花崗閃緑岩体、斑状花崗閃緑岩体(筑波山を中心に分布)、両雲母花崗岩体(筑波変成岩類の南西側と南側に分布、南側ものは南隣土浦図幅の範囲)である。高橋(1982 a)の地質図で従来と大きく異なるところは、柴田(1944)により稲田型とされていたものが、5つに細分されたことである。なお、これらのうち上城から雨引にかけて分布する細粒花崗閃緑岩体は岡田ほか(1954)による上城型花崗岩に相当する。また、貫入関係では筑波型の斑状花崗閃緑岩及び稲田型の粗粒花崗岩が古く、山尾、加波山の花崗岩類がそれらを貫く関係となっている。ここで貫入関係に基づき山尾、加波山の花崗岩類を稲田花崗岩から独立させたこと、及び筑波型花崗岩の中から片状トータル岩を区別しその分布を明確にしたことは新しい視点である。また、岩石化学的には本地域ものはすべてIタイプの花崗岩に区分されるが、南に向かうにつれ次第にSタイプの領域に近づくことも明らかにされた。

花崗岩類の放射年代に関しては、河野・植田(1966)により稲田型の粗粒花崗岩で63 Ma、上城型の細粒花崗閃緑岩、北条の細粒花崗岩及び雪入の両雲母花崗岩で59 MaのK-Ar年代が得られている。また、柴ほか(1979)は筑波型の花崗岩で53, 63 MaのK-Ar年代を求めている。一方、Sr同位体の研究からは、アイソクロン年代値はいずれも60 Ma前後(稲田の粗粒花崗岩の鉱物アイソクロン年代が60.2 Ma、全岩アイソクロン年代が61.6 Ma、筑波山の斑状花崗閃緑岩の鉱物アイソクロン年代が59.5 Ma、山尾のペグマタイトの鉱物アイソクロン年代が58.3 Ma、全岩アイソクロン年代が59.9 Ma)であり、初生値は稲田が0.713、山尾が0.711となっている(Arakawa and Takahashi, 1988)。Sr同位体の初生値はShibata and Ishihara(1979)でも求められており、筑波山の斑れい岩で0.7088、北条の花崗岩(天竜峡型と記載されている)で0.7124、真壁の花崗岩で0.7121の値となっている。なお、これらの値を求めるに当たっては70 Maの年代を用いている。0.710を越える本地域の花崗岩類のSr同位体初生値は、

我が国の白亜紀花崗岩類の中では極めて高い部類に属する (Shibata and Ishihara, 1979)。

筑波地域の深成岩類を高温低圧型の変成岩類とともに広域地質上領家帯に位置付けたのは、日本の各変成帯の総括が行われた鈴木醇遷暦記念論文集の中での岩生 (1958) の論文である。このすぐ後に都城 (1959), Suwa (1961) は筑波を領家帯の東方延長部としてとらえ、阿武隈帯へと連続すると述べている。また、阿武隈帯との関連については、筑波型花崗岩 (柴田, 1944) が阿武隈古期花崗岩類と対比できるという説が、変成作用との関連 (黒田, 1963), 及び化学組成での類似性 (柴田・岡田, 1967) から出された。その後、先新第三紀基盤岩類に関しての東北日本と西南日本との境界が柵倉構造線にあるという磯見 (1968) の 200 万分の 1 地質構造図が出されてからは、筑波の地質は西南日本の帯状構造の連続として考えられるようになっていく。Ishihara (1977, 1979) は、我が国の花崗岩類をイルメナイトシリーズとマグネタイトシリーズに区分する中で、岩石の帯磁率の値から筑波の花崗岩類を西南日本内帯の領家帯と山陽帯の延長としてとられた。更に高橋 (1982 b) は EPMA など分析した造岩鉱物の化学的特徴から、稲田型のうち粗粒花崗岩のみが山陽帯に対比され、筑波型を含めそのほかの花崗岩類は領家帯に対比されるとしている。また、端山 (1986) は変成作用との関係だけでなく、随伴する鉍化作用及びペグマタイトの特徴をも考慮し、柴田 (1944) の筑波型花崗岩のうち筑波山の斑状花崗閃緑岩と片状トーナル岩のみを領家帯の花崗岩とし、その南部に分布する両雲母花崗岩も含め、そのほかの花崗岩類はすべて山陽-苗木帯に対比した。

IV. 2 概要

本図幅中に分布する深成岩類は斑れい岩類及び花崗岩類からなり、斑れい岩類の形成が花崗岩類に先行している。花崗岩類は貫入関係、岩相の特徴及び母岩である変成岩類の産状及びそれらとの関係から、筑波花崗岩、稲田花崗岩、加波山花崗岩に大きく区分される (第 5 図)。筑波花崗岩は片状及び塊状の花崗岩類で、変成岩類との接触部ではしばしば注入状の形態を示す。稲田花崗岩及び加波山花崗岩は塊状を呈し、変成岩類に対しては一部ルーフコンタクトの関係にある。筑波花崗岩、稲田花崗岩及び加波山花崗岩は、絶対年代値から見るとそれらの多くは 63-58 Ma の範囲に入り、形成時期は重複している。

斑れい岩類は筑波山及び道祖神峠から大增にかけての 2 か所に見られる。筑波山岩体はかんらん石斑れい岩、角閃石斑れい岩、斜長岩、コートランダイトなどの各種斑れい岩類、及びそれらを貫くスペサルタイトの岩脈から構成される。周囲に分布する筑波花崗岩に貫かれ、境界部付近の斑れい岩類は接触変成作用を被っている。K-Ar 年代値は 75 Ma であり、周囲の花崗岩類より古い。

筑波花崗岩は片状及び塊状の岩石からなり、主要な岩相は斑状黒雲母花崗閃緑岩、片状黒雲母トーナル岩、中粒白雲母黒雲母花崗岩、細粒花崗岩類である。これらのうち最も広く分布する斑状黒雲母花崗閃緑岩は、筑波山の斑れい岩類を取り囲む形でまとまって分布するほか、その南東側では数多くの小岩体として変成岩類中に分布する。それら小岩体及び筑波山周辺の斑状黒雲母花崗閃緑岩の縁辺部は周囲の変成岩類の構造と、比較的調和的な形態となっている。

稲田花崗岩の主な岩相は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び細粒白雲母黒雲母花崗岩である。稲田花崗岩は筑波花崗岩と同様に古第三紀に貫入したものであるが、岩相的には

塊状であり筑波花崗岩に見られるような片状構造は一部の地域を除いて認められない。また変成岩類の構造に対してはすべて不調和的に貫入しており、一部にルーフコンタクトが明瞭である。

加波山花崗岩は筑波花崗岩及び稲田花崗岩の両者を貫く関係にある。中粒黒雲母花崗岩及び細粒白雲母含有黒雲母花崗岩の2つが主要な岩相で、この2つの岩相は一部貫入関係、一部漸移関係にある。変成岩類の構造に対しては稲田花崗岩と同様にすべて不調和的に貫入しており、吾国山では広範囲にルーフコンタクトが見られる。

これらの深成岩類の大きな括りでの分布を第36図に、各岩相の貫入関係を第37図に示す。また本文中に地質及び岩石の記載がなされた地点は第36図に記入した。

なお、これまでなされてきた筑波地域の深成岩類の研究に対し、本図幅の記載での新しい点は以下の通りである。

(1) 本図幅の調査中に工事が行われた水資源開発公団霞ヶ浦用水筑波トンネル内で、筑波山の斑れい岩類（筑波山岩体）が周囲の花崗岩類（筑波花崗岩）に貫入される関係が明瞭となった。K-Ar年代でも筑波山岩体の斑れい岩類が筑波花崗岩より古いという結果が得られ、新旧関係に関する長年の議論が出たといえる。

(2) 道祖神峠の斑れい岩類（道祖神峠岩体）の分布はこれまで地質図に表現されていたものよりはるかに広く、その延長部は吾国山変成岩類中にまで延びている。また、道祖神峠岩体は吾国山変成岩類の原岩構造に調和的に定置していることも明らかとなった。

(3) 筑波花崗岩が変成岩類（筑波変成岩類）と調和的な構造をとる一方、稲田花崗岩と加波山花崗岩は変成岩類（吾国山変成岩類）の構造と非調和的であり、またかなりの範囲でこれらがルーフコンタクトをとることが明らかになった。

(4) これまでに調査が進んでいた山尾から加波山にかけての花崗岩類と、難台山の花崗岩類が連続することが明らかとなった。岩相の連続性からこれらを加波山花崗岩としてまとめた。

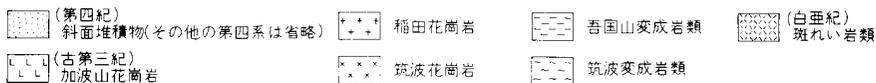
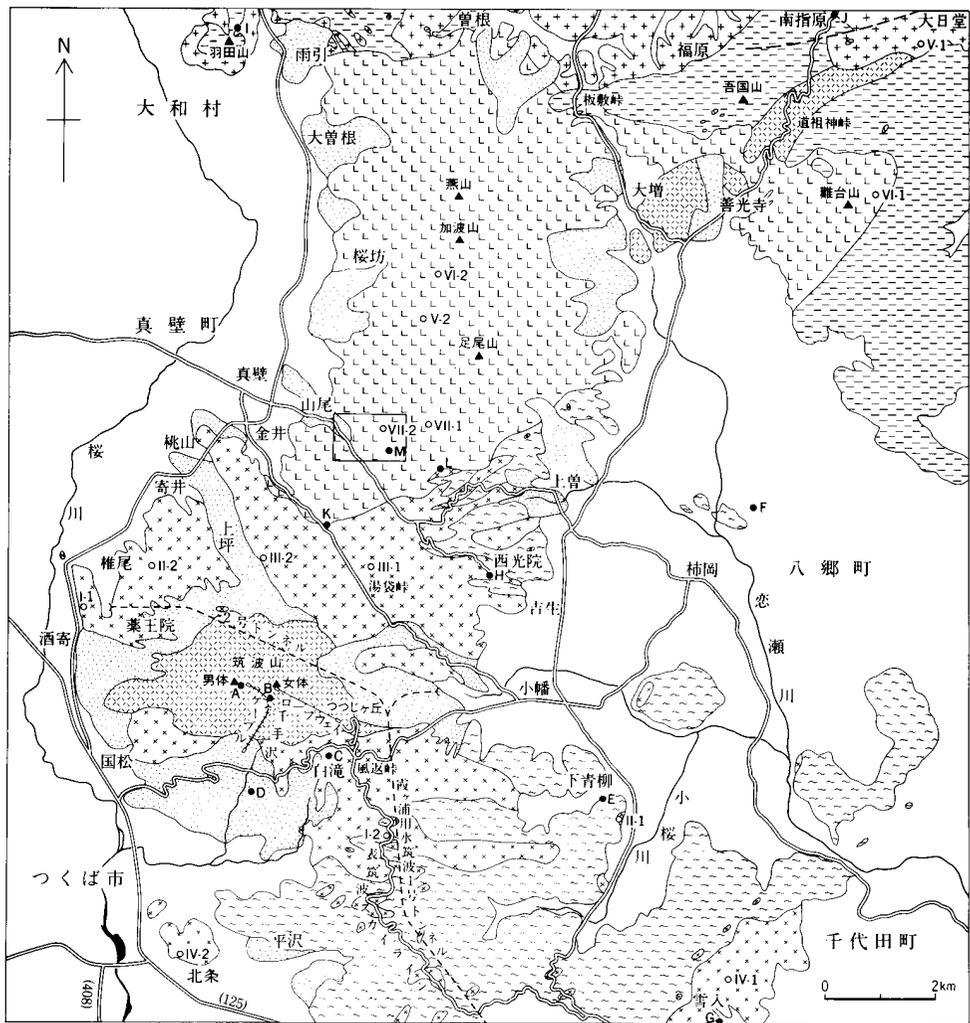
IV. 3 斑れい岩類 (Gb)

筑波山及び道祖神峠から八郷町大増にかけての2か所に分布する。それぞれを筑波山岩体、道祖神峠岩体と呼ぶ。筑波山岩体の斑れい岩類は筑波花崗岩に貫入される。それぞれの岩体内の斑れい岩類に岩相変化が認められるほか、筑波山岩体の斑れい岩類中にはスペサルタイトの岩脈が頻繁に見られる。

IV. 3. 1 筑波山岩体

分布 筑波山の2つの峰である女体、男体を中心に、地表では東西5km南北2kmの範囲に露出しているが、霞ヶ浦用水筑波トンネルの地質（笹田ほか、1983b；1987）をも考慮すると、東西方向に少なくとも5.5kmの広がりを持つといえる（第38図）。

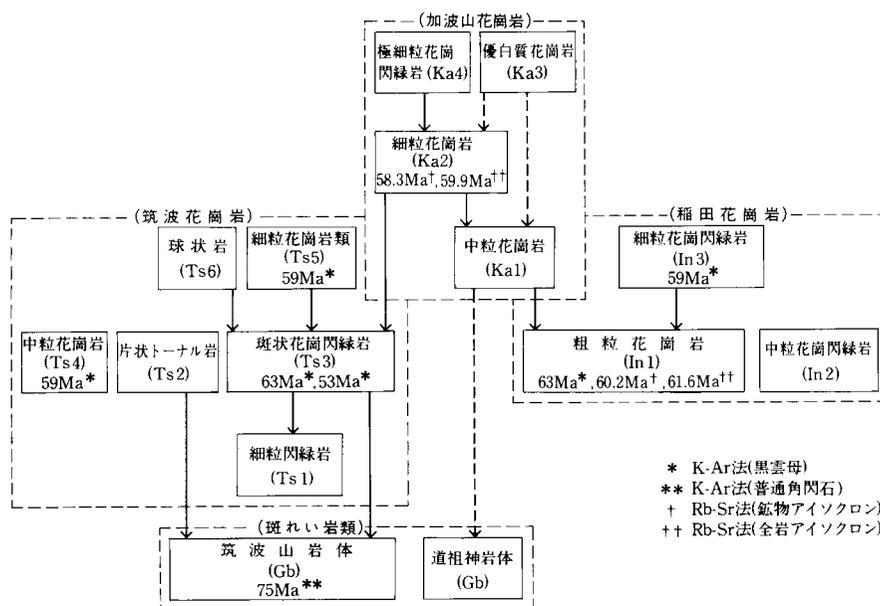
筑波山の地表での露出は極めて限られている。女体及び男体の山頂（最高地点の女体の標高：876m）及びそれらの連なる東西に延びる峰に沿って露頭が点在するが、山腹は巨礫からなる岩屑で覆われ、斑れい岩類の露出はほとんど認められない。ただ、南斜面ケーブルカーのトンネル付近の切り割り（標高



第36図 真壁地域の深成岩類の分布および地質記載地点，研磨片用試料（図版）採取地点

地質記載地点(●) A: 筑波山男体の立身石(斑れい岩の層状構造(第39図)); B: ケーブルカーのトンネル山頂寄り出口(斑れい岩を貫くアブライト(第40図)); C: 筑波山南麓の白濁(細粒黒雲母角閃石の捕獲岩(第49図)); D: 筑波温泉ホテルの試錐; E: 八郷町, 気象庁の地震観測井; F: 八郷町, 防災研究所の地震観測井; G: 千代田町の試錐(第56図); H: 西光院: 球状岩(第59図); I: 羽田山: 稲田花崗岩のルーフコンタクト(第61図); J: 南指原: 稲田花崗岩のコンタクト(第64図); K: 山尾: 筑波花崗岩と加波山花崗岩のコンタクト(第68図a); L: 上曾: 筑波花崗岩と加波山花崗岩のコンタクト(第68図b); M: 山尾: ベグマタイトの多い地点(枠は第69図の範囲に対応)

研磨片の図版に用いた花崗岩類の採取地点(○: 番号は図版番号に対応) I-1: 筑波花崗岩(Ts2)片状黒雲母トナール岩(GSJ R63464 (8220310), 酒寄); I-2: 筑波花崗岩(Ts3)斑状黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R63465 (3366A), 表筑波スカイライン); II-1: 筑波花崗岩(Ts3)斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R63466 (3399), 青柳); II-2: 筑波花崗岩(Ts3)粗粒黒雲母花崗岩(GSJ R63467 (3191B), 椎尾); III-1: 筑波花崗岩(Ts3)粗粒黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R63468 (8220308A), 湯袋峠); III-2: 筑波花崗岩(Ts3)中粒黒雲母トナール岩(GSJ R63469 (3212B), 上坪); IV-1: 筑波花崗岩(Ts4)中粒白雲母黒雲母花崗岩(GSJ R63470 (8220503A), 雪入); IV-2: 筑波花崗岩(Ts5)細粒白雲母黒雲母花崗岩(GSJ R63471 (8220417), 北条); V-1: 稲田花崗岩(In2)中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R63472 (1115), 南指原); V-2: 加波山花崗岩(Ka1)中粒黒雲母花崗岩(GSJ R63473 (8212706), 加波山); VI-1: 加波山花崗岩(Ka1)斑状白雲母含有黒雲母花崗岩(GSJ R63474 (1192), 難台山); VI-2: 加波山花崗岩(Ka2)細粒白雲母含有黒雲母花崗岩(GSJ R63475 (1243), 加波山); VII-1: 加波山花崗岩(Ka3)優白質細粒白雲母黒雲母花崗岩(GSJ R63476 (8220110A), 足尾山); VII-2: 加波山花崗岩(Ka4)極細粒黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R63477 (8220105A), 山尾)



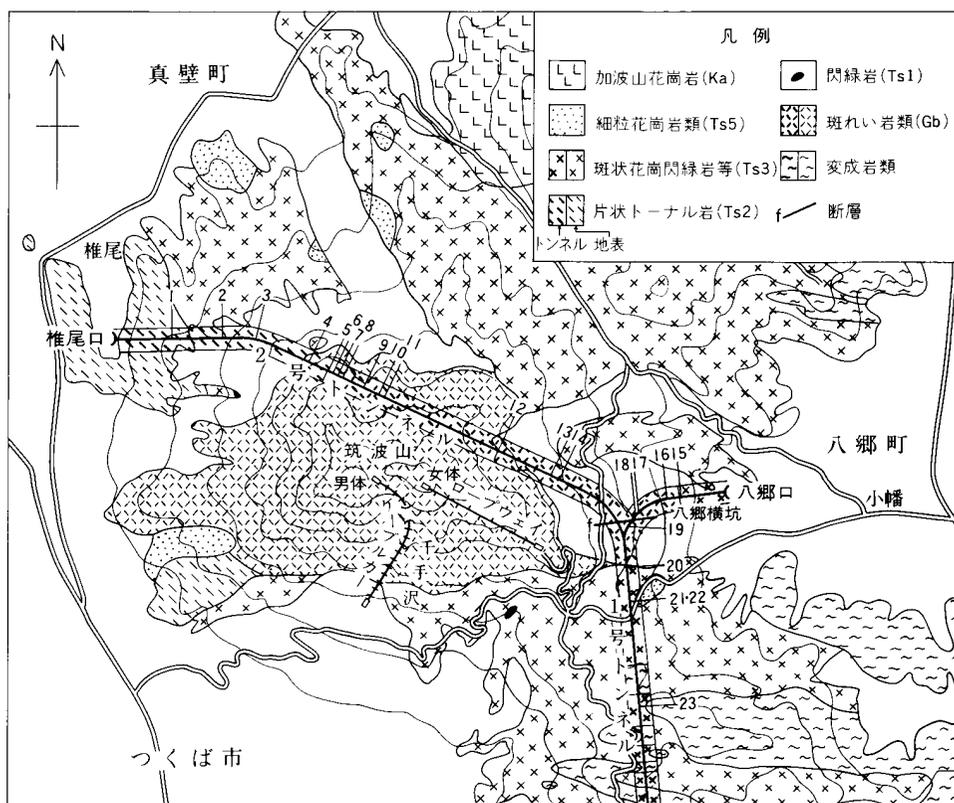
第37図 真壁地域の深成岩類の貫入関係及び放射年代
 実線の矢印：露頭で確認された貫入関係 破線の矢印：岩体の形態などから推定した貫入関係
 花崗岩類の放射年代値は、河野・植田(1966)、柴(1979)、Arakawa and Takahashi (1988)による。斑れい岩類の放射年代値は本調査のデータ(第2表)による。

650 m 付近)で新鮮な岩石の露出しており、また山体西側の標高 300 m 付近を走る林道の切り割り、東側のロープウェイのつつじヶ丘駅付近の切り割り(標高約 500 m)に風化の進んだ斑れい岩類の露頭が認められる。かつて露出が良好であったといわれる山体南面の千手沢(津屋, 1939)には現在多数の堰堤ができており、花崗岩類の露出が標高 360 m 付近まで追跡できるが、その上流側は斑れい岩類の転石で埋まった状態にある。山体西側の 255.7 m の三角点を有する尾根に関しては露頭は認められないが、転石及び地形から判断して斑れい岩類の分布域に入れた。

一方、霞ヶ浦用水筑波トンネルのレベルでは 2 号トンネル(勾配 1/2000)の椎尾口(標高 52 m)から 2205 m の地点より東側、1 号トンネル(勾配 1/2000)の八郷口から 507 m の地点より西側、同じく 1 号トンネルの八郷口から 1556 m の地点より北側で斑れい岩類が確認されている(第 38 図)。また、筑波山では斑れい岩類の分布域の周辺に変成岩類は分布しないが、前章で述べたように捕獲岩として筑波トンネル内に見出されている。

斑れい岩類の岩相及び産状 かんらん石斑れい岩、角閃石斑れい岩、斜長岩、コートラングナイトなどの各種斑れい岩類、及びそれら貫くスペサルタイト岩脈から構成される。周囲に分布する筑波花崗岩に貫かれ、境界部付近の斑れい岩類は接触変成作用を被っている(笹田ほか, 1987)。

斑れい岩類の岩相変化は、基本的には有色鉍物の種類とそれら有色鉍物の斜長石に対する容量比の違いによる。最も有色鉍物に富むものとしてコートラングナイト及びかんらん石斑れい岩があり、最も有色



第38図 霞ヶ浦用水筑波トンネルの地質(筑波山周辺)

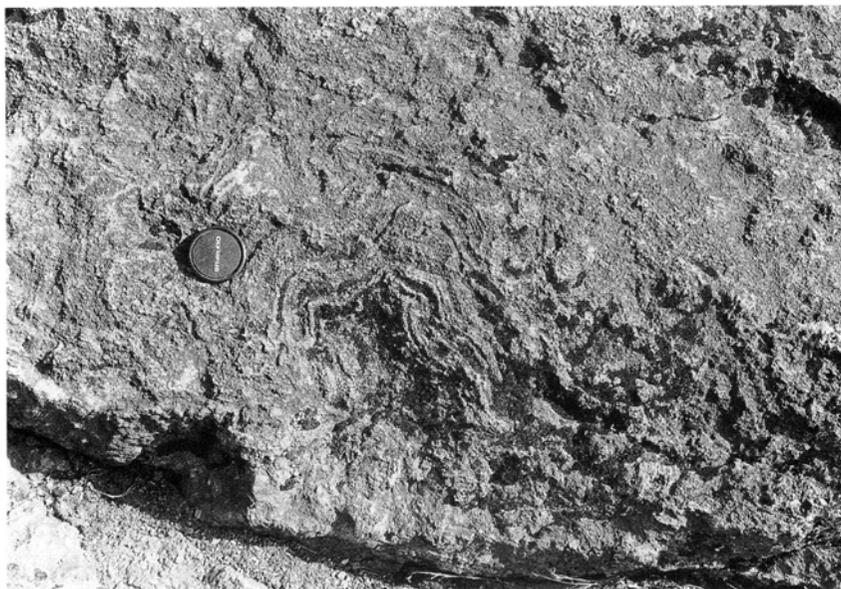
霞ヶ浦用水筑波トンネルは水源開発公団により1981年から1990年にかけて掘削工事が行われたもので、新治村東城寺から八郷町小幡に至る1号トンネル(延長8,497mうち八郷横坑1,312m)とその途中から分岐して真壁町椎尾に至る2号トンネル(延長5,606m)からなる。本図では筑波山の斑れい岩体を中心にトンネル内の地質を地表の地質と対照させて示してある。なお、1号トンネルの地質のうち本図でカバーされていない南側の部分については笹田ほか(1987)に記載がある。

1: 2号トンネル椎尾口から564m, 片状黒雲母トナール岩中に輝水鉛鉱を伴うアブライト脈(幅60cm, N13° E 80° W) (第52図); 2: 2号トンネル椎尾口から1,048m, 片状黒雲母トナール岩中に幅40cmの粘土化帯(N22° E 73° W); 3: 2号トンネル椎尾口から1,380m, 片状黒雲母トナール岩のフォリエーションはN42° W 45° S。また1585mでのフォリエーションはN69° W 48° S, 1735mでのフォリエーションはN72° W 45° S; 4: 2号トンネル椎尾口から1,945m: 片状黒雲母トナール岩中にフォリエーションを切るペグマタイト脈あり。また、この付近の片状黒雲母トナール岩は斑状のカリ長石が目立つ; 5: 2号トンネル椎尾口から2,205m, 片状黒雲母トナール岩と斑れい岩の境界(本文参照); 6: 2号トンネル椎尾口から2,218m, 斑れい岩中に方解石脈を伴う破碎帯(幅4m, N71° E 90°); 7: 2号トンネル椎尾口から2,276m, 斑れい岩中に層状構造(N73° E 20° S)。また、その構造を切るスペサルタイトと優白岩の複合岩脈(幅60cm, N39° W 72° N, ただし境界はすべり面となっている); 8: 2号トンネル椎尾口から2,330m, 斑れい岩中に方解石脈を伴う規模の大きな破碎帯(本文参照); 9: 2号トンネル椎尾口から2,580m, 斑れい岩中に変成岩類の捕獲岩(厚さ1mで水平方向に伸びた板状の形態, 本文の変成岩類の章の記載参照); 10: 2号トンネル椎尾口から2,786m, 角閃石斑れい岩(第45図); 11: 2号トンネル椎尾口から2,820m, これより3190mまでの区間はコトラングナイト(2992mでの試料(第47図)でK-Ar年代を測定, 本文参照); 12: 2号トンネル椎尾口から4,056m, 斑れい岩中に優白岩を伴うスペサルタイト岩脈(N71° W 32° S); 13: 2号トンネル椎尾口から4,624m, 斑れい岩中にスペサルタイト岩脈(幅30cm, N65° W 65° N); 14: 2号トンネル椎尾口から4,736m, 斑れい岩中に2cmの角閃石を含む斑れい岩質ペグマタイト及びそれを切る優白質のアブライト(N31° W 41° N); 15: 1号トンネル八郷口から507m, 花崗岩と斑れい岩の境界(本文参照); 16: 1号トンネル八郷口から781m, 斑れい岩中に細粒花崗岩質岩が貫入(第41図); 17: 1号トンネル八郷口から961m, 斑れい岩中にクリノゾイサイト(桃色)の鉱物脈(幅10cm); 18: 1号トンネル八郷口から984m, 斑れい岩中に断層破碎帯(1,000mまでの16mの区間, 989mでの断層面はN83° E 82° S, N65° E 85° S)。なお、この断層破碎帯の西方延長部は2号トンネルにおいて出現しているが、工事中に調査が行われなかったため、その正確な通過地点については不明; 19: 1号トンネル八郷口から1,094m, 斑れい岩中にN33° E 70° N方向の小断層; 20: 1号トンネル八郷口から1,556m, 斑れい岩と花崗岩の境界(花崗岩はマイロナイト化している, 本文参照); 21: 1号トンネル八郷口から1,882m, 安山岩の岩脈(幅2m, N70° E 55° N); 22: 1号トンネル八郷口から1,888m, 珪線石含有花崗岩(中粒黒雲母花崗閃緑岩を3mの幅で貫く, 境界部はアブライト質); 23: 1号トンネル八郷口から2,945m, 安山岩の岩脈(幅1.5m, N70° W 45° N)

鉱物に乏しいものに斜長岩がある(斜長岩の中には斜長石の比率が90%を越える極めて優白質なものもある)。斑れい岩類の岩相を山頂付近の標高700-800mのレベルと筑波トンネルの標高50mのレベルと比較すると、山頂付近には主に斜長岩、角閃石斑れい岩、かんらん石斑れい岩が分布し、ペグマタイトを伴う。一方、筑波トンネルにはかんらん石斑れい岩が主として分布し、角閃石斑れい岩、コートランドイトを伴う。トンネル内ではペグマタイトはわずかに分布するにすぎず、斜長岩は全く見られない。この高度方向に認められる岩相変化は、重力による分化作用と揮発性物質の上部への濃集を示唆する。

かんらん石斑れい岩及び角閃石斑れい岩の中には層状構造が認められる場合がしばしばある。筑波トンネル内に緩傾斜する層状構造がかんらん石斑れい岩中に見られるほか(例えば1号トンネル八郷口から1,050mのかんらん石斑れい岩ではN60°E, 25°Nの面構造を、椎尾口から2,276mのかんらん石斑れい岩中ではN80°E, 20°Sの面構造を持つ)、男体の立身石(角閃石斑れい岩)には偽褶曲構造を持つ層状構造が、鉱物の風化の違い(斑れい岩類では斜長石は角閃石に比べ風化し易いため、斜長石の部分が小さく挟れた状態で表面の凹凸が顕著になっている)により岩石の表面で明瞭に認められる(第39図)。かんらん石斑れい岩と角閃石斑れい岩との関係は漸移的である。また角閃石斑れい岩は花崗岩類及びスペサルタイト岩脈とのコンタクト付近に常に認められることから、その一部は明らかに熱変成によるものと考えられる(第43図、第45図)。

斜長岩は女体の山頂付近から北東斜面にその分布が認められる。斜長岩の一部で極めて有色鉱物に乏しい岩相には、角閃石斑れい岩中に径数cmの大きさで境界部が明瞭なものがある。女体では斜長岩中に更に優白質のほとんど斜長石からなる岩脈(幅5cm)が見られる。



第39図 斑れい岩の層状構造 筑波山男体の立身石の露頭(第36図の地点A)
角閃石斑れい岩中に褶曲した層状構造が見られる。層状構造は斜長石に富む層とアクチノ閃石に富む層の繰り返により構成されており、風化の違いによりアクチノ閃石の層が浮き出ている。また、写真下4分の1は数cm大の普通角閃石を含む斑れい岩質ペグマタイトで、褶曲した層状構造を切っている。

コートランダイトは筑波トンネルの椎尾口から 2820-3120 m の区間に多く(第 38 図)、かんらん石斑れい岩中に捕獲岩状に産する。

斑れい岩質ペグマタイトは筑波トンネルのレベルでも小規模のもの(幅数 cm)が僅かに認められるにすぎないが、男体及び山腹のケーブルカーのトンネル付近では規模も大きく(幅数 10 cm)、かなり頻繁に角閃石斑れい岩を貫いている。

断層 筑波トンネル内では破碎帯を伴う 2 つの断層が確認されている(第 38 図)。1 つは 1 号トンネルと 2 号トンネルの分岐から約 500 m 北を N 80° E 方向に走るもので、ほぼ垂直の傾斜で幅約 20 m の間に破碎された斑れい岩を伴う。この断層及びその周辺では岩石の変質が顕著に認められ、緑泥石、クリノゾイサイト、蛇紋石、タルク、スメクタイト、方解石などの二次鉱物が斑れい岩中に認められるほか、ナトロライト、アナルシムなどの沸石鉱物脈が変質岩中に見られる。

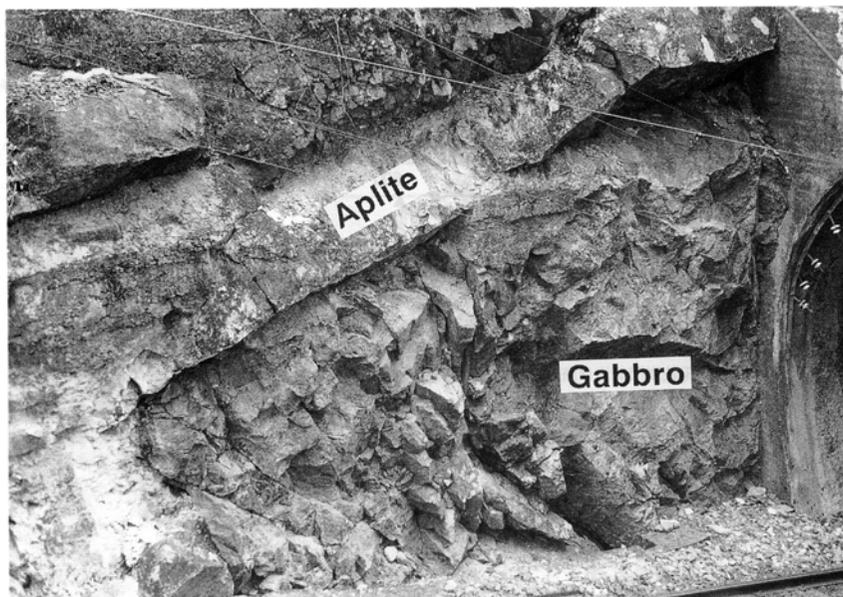
ほかの 1 つは 2 号トンネル椎尾口から 2330-2400 m 付近の破碎帯で、すべり面とともに方解石の細脈が頻繁に斑れい岩中に見られる。これらの鉱物脈は開口しているものが多く、自形犬歯状の方解石が生じている。この断層の構造は十分調査されていないが、鉱物脈の方向は N20° E、75° W 方向をとる。かつて筑波山南斜面の千手沢で認められ、NNE 方向に延びて男体と女体の間を通るのではないかと推定された断層(柴田, 1944)の延長部分に相当するものかもしれない。

スペサルタイト 佐藤(1929)によるスペサルト岩(煌斑岩)、柴田(1944)の角閃片岩、高橋(1980)のマイクログプロに相当する。小島(1943)及び柴田(1944)は岩石組織などから変成岩であるとしたが、高橋(1980)は斜長石の光学性が高温型であることを示し貫入岩とした。

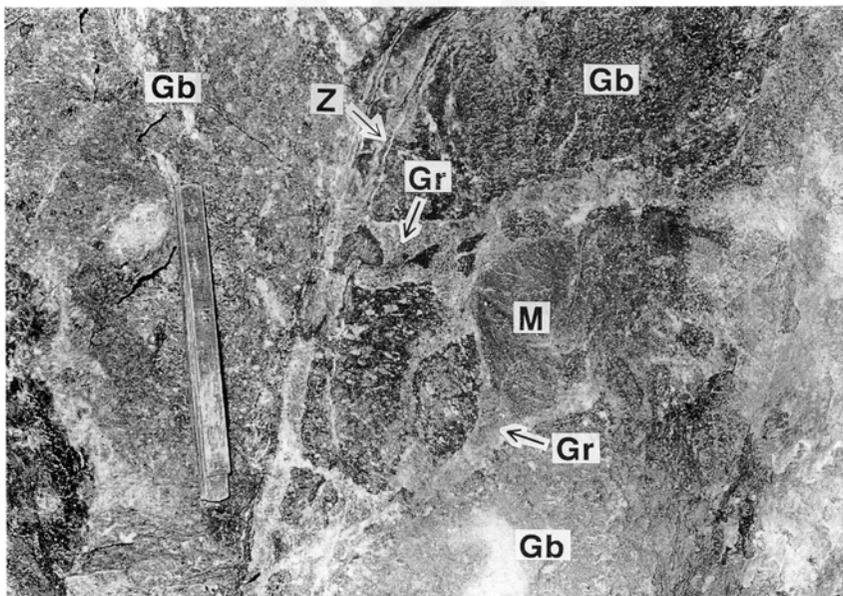
スペサルタイトは斑れい岩類を貫く岩脈で、山頂付近では幅数 cm から数 10 cm 程度で東西方向の走行を持ち急傾斜のものが多く、主として角閃石と斜長石から構成され、鉱物の長軸の方向が岩脈の伸びの方向と一致している。スペサルタイト貫入部付近の斑れい岩類では有色鉱物の多くはアクチノ閃石へと変化している。なお、筑波トンネルで斑れい岩を貫くスペサルタイトには細粒優白質の花崗岩質岩が伴われることがある。その場合花崗岩質の岩脈はスペサルタイトの構造を切っている。

花崗岩との関係 地表では斑れい岩類と花崗岩類が直接する露頭は見出されていないが、アブライトが角閃石斑れい岩を貫く関係が、ケーブルカーのトンネル山頂寄り出口の露頭で観察される(第 40 図)。一方、霞ヶ浦用水筑波トンネル内では 3 カ所で筑波山岩体の斑れい岩類を筑波花崗岩が貫く関係が、両者の境界部において観察された。

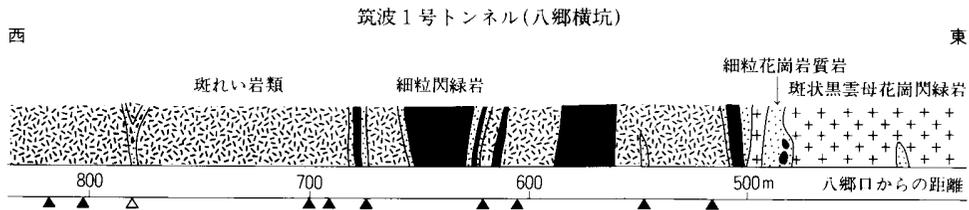
(1) **1 号トンネル八郷口から 507 m**(斑れい岩類と斑状黒雲母花崗閃緑岩(筑波花崗岩 Ts3)との境界部, 第 41 図): 斑状黒雲母花崗閃緑岩(境界部付近では一部マイロナイト化)と斑れい岩類とは細粒優白質の花崗岩質岩を介して接している。境界部付近には細粒優白質の花崗岩質岩(花崗岩からトータル岩の組成)のほか花崗岩質ペグマタイトが斑れい岩類中に頻繁に貫入している(第 42 図)。細粒花崗岩質岩は斑れい岩類とスペサルタイトの境界部に貫入することもあり、またスペサルタイトの捕獲岩を保有す



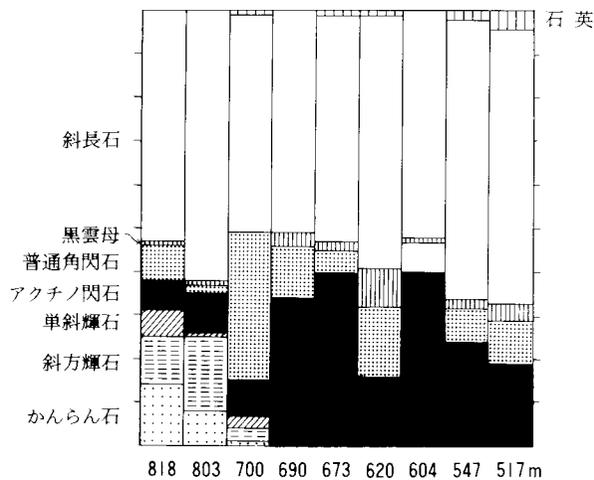
第40図 斑れい岩へのアプライト脈の貫入
 筑波山ケーブルカーのトンネル山頂側出口付近の露頭(第36図の地点B)
 トンネル出口の左肩から、写真の左下に向かう岩脈がアプライトであり、幅60cm
 でN17°W 38°W方向に延びている。周囲の斑れい岩より割れ目に乏しい。



第41図 斑れい岩への細粒花崗岩質岩の貫入 霞ヶ浦用水1号トンネル(八郷横坑)八郷口より781mの地点(第38図16)
 細粒花崗岩質岩(Gr)は主として斜長石と石英からなる優白質トータル岩質のもので、有色鉱物として細粒の黒雲母を含む。この細粒花崗岩質岩は緑色をした角閃石斑れい岩(Gb)をネットワーク状に貫いている。また、このネットワークの中には優黒質細粒岩(M)が捕獲岩状に含まれている。この優黒質細粒岩は色指数40程度のトータル岩質の岩石で、有色鉱物として細粒の黒雲母及びアクチノ閃石を含む。更にこれらの岩石のつくる構造を切って沸石脈(Z)が見られる。スケールは20cm。



第42図 斑れい岩類と花崗岩類の境界部付近の地質(笹田ほか(1987)を一部改変)
 霞ヶ浦用水1号トンネル(八郷横坑)八郷口より507mの地点(第38図15)及びその前後
 ▲：モード分析を行った斑れい岩類(第43図), △：露頭写真(第41図).
 境界部付近の花崗岩類は斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)及び細粒花崗岩質岩からなり、後者が直接斑れい岩類と接している。細粒花崗岩質岩には組成的に見て花崗岩質のもの(507m)とトータル岩質のもの(781m)がある。斑状黒雲母花崗閃緑岩は斑れい岩類との境界部付近で、ややマイロナイト質となる(本文参照).



第43図 花崗岩類との接触部付近での斑れい岩類のモード組成の変化 (笹田ほか, 1987)
 数字は八郷口からの距離。試料採取位置は第42図参照.

ることもある(第41図)。斑れい岩類は境界部から200mの範囲で著しく緑色化し、有色鉱物のかなりの部分がアクチノ閃石に変化しているとともに、斑状黒雲母花崗閃緑岩との境界部付近では石英が間隙充填状に生じている(第43図)。なお、境界部においては花崗閃緑岩から斑れい岩類へと岩相が変化することにより、ウラン、トリウム、カリウムに起因する空間線量率が、1/9に低下する(金井ほか, 1993)。

(2) **1号トンネル八郷口から1,556m**(斑れい岩類と斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)との境界部)：507mでの境界部同様に両者の主岩相の境界部には細粒花崗岩質岩が貫入している。境界部付近の花崗岩類にはマイロナイト化が認められる。

(3) **2号トンネル椎尾口から2,205m付近**(斑れい岩類とトータル岩(Ts2)との境界部)：境界部は10数mの範囲で数mの大きさの斑れい岩類のブロックがトータル岩中に捕獲されている。捕獲ブロックも含め、境界部から300mの範囲で斑れい岩類中のマフィック鉱物はアクチノ閃石に変化し、斑れい岩類は再結晶組織となっている。

年代 筑波トンネルの斑れい岩類 2 試料を鉱物分離し，角閃石の K-Ar 年代を求めた（第 2 表）。

GSJ R63487 (K1N532) (斑れい岩質ペグマタイト) 66.3 Ma : 花崗岩類との境界から 25 m のところで採取した試料であるので，花崗岩の熱の影響による若返りが考えられる。

GSJ R63488 (K2W2992) (コートランダイト) 75.0 Ma : 花崗岩類との境界から 700 m 程度離れており，GSJ R 63487 (K1N532) に比べ花崗岩の貫入による熱の影響は少ないと予想される。岩石記載の項参照。

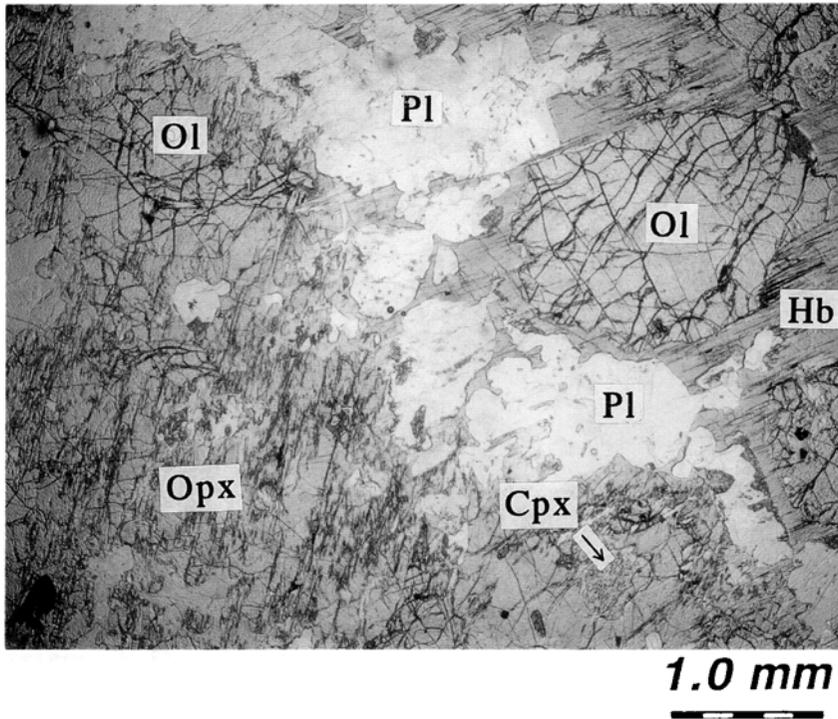
岩石記載

かんらん石斑れい岩（筑波 1 号トンネルからの試料 GSJ R63478 (K1N1050)，第 44 図）

第 2 表 斑れい岩類の K-Ar 年代

No.	岩体名	試料番号	採取地点	岩石	試料	K(%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁴ ml STP/g)	⁴⁰ Ar rad	年代 (Ma)
1	筑波山岩体	GSJ R63487* (K1N532)	筑波 1 号トンネル	斑れい岩質ペグマタイト	普通角閃石	0.53	139	67.5	66.3±3.3
							0.54	142	
2	筑波山岩体	GSJ R63488* (K2W2992)	筑波 2 号トンネル	コートランダイト	普通角閃石	0.21	63	56.6	75.0±3.7
							0.21	62	

*地質調査所地質標本館の登録番号



第44図 かんらん石斑れい岩の薄片写真（下方ポーラ）

試料(GSJ R63478 (K1N1050))は霞ヶ浦用水筑波 1 号トンネル八郷口より1,050mの地点から採取。OI : かんらん石，OpX : 斜方輝石，Cpx : 単斜輝石，Hb : 普通角閃石(褐色)，Pl : 斜長石。記載は本文参照。

主成分鉱物 かんらん石，斜方輝石，普通角閃石，黒雲母，斜長石
副成分及び二次鉱物 アクチノ閃石

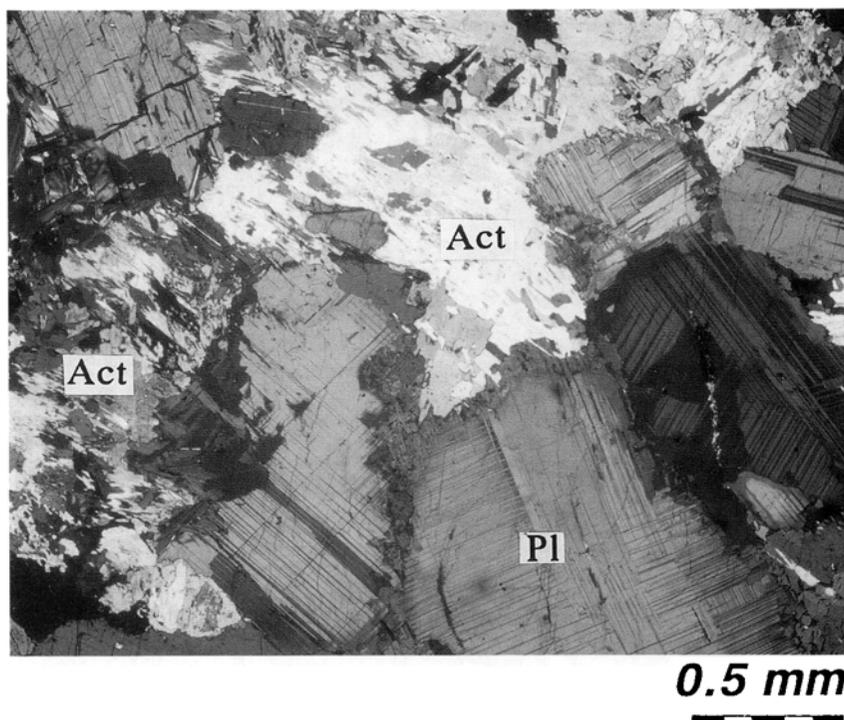
かんらん石はほとんどすべての個体がほかの有色鉱物に包有される。ただ黒雲母に包有されている場合は，直閃石が両者の境界部に生じている。斜方輝石，普通角閃石，黒雲母はかんらん石のほか斜長石も包有する。これらのうち前2者はポイキリティック組織を作る。普通角閃石(軸色Z=褐色)と斜方輝石は一部がアクチノ閃石に変化しており，また両者は連晶している場合もある。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト($\perp 010$ 最大対称消光角 $=53^\circ$)である。黒雲母と斜長石の境界には，両鉱物からなるシンプレクタイトが生じている。有色鉱物に富む層と斜長石に富む層が，数mmから数cmの周期で繰り返す層状構造がある。

角閃石斑れい岩(筑波山男体からの試料 GSJ R63481 (1052))

主成分鉱物 普通角閃石，斜長石
副成分及び二次鉱物 不透明鉱物 アクチノ閃石

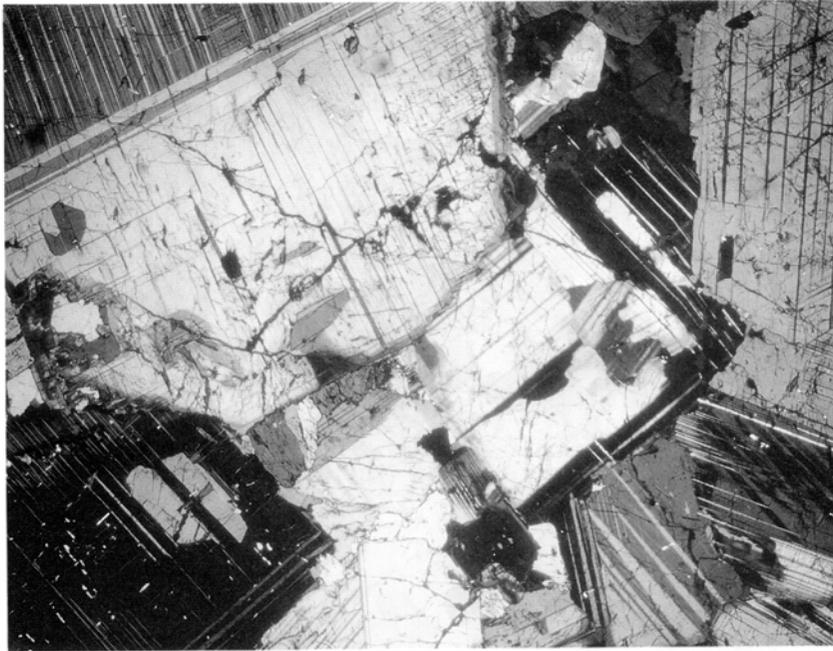
普通角閃石(軸色Z=褐色から帯褐緑色)はかなりの部分がアクチノ閃石(軸色Z=淡緑色から無色)の集合体に変化している。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト($\perp 010$ 最大対称消光角 $=51^\circ$)である。不透明鉱物は鉱物容量比で1%程度含まれる。

なお，角閃石斑れい岩についてはこれまで変質により生じたウラル石の名をとり，ウラル石斑れい岩の名称で呼ばれることが多かった(佐藤，1927；柴田，1944)。角閃石斑れい岩のテクスチャーについては第45図(筑波トンネルからの試料)を参照。



第45図 角閃石斑れい岩の薄片写真 (直交ポーラ)

試料(GSJ R63479 (K2W2780))は霞ヶ浦用水筑波2号トンネル椎尾口より2.780mの地点から採取。スベサルタイト岩脈の貫入部近傍の試料。Act: アクチノ閃石, Pl: 斜長石。



1.0 mm

第46図 斜長岩の薄片写真（直交ポーラ）
試料(GSJ R63480 (3621))は筑波山女体から採取。双晶を示す鉱物はすべて斜長石。

斜長岩（筑波山女体からの試料 GSJ R63480 (3621)，第 46 図）

主成分鉱物 普通角閃石，斜長石，石英

副成分及び二次鉱物 アクチノ閃石，スフェン，緑泥石

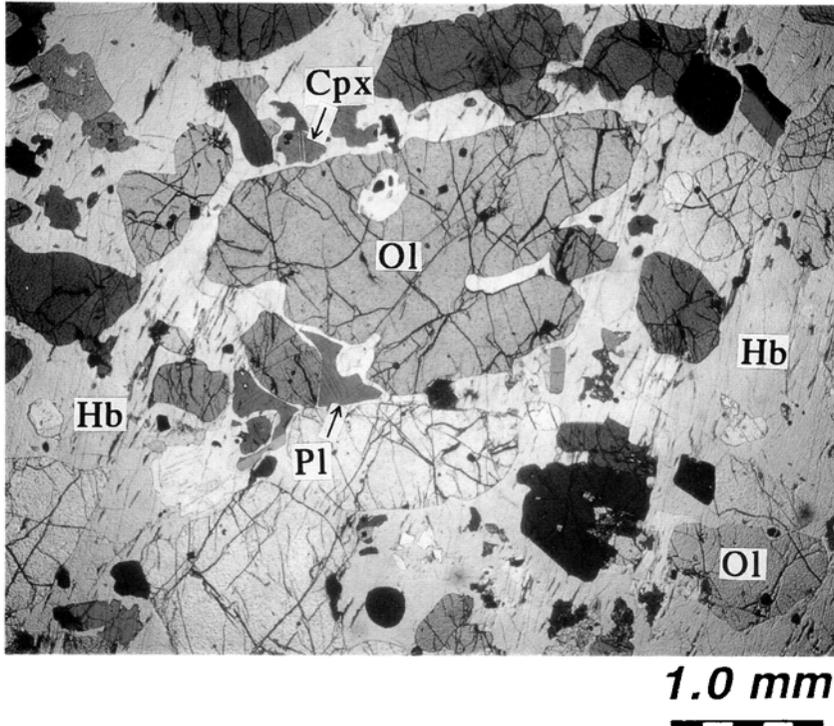
斜長石が容量比で90%程度を占める。斜長石は自形性がよく，普通角閃石，石英がその間隙を充填する。またスフェン及び緑泥石（微細結晶の集合体）も斜長石の間隙を埋めている。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト（ $\perp 010$ 最大対称消光角 $=52^\circ$ ）であるが，石英，緑泥石と接する部分では正累帯構造のリムを持つ（一番外側で An_{70} ： $\perp 010$ 最大対称消光角 $=39^\circ$ ）。普通角閃石（軸色Z=帯褐緑色）はかなりの部分がアクチノ閃石（軸色Z=淡緑色から無色）の集合体に変化している。

斑れい岩質ペグマタイト（筑波山男体からの試料 GSJ R63489 (1055)）

主成分鉱物 普通角閃石，斜長石

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物，アクチノ閃石

普通角閃石は包有物に乏しい長柱状の結晶（大きなものでは長さ数 cm，軸色 Z=褐色）と間隙充填状の結晶（軸色 Z=褐色から帯褐緑色）からなり，後者はかなりの部分がアクチノ閃石（軸色 Z=淡緑色から無色）の集合体に変化している。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト（ $\perp 010$ 最大対称消光角 $=53^\circ$ ）である。不透明鉱物は容量比で数%程度含まれる。



第47図 コートランダイトの薄片写真（直交ポーラ）

試料(GSJ R63488 (K2W2992))は霞ヶ浦用水筑波2号トンネル椎尾口より2,992mの地点から採取。

Ol : かんらん石, Cpx : 単斜輝石, Hb : 普通角閃石(褐色), Pl : 斜長石. 記載は本文参照.

コートランダイト（筑波2号トンネルからの試料 GSJ R63488 (K2W2992), 第47図)

主成分鉱物 かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, 斜長石

副成分及び二次鉱物 ヘルシナイト, 不透明鉱物, アクチノ閃石

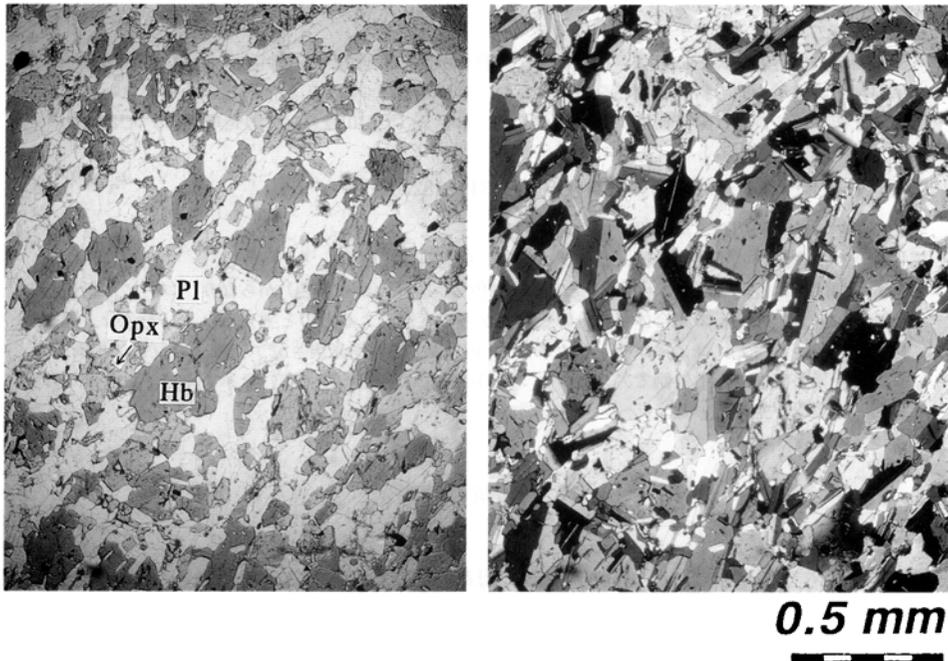
かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 斜長石が普通角閃石(軸色 Z=褐色)に包有されるポイキリティック組織を作る。かんらん石は直接普通角閃石に包有されるほか, 斜方輝石に包有され, その斜方輝石が更に普通角閃石に包有されるという産状を示す。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト($\perp 010$ 最大対称消光角 $=51^\circ$)である。斜長石とかんらん石, あるいは輝石との境界は, 多くの場合薄い普通角閃石のゾーンを介している。これは一度固結した斑れい岩が鉱物粒界に沿って溶融し, そこに普通角閃石が生じてできた組織と推定される。ヘルシナイトは比較的自形性のよい結晶として, 普通角閃石あるいはアクチノ閃石に包有される。

スペサルタイト（筑波山男体からの試料 GSJ R63481 (1052), 第48図)

主成分鉱物 斜方輝石, 普通角閃石, 斜長石

副成分及び二次鉱物

主成分鉱物はともに短柱状の形態をとり, 岩脈の方向にほぼ平行に長軸を向けている。斜方輝石は普通角閃石(軸色 Z=褐色)中に包有される場合と単独で産する場合がある。普通角閃石中にはまた細粒の斜長石が包有されることがある。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト($\perp 010$ 最大対称消光角 $=53^\circ$)であり, 細粒の斜方輝石及び普通角閃石をコアに包有することがある。



第48図 スペサルタイトの薄片写真 (左：下方ポーラ，右：直角ポーラ)
 試料(GSJ R63481 (1052))は筑波山男体から採取。Opx：斜方輝石，Hb：普通角閃石(褐色)，Pl：斜長石。記載は本文参照。

IV. 3. 2 道祖神峠岩体

分布 岡田ほか(1954)により八郷町大増付近に見出された斑れい岩類は、北東方向に長さ6 km、幅1 kmで分布する。善光寺の北側で中粒黒雲母花崗岩(Ka1)により2分されているが、岩相の類似性及び分布状況からみて、本来は連続していたものと推定される。全体に風化が著しく、特になだらかな山体となっている岩体の西半分では、地表には新鮮な岩石は露出しない(松倉ほか, 1979)。

岩相及び産状 西側の大増付近では中粒の斑れい岩類(単斜輝石斑れい岩)からなり、一方東側の道祖神峠の周辺ではやや酸性となり石英を含む岩相(角閃石斑れい岩)が認められる。露出が極めて悪いため、周囲の岩石との直接の関係は不明であるが、東側では斑れい岩体は露頭の分布を見る限り、吾国山変成岩類の原岩である堆積岩類の構造に調和的な形態となっている。一方、西側では岩体は四方を中粒黒雲母花崗岩(Ka1)に囲まれている。両者の関係を示す露頭は見出されていないが、分布状況から西側の斑れい岩類はルーフから取り込まれた捕獲岩体の可能性がある(ルーフについてはIV.6.1 中粒黒雲母花崗岩の項参照)。

岩石記載

単斜輝石斑れい岩(八郷町大増からの試料 GSJ R63490 (8212813))

主成分鉱物 単斜輝石，普通角閃石，斜長石

副成分及び二次鉱物 アクチノ閃石

単斜輝石は普通角閃石に包有され不規則な外形を示す。普通角閃石(軸色 Z=褐色から帯褐緑色)は単斜輝石のほか小型の斜長石などを包有しつつ，自形面を持つ斜長石の間隙を埋めるオフィティック組織を作る。斜長石は累帯構造に乏しいバイトウナイト ($\perp 010$ 最大対称消光角=45°) である。

角閃石斑れい岩 (道祖神峠からの試料 GSJ R63491 (8220216))

主成分鉱物 普通角閃石，黒雲母，斜長石，石英

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物，アクチノ閃石，緑泥石，白雲母

普通角閃石はコア(軸色 Z=褐色)とリム(軸色 Z=淡緑色から無色)からなり，コアには斜長石の小結晶，アクチノ閃石の集合体(多分輝石などからの変質によるものと考えられる)を含む。斜長石は累帯構造が顕著で，コアはバイトウナイト ($\perp 010$ 最大対称消光角=52°) で細かな反復累帯構造を，リムは正累帯構造(一番外側でアンデシン： $\perp 010$ 最大対称消光角=20°)を示す。コアはしばしば変質し，白雲母が生じている。

IV. 4 筑波花崗岩

筑波山付近から南東にかけて分布する斑状黒雲母花崗閃緑岩などを筑波型花崗岩とした柴田(1944)による命名をここでは踏襲し，筑波花崗岩の名称を用いる。筑波山斑れい岩体を取り囲む形でまとまって分布するほか，その南東側では数 100 m から数 km の大きさの小岩体として筑波変成岩類中に分布する。それら小岩体及び筑波山の斑状黒雲母花崗閃緑岩などからなる岩体の縁辺部は，周囲の変成岩類の構造と比較的調和的な形態となっている。また，母岩の変成度が最も高い北条などの地域では注入岩が認められる(杉，1928；Sugi，1930)。筑波花崗岩の分布域にある筑波変成岩類は後述の稲田花崗岩及び加波山花崗岩分布域の吾国山変成岩類に比べて，より高圧の条件下で形成されたものと推定されている(宮崎ほか，1992)。

筑波花崗岩を構成する主要な岩相は，斑状黒雲母花崗閃緑岩，片状黒雲母トーナル岩，中粒白雲母黒雲母花崗岩，細粒花崗岩類などである。花崗閃緑岩及びトーナル岩の分布域には閃緑岩質の捕獲岩や堇青石を含む球状岩なども分布しており，これらも筑波花崗岩に含めて記載する。

IV. 4. 1 細粒黒雲母角閃石閃緑岩 (Ts 1)

分布及び産状 斑状黒雲母花崗閃緑岩，中粒黒雲母トーナル岩，粗粒黒雲母花崗岩(いずれも Ts 3)中の捕獲岩(暗色包有物，岩脈状捕獲岩)として産する。白滝(筑波山南麓)，真壁町桃山及び葉王院から筑波山に入る沢に比較的まとまった分布が見られる。このうち白滝に露出する閃緑岩(Brauns，1880；山田，1888；杉，1927；Sugi，1930；高橋，1980)については，筑波山の斑れい岩との関連で議論されてきた(IV.1 研究史参照)。

筑波山南麓の白滝では，神社の西側を NE-SW 方向に流れる沢沿い約 130 m の区間に露出する(第 49 図)。細粒黒雲母角閃石閃緑岩及び中粒黒雲母角閃石トーナル岩の捕獲岩からなり，後者は前者の縁辺部に形成されている。岩脈状の形態を示すことが多く，大きなもので幅数 m で NE-SW から E-W の走行を持つ。また，沢の方向に平行な断層も見られる。母岩は斑状黒雲母花崗閃緑岩である。

以上述べてきた閃緑岩質の捕獲岩のほか、Ts3の花崗岩類中には暗色包有物は頻繁に見られるが、それらのほとんどは有色鉱物として黒雲母しか含まず角閃石を伴うものは少ない。

岩石記載

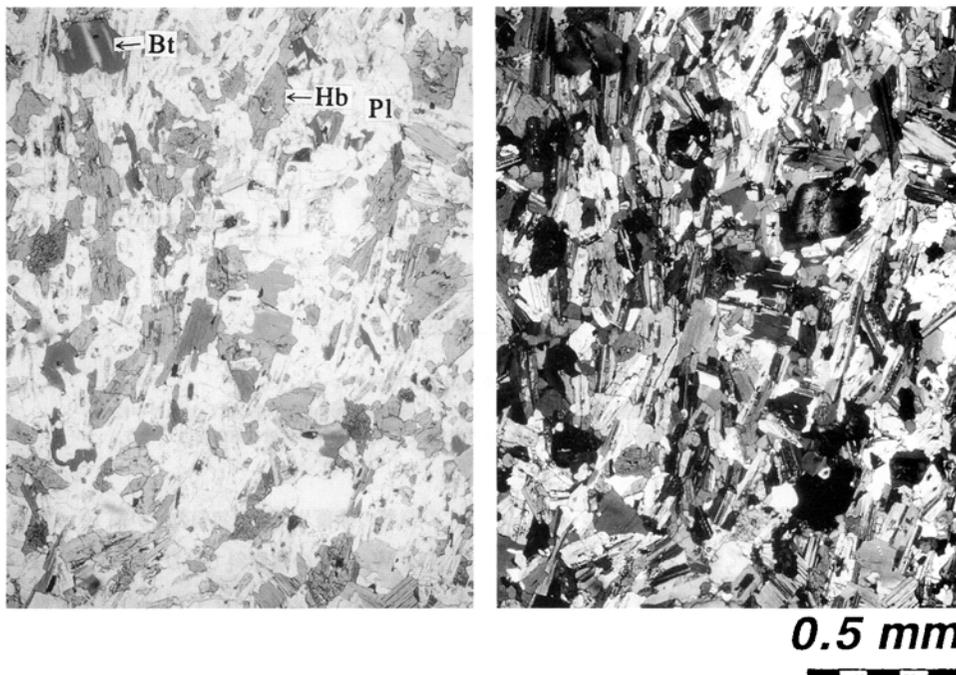
細粒黒雲母角閃石閃緑岩（筑波山白滝からの試料 GSJ R63482 (8220414)，第50図）

主成分鉱物 普通角閃石，黒雲母，斜長石，石英

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物，スフェン，緑泥石，白雲母

短柱状でほぼ同じ長さの普通角閃石，黒雲母，斜長石及び間隙充填状の石英から構成され，前3者には定向性が顕著である。基本的なテクスチャーはスペサルタイトと類似しており，それに黒雲母と石英が添加された形態といえる。普通角閃石には累帯構造が一般に認められ，軸色Zがコアからリムに向かい帯褐緑色から緑色へと変化する。斜長石は累帯構造が顕著で，一部反復累帯構造を伴う正累帯構造(バイトウナイトからアンデシン： $\perp 010$ 最大対称消光角 $=45^{\circ}-25^{\circ}$)を示す。コアには細粒の普通角閃石が含まれる。またコアはしばしば変質し白雲母が生じている。不透明鉱物は黒雲母に伴われるほか，間隙充填状に産する。スフェンは黒雲母の周辺に見られる場合が多い。また黒雲母の一部は緑泥石へと変質している。

上述の細粒黒雲母角閃石閃緑岩とTs3の花崗閃緑岩あるいはトータル岩との間には，中間的は岩相がいくつかあり，それらは野外では細粒黒雲母角閃石閃緑岩を取り囲む形で分布している（白滝・桃山）。そのような岩石では間隙充填状に入る石英の比率が高くなり，ポイキリティックに普通角閃石，黒雲母，斜長石を包有する。また，カリ長石が同様にポイキリティックにマトリックスを埋めている場合もある。

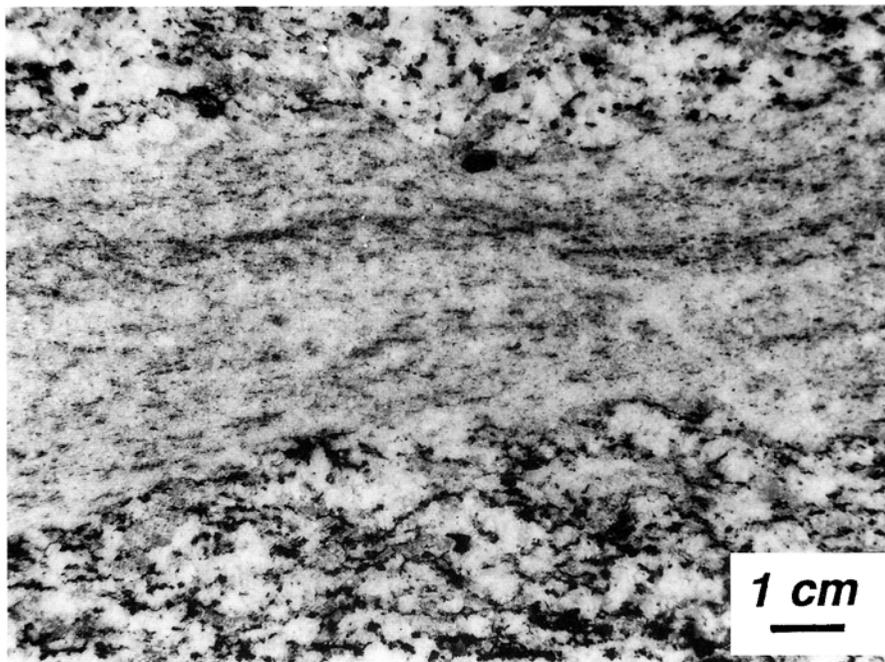


第50図 細粒黒雲母角閃石閃緑岩(Ts1)の薄片写真（左：下方ポーラ，右：直交ポーラ）
試料(GSJ R63482 (8220414))は筑波山南麓の白滝(第36図C)から採取。
Bt: 黒雲母，Hb: 普通角閃石(褐色)，Pl: 斜長石。記載は本文参照。

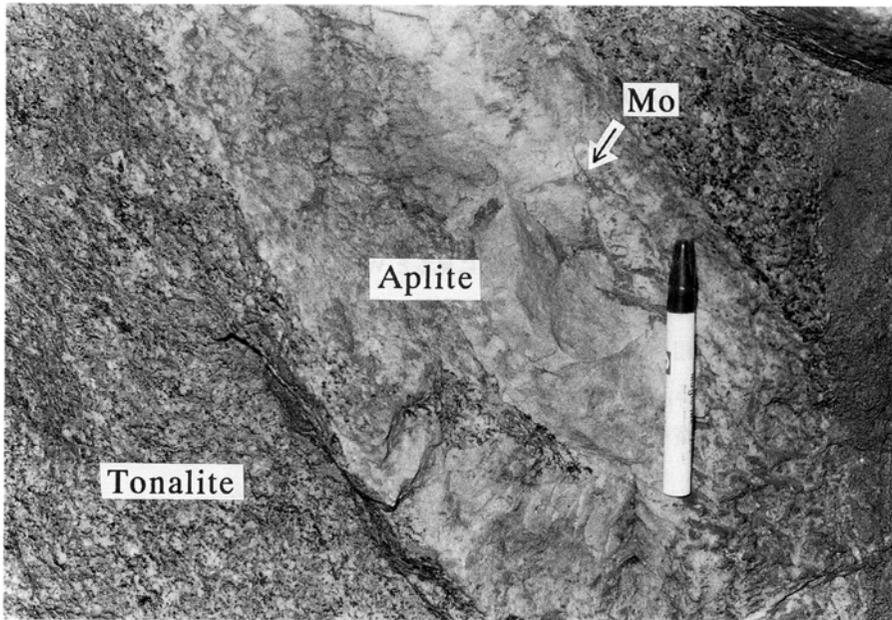
IV. 4. 2 片状黒雲母トーナル岩 (Ts2)

分布、対比及び貫入関係 筑波山西側の真壁町酒寄^{さかより}から椎尾にかけての地域とつくば市国松周辺に分布する。連続して分布するこの片状岩の存在は高橋 (1982 a) により確認された。トーナル岩質の岩相は Ts3 の分布域にも認められるが、明瞭な片状構造を持つことでほかから区別した。筑波トンネル内では上述したように筑波山岩体の斑れい岩類を、境界部付近で捕獲する関係が認められる。

岩相及び産状 明瞭な片状構造を持ち、全般的に見ると WNW-ESE 方向に軸を持ち、緩やかに褶曲する構造を示す。片状構造と調和的な暗色包有物が全般に認められる。一部に数 mm から数 cm 大のカリ長石の斑状結晶を含む岩相や普通角閃石を含む岩相が見られる。2 種類のアプライト脈が片状黒雲母トーナル岩中に貫入している。1 つはトーナル岩の構造と調和的な片状構造を持つアプライト (第 51 図) であり、もう 1 つは片状構造を切る塊状の岩脈である。後者には輝水鉛鉱が伴われることがある (第 52 図)。



第51図 片状黒雲母トーナル岩 (Ts2) 中の片状アプライト脈の研磨片写真
試料 (GSJ R63483 (K2W180)) は霞ヶ浦用水筑波2号トンネル椎尾口から 180m から採取。



第52図 片状黒雲母トータル岩(Ts2)中の輝水鉛鉱(Mo)を含むアプライト脈の露頭
霞ヶ浦用水筑波2号トンネル椎尾口から564mの露頭(本文参照)。

岩石記載

片状黒雲母トータル岩(真壁町酒寄からの試料 GSJ R63492 (8220301), 第 I 図版 1, 第 53 図)

主成分鉱物 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, 褐れん石, スフェン, りん灰石, ジルコン, 緑泥石, 方解石, 白雲母

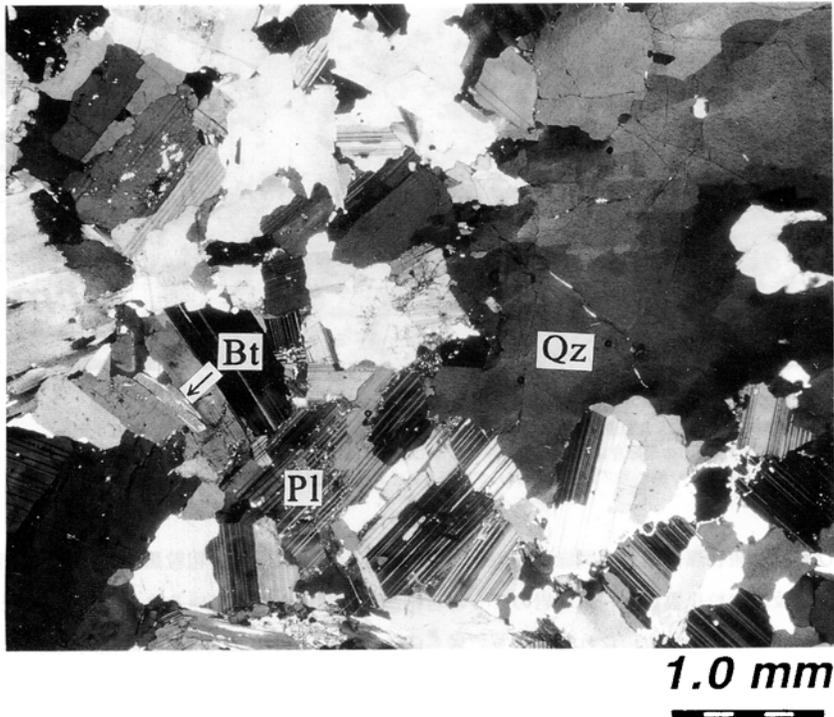
斜長石は長径 5 mm 程度の比較的自形性のよい結晶して産する。反復累帯構造(ラブラドライトからアンデシン: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $30^\circ - 21^\circ$)を示し, コアにはしばしば黒雲母の小結晶が含まれ, また一部は変質して白雲母が生じている。斜長石がカリ長石と接する部分にはミルメカイトが生じている。石英とカリ長石は粒状あるいは間隙充填状に産する。カリ長石にはマイクロパーサイトが見られる。黒雲母は小結晶の集合体として珪長質鉱物の粒界に沿って薄層を構成するような形状で分布し, この薄層の定向性が片状構造をつくっている。不透明鉱物, 褐れん石, スフェンは黒雲母に伴われて産することが多い。

片状アプライト(筑波2号トンネルからの試料 GSJ R63483 (K2W180), 第 51 図)

主成分鉱物 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, 褐れん石, スフェン, 緑泥石, 方解石

最大粒径 1.5 mm 程度の珪長質鉱物は, 形状は様々であるが長軸が定向性を示す。斜長石は正累帯構造(アンデシン: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $20^\circ - 15^\circ$)を示し, カリ長石と接する部分にはミルメカイトができています。また 0.数 mm の小結晶でカリ長石に包有されるものは全体がミルメカイトとなっています。斜長石の変質は周囲の片状トータル岩より一般に顕著であり, 白雲母あるいは微小な変質鉱物が生じている。カリ長石にはマイクロパーサイトが見られ, またカールスバード双晶がしばしば認められる。



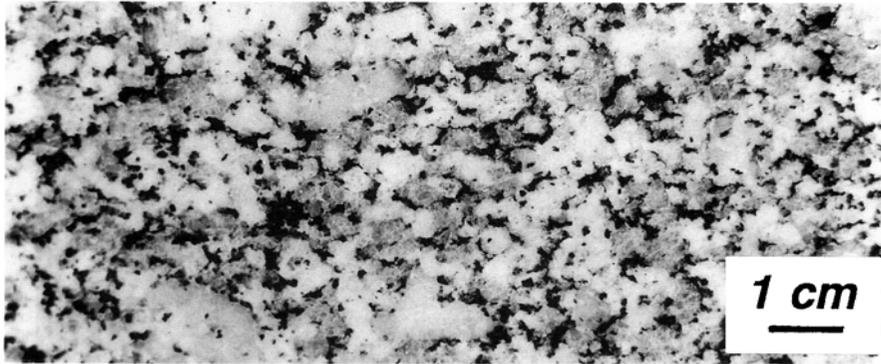
第53図 片状黒雲母トーナル岩(Ts2)の薄片写真 (直交ポーラ)
 試料(GSJ R63484 (K2W1585))は霞ヶ浦用水筑波2号トンネル椎尾口
 より1,585mの地点から採取。Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

IV. 4. 3 斑状黒雲母花崗閃緑岩など(筑波花崗岩の主岩相)(Ts3)

分布及び対比 筑波山の山腹から山麓に広く分布ほか、表筑波スカイラインから柿岡盆地にかけての筑波変成岩類の分布域に、数百 m 規模の小岩体として散在する。7万5千分の1筑波図幅(佐藤, 1927)による斑状黒雲母花崗岩、高橋(1982 a)による斑状花崗閃緑岩体にほぼ対比される。筑波トンネル内では上述したように筑波山岩体の斑れい岩類中に貫入する関係が認められる(IV.3.1 参照)。また、真壁町山尾(やまのお)から八郷町上曾にかけての地域で加波山花崗岩に貫入される(IV.6.2 参照)。

本岩相は本図幅内で掘削された3本の試錐でも確認されている(位置: 第36図)。筑波山南麓の筑波温泉ホテルの試錐では崖錐堆積物の下は斑状黒雲母花崗閃緑岩(第54図)となっており、しばしばアプライトの岩脈を挟みながら1352.6 mの坑底まで連続している。八郷町下青柳の気象庁の地震観測井では95 mの坑底まで斑状黒雲母花崗閃緑岩と変成岩類が繰り返し出現している。八郷町総合グラウンドにある防災研究所の地震観測井では29 mまで友部層その下に10 m程度の変成岩類を挟み、坑底の164 mまで斑状黒雲母花崗閃緑岩及び花崗閃緑岩となっている。

柴ほか(1979)は53 Ma(風返峠)、63 Ma(平沢)のK-Ar年代を求めている。またRb-Sr法による鉱物アイソクロン年代では59.5 Maの値が得られている(Arakawa and Takahashi, 1988)。



第54図 筑波温泉ホテルのボーリングコアの研磨片写真
 大型のカリ長石を含む斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)。試料(GSJ R63495 (3324))は筑波温泉ホテル(第36図D地点)の御好意による。筑波温泉ホテルでは最長1352.6mの井戸を含む3本の坑井(すべて花崗岩質岩で一部にアブライトを挟む)が掘削されており、本試料は試掘井(250m)からのもの。

岩相及び産状 斑状黒雲母花崗閃緑岩，斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩，粗粒黒雲母花崗岩，粗粒黒雲母花崗閃緑岩及び中粒黒雲母トータル岩の5つの岩相が漸移関係となっているように見えることから，これらを一括してTs3とした。これらのうちで最も広く分布する岩相は斑状黒雲母花崗閃緑岩である。やや扁平化している暗色包有物及びシュリーレンの配列方向から弱い定向性が認められる場合があり，筑波山の南側では高橋(1982 a)も述べているように，岩体の形状に調和的なE-WからNE-SW方向の走行を示す。斑状黒雲母花崗閃緑岩に含まれるカリ長石の斑状結晶は長径10 cmに及ぶものもあり，その長軸に定向性が認められるところもある。柴田(1944)及び高橋(1982 a)が指摘しているように，筑波山の南麓ではカリ長石によりEW走向で西向きにやや下がる軸を持つ線構造が認められる。

中粒白雲母黒雲母花崗岩(Ts4)の分布域に近い柿岡盆地小桜川流域では，斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩が分布する。この白雲母を伴う斑状花崗閃緑岩は斑状黒雲母花崗閃緑岩と肉眼的にはよく類似している。南隣の土浦区幅の小田の小岩体もこれと同様の岩相である。

筑波山の北側及び北東側にはカリ長石の斑状結晶を伴わない粗粒黒雲母花崗岩(椎尾付近に分布)，粗粒黒雲母花崗閃緑岩(湯袋峠付近)及び中粒黒雲母トータル岩(上坪付近)が分布する。これらと斑状黒雲母花崗閃緑岩とは岩相変化の様子から判断して，いずれも漸移関係にあるものと推定される。

片状黒雲母トータル岩(Ts2)とは筑波山の西及び北西斜面で隣接するが，両者の関係を明示する露頭は確認されていない。Ts2に見られる片状構造がTs3中には連続しないこと及び両者の岩質が著しく異なること(Ts2と隣接するTs3は粗粒黒雲母花崗岩)から，両者が漸移関係にあるものとは考えにくい。なお，粗粒黒雲母花崗岩が地表に露出する直下の筑波2号トンネルには同岩相は出現せず，片状黒雲母トータル岩となっている(第38図)。

筑波変成岩類との関係は，最も変成度の高い領域では，杉(1928)，Sugi(1930)により指摘されているように，花崗岩質の注入岩が変成岩類の構造に調和的に存在している。変成岩類との接触部付近の花崗岩類中には珪線石が含まれている場合もある。また，変成岩類の分布域には斑状黒雲母花崗閃緑岩，斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩の小岩体のほか，各所でアブライト，ペグマタイトの貫入が認められる。ア

ブライト、ペグマタイトはともに極めて優白質の岩石で、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母のほか細粒のざくろ石を伴う。筑波トンネルでは、灰重石も見出されている。

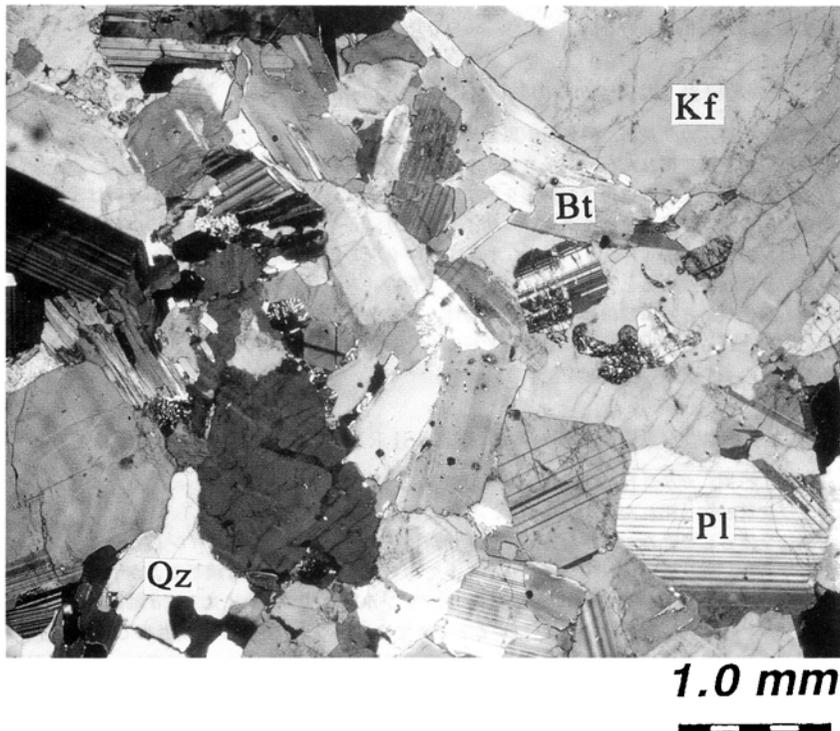
岩石記載

斑状黒雲母花崗閃緑岩(表筑波スカイラインからの試料 GSJ R63465 (3366A), 第I図版2, 第55図)

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母

副成分及び変質鉱物 褐れん石, ジルコン, りん灰石, 緑泥石, 白雲母

石英は数 mm 大の丸みを帯びた結晶の見かけを呈しているが、鏡下ではいくつかのグレインあるいはサブグレインの集合体である場合が多い。そのような結晶では波動消光が見られる。また、斜長石の間の空隙を埋め間隙充填状に産するものもある。カリ長石はマイクロパーサイトで、斑状結晶としてあるいは間隙充填状の結晶として産する。この試料では斑状結晶は1 cm 程度の大きさのものが多く、黒雲母、石英及び斜長石の1 mm 以下の小結晶を包有する。また、肉眼的に1つに見える斑状結晶も複数のグレインの集合体である場合があり、カリ長石間の粒界にはしばしば上記の小結晶が連なっている。斜長石は反復累帯構造(アンデシン： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角= $25^{\circ}-22^{\circ}$)を示し、コアはしばしば変質し白雲母を生じている。カリ長石と接する部分の一部にミルメカイトが発達する。黒雲母は小結晶の集合体として産し、カリ長石と接する部分ではそれらとカリ長石の粒界は直線的となることが多く、カリ長石に自形性をもたせている。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。褐れん石は累帯構造を示し、黒雲母に伴われることが多い。



第55図 斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)の薄片写真(直交ポーラ)
試料(GSJ R63465 (3366A))は表筑波スカイライン(第36図I-2)から採取。
Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英。

斑状白雲母黒雲母花崗閃緑岩（八郷町青柳からの試料 GSJ R63466 (3399)，第Ⅱ図版1）

主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，白雲母

副成分及び変質鉱物 不透明鉱物，褐れん石，ジルコン，りん灰石，緑泥石

石英，カリ長石及び斜長石の産状は，斜長石の組成以外上記の斑状黒雲母花崗閃緑岩（表筑波スカイラインからの試料3366 A，第Ⅰ図版2）とよく類似している．反復累帯構造を示す斜長石ではアンデシンからオリゴクレイスの組成（ $\perp a$ 軸鋭角側の消光角が $15^\circ - 4^\circ$ ）を示す．黒雲母は小結晶の集合体として産し，変質は極めて軽微である．ごく一部に緑泥石が認められる．白雲母は0.5 mm程度の大きさの結晶として黒雲母に伴われるほか，斜長石のコア，斜長石どうしの粒界沿いなどに見られる．不透明鉱物は黒雲母に伴われるものと，珪長質鉱物の粒界に産するものがあるが，ともに0.1 mm以下の微細な結晶である．

粗粒黒雲母花崗岩（真壁町椎尾からの試料 GSJ R 63467 (3191B)，第Ⅱ図版2）

主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母

副成分及び変質鉱物 ジルコン，りん灰石，緑泥石，白雲母，方解石

石英は外形は全くの他形であるがおおよそ紡錘状の形態を示す．波動消光が全体によく発達しているものが多い．カリ長石も他形で，マイクロバーサイトである．アルバイトラメラは最大0.1 mm程度のものであり，Ts3の中では全体の組成が最もアルバイト成分に富んでいるといえる．斜長石は反復累帯構造（オリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=6^\circ - 0^\circ$ （コア-石英と接するリム））を示す．全体に変質しているものが多く白雲母及び方解石を生じている．またカリ長石と接するリムはアルバイト組成となっており（ $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=-12^\circ$ ），ミルメカイトがしばしば発達している．黒雲母は小結晶の集合体として産し，一部は緑泥石に変質している．なお斜長石中に包有される黒雲母はほとんどすべて緑泥石化している．

粗粒黒雲母花崗閃緑岩（湯袋峠からの試料 GSJ R 63468 (8220308A)，第Ⅲ図版2）

主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母

副成分及び変質鉱物 褐れん石，ジルコン，りん灰石，緑泥石，白雲母

石英は全体として丸みを帯びた外形を示すが，鏡下ではいくつかのグレインあるいはサブグレインの集合である．カリ長石はマイクロバーサイトであり，石英，斜長石，黒雲母の小結晶を包有する．斜長石は反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=16^\circ - 3^\circ$ ）を示す．斜長石がカリ長石と接するところでは，アルバイト質のリムが見られる場合や，ミルメカイトが形成されている場合がある．黒雲母は小結晶の集合体として産し，一部は緑泥石に変質している．なお斜長石中に包有される黒雲母はかなりの割合で緑泥石化している．褐れん石はカリ長石に包有されることがあり，その場合著しい融食形を呈する．

中粒黒雲母トータル岩（真壁町上坪からの試料 GSJ R 63469 (3212B)，第Ⅲ図版2）

主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母

副成分及び変質鉱物 褐れん石，ジルコン，りん灰石，緑泥石，白雲母

石英は全体として丸みを帯びた外形を示すが，鏡下ではいくつかのグレインあるいはサブグレインの集合であり，カリ長石はマイクロバーサイトであるが，ラメラの幅は鏡下でようやく確認できる程度（数mm）である．斜長石は反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=22^\circ - 5^\circ$ ）を示す．斜長石がカリ長石と接するところでは，ミルメカイトが形成されている場合がある．斜長石のコアの一部は白雲母に変質している．黒雲母は小結晶の集合体として産し，一部緑泥石に変質している．褐れん石は累帯構造を示す自形結晶として黒雲母に伴われる．

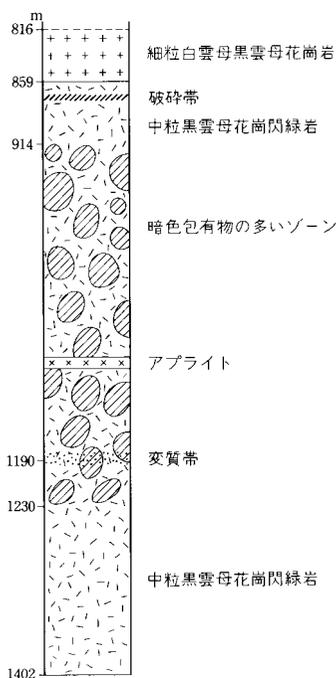
Ⅳ. 4. 4 中粒白雲母黒雲母花崗岩 (Ts4)

分布及び対比 千代田町と八郷町の町境を東北東方向に走る尾根の南斜面に約4kmの広がりを持ってまとまって分布する。また、この岩体から500mの範囲で尾根の北側にも数十mから100m程度の規模の小岩体として分布する。7万5千分の1筑波図幅(佐藤, 1927)及び高橋(1982a)による両雲母花崗岩に相当し、同様の岩相は本図幅南側の土浦図幅の範囲にも分布する。

雪入に掘削された千代田町の試錐(位置: 第36図G, 柱状: 第56図)では、859mの深さまで地表に見られるTs4類似の白雲母黒雲母花崗岩が分布している。

雪入の白雲母黒雲母花崗岩では59MaのK-Ar年代が得られている(河野・植田, 1966)。

岩相及び産状 雪入の岩体では中粒白雲母黒雲母花崗岩を主体とし、細粒から中粒の優白質ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩が周縁相として数百mの幅で分布する。サテライト小岩体も周縁相と類似の岩相である。雪入付近の岩体周縁部にはペグマタイトが多く、また我が国で初めてりん酸塩ペグマタイトが発見されている。ペグマタイトは通常石英、カリ長石(マイクロクリン)、斜長石(アルバイト)、白雲母、黒雲母からなるが、これに鉄電気石、緑柱石の巨晶やりん灰石、ざくろ石、ジルコンを伴うこともある。一方りん酸塩ペグマタイトではトリフィライトなど15種の本邦初産りん酸塩鉱物、らん鉄鉱など10種の既知りん酸塩鉱物、そのほかの鉱物として閃亜鉛鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、コロンブ石、菱マン



第56図 千代田町試錐の地質柱状図

掘削地点は第36図Gに示す。本試錐は816mまでカッティングス、それ以後深坑底の1402.6mまでがオールコアで掘削されている。本地質柱状図はコアの観察に基づき作成した。

ガン鉱などが報告されている（松原・加藤，1980）。

岩石記載

中粒白雲母黒雲母花崗岩（千代田町雪入からの試料 GSJ R 63470 (8220503A)，第IV図版1，第57図）

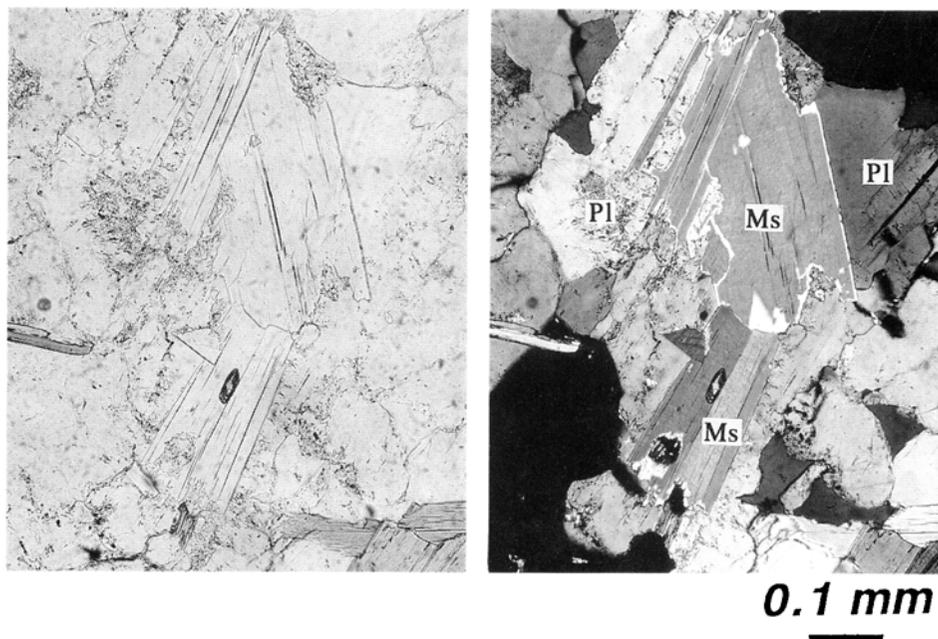
主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，白雲母，黒雲母

副成分及び変質鉱物 ジルコン，りん灰石，緑泥石，緑れん石

石英及びカリ長石は大きなもので5 mm 程度の他形結晶で，斜長石は大きなもので3 mm 程度の比較的自形性のよい結晶で産する．石英は多くの場合いくつかグレインあるいはサブグレインの集合であり，しばしば波動消光を示す．カリ長石はマイクロパーサイトで，反復累帯構造を示すものがある．また，斜長石及び黒雲母の小結晶が包有される．斜長石は反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=18^{\circ}-0^{\circ}$ ）を示す．斜長石がカリ長石と接するところでは，ミルメカイトがよく発達している．黒雲母は約3分の2がいくつかの結晶の集合体として産し，残りは離散的に珪長質鉱物間に分布する．黒雲母の一部は緑泥石，緑れん石などに変質している．白雲母は斜長石に伴われることが多い．なお，斜長石のへき開に沿って分布するものもあることから，少なくとも一部は固結後の二次的作用によるものと推定される．

IV. 4. 5 細粒花崗岩類 (Ts 5)

分布及び対比 斑状黒雲母花崗閃緑岩など (Ts 3) 及び筑波変成岩類の分布域に径数百 m から1 km 程度の小岩体として分布する細粒の花崗岩類を，ここでは一括して Ts 5 とした．北から真壁町上坪，寄井，つくば市国松，八郷町風返峠，つくば市つくばねゴルフ場（風返峠の南1 km），北条に分布する．7万5千分の1筑波図幅（佐藤，1927）では斑状黒雲母花崗岩（本図幅の Ts 3）から区別されておらず，



第57図 中粒白雲母黒雲母花崗岩 (Ts4) の薄片写真（左：下方ポーラ，右：直交ポーラ）
試料 (GSJ R63470 (8220503A)) は千代田町雪入 (第36図 IV-1) から採取。
白雲母 (Ms) は斜長石 (Pl) の一部を置換するような形態で産する。

また高橋 (1982 a) では北条の岩体のみが両雲母花崗岩に区分され、あとは斑状花崗閃緑岩体 (本図幅の Ts 3) 中に一括されている。

北条の細粒白雲母黒雲母花崗岩では 59Ma の K-Ar 年代が得られている (河野・植田, 1966)。

岩相及び産状 周囲の花崗岩類との関係は露頭では確認されていないが、岩石の分布から見ていずれも岩株状を呈し、Ts 3 の花崗岩類を貫くものと推察される。北からそれぞれの岩体の主要な岩相は以下のとおりである。

真壁町上坪：細粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗閃緑岩

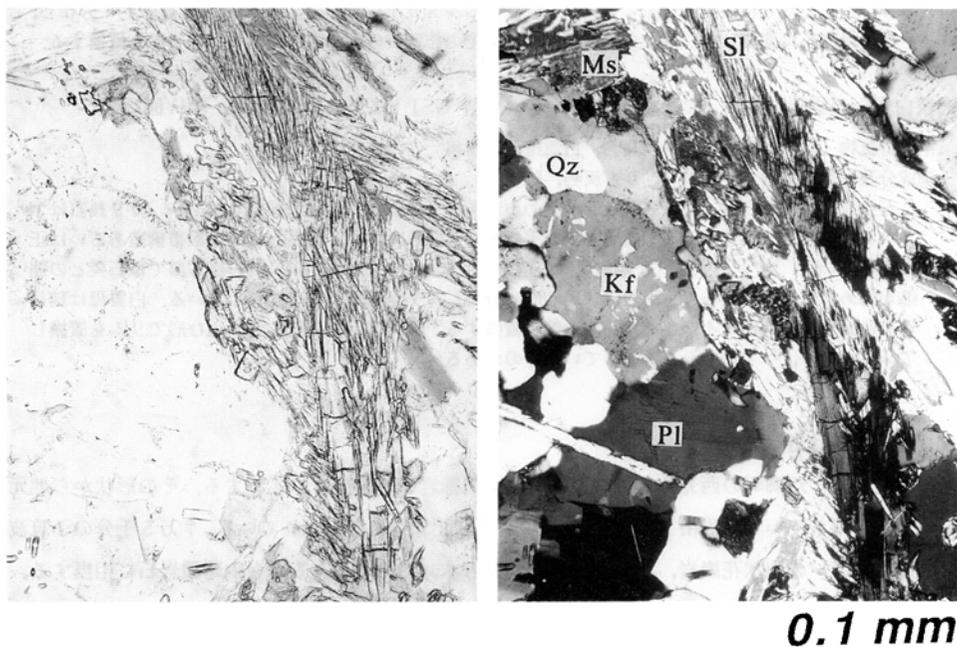
真壁町寄井：細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (石英と長石が連晶)

つくば市国松：細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (白雲母の一部は斜長石のへき開に沿う)

八郷町風返峠 (筑波 1 号トンネル内にも露出)：細粒黒雲母花崗岩及び細粒珪線石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (岩石記載参照)

つくば市つくばねゴルフ場：優白質中粒白雲母黒雲母花崗岩及びアブライト (岩石記載参照)

つくば市北条：細粒白雲母黒雲母花崗岩 (岩石記載参照) 及び細粒ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩



第58図 細粒珪線石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (Ts5) の薄片写真 (左：下方ポーラ、右：直交ポーラ)
試料 (GSJ R63485 (K1N1888)) は霞ヶ浦用水筑波 1 号トンネルの八郷口から 1, 888m の地点 (第38図22) で採取。
Sl : 珪線石, Ms : 白雲母, Pl : 斜長石, Kf : カリ長石, Qz : 石英。本文参照。

岩石記載

細粒珪線石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩（筑波1号トンネルからの試料 GSJ R 63485

(K1 N1888), 第58図)

主成分鉱物 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母

副成分及び二次鉱物 珪線石, ざくろ石, ジルコン

石英及び長石は1-2 mm程度の大きさの結晶で, それらの配列には弱い定向性が見られ, 長軸の方向は珪線石の長軸とおおよそ平行する. 斜長石には弱い正累帯構造(オリゴクレイスからアルパイト: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=-6^{\circ}$ -- 15°)が見られ, また一部にはミルメカイトが発達. カリ長石はマイクロパーサイトである. 珪線石はフィプロライトで, その周辺は白雲母に変化. 白雲母は単独で産するほか, 一部は斜長石と連晶する. ジルコンには包有物が多く, 磨耗した形をとる. ざくろ石は1-2 mm程度の大きさの比較的自形性のよい結晶である.

優白質中粒白雲母黒雲母花崗岩（つくば市つくばねゴルフ場からの試料 GSJ R 63493 (3423A)）

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 白雲母, 黒雲母

副成分及び変質鉱物 ジルコン, りん灰石, 緑泥石

石英, カリ長石及び斜長石は大きなもので5-7mm程度の結晶として産する. 石英は丸みを帯びた他形, カリ長石と斜長石には比較的自形性のよい結晶がある. カリ長石は反復累帯構造を示すマイクロパーサイトで, 石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母を包有する. 斜長石は反復累帯構造あるいは正累帯構造(オリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=7^{\circ}$ - 0°)を示す. 斜長石のカリ長石と接する部分の一部及びカリ長石どうしの粒間に分布する斜長石中にはミルメカイトが発達する. 黒雲母は離散的に分布し, 一部は緑泥石に変質している. 白雲母は珪長質鉱物の粒間に分布するほか斜長石の一部を置換する.

細粒白雲母黒雲母花崗岩（つくば市北条からの試料 GSJ R 63471 (8220417), 第IV図版2）

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 白雲母, 黒雲母

副成分及び変質鉱物 ジルコン, りん灰石, 緑泥石

石英及びカリ長石の一部は3-5 mm程度の小斑晶状を呈する. 石英は波動消光をする. カリ長石はマイクロパーサイトでアルパイト質ラメラの平行配列が顕著である. 斜長石は反復累帯構造あるいは正累帯構造(オリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=8^{\circ}$ -- 3°)を示す. 斜長石の縁部では石英との連晶が認められる場合がある. 黒雲母は離散的に分布し, 一部は緑泥石に変質している. 白雲母は珪長質鉱物の粒間に分布するほか斜長石の一部を置換する. 例えば, 斜長石を包み込む形でリムを置換しているものや, へき開に沿って生じているものがある.

IV. 4. 6 球状岩 (Ts6)

分布及び対比 八郷町の西光院に斑状黒雲母花崗閃緑岩中の岩脈として産する. その形状から地元では小判石と呼ばれている. 昭和12年に茨城県から天然記念物に指定されている. 7万5千分の1筑波図幅(佐藤, 1927)の球状花崗岩, 河野(1933)及び吉木(1933)による峰寺山球状岩石に相当する.

岩相及び産状 幅1 m程度の岩脈(N75°W, ほぼ垂直)として斑状花崗閃緑岩中に貫入しており, 球状岩は長径数 cmの卵形をなす(笹田ほか, 1983 a). 露頭では球状岩の部分が風化作用に弱い剥離脱落し, 椀状のくぼみとなっている. また幅20 cm程度のペグマタイト脈が球状岩及び母岩の斑状花崗閃緑岩を貫いている(第59図).



第59図 球状岩 (Ts6) の露頭 (正井義郎氏撮影)

球状岩の露頭は西光院の駐車場の近くから杉木立の斜面を3分ほど下ったところにある(第36図H)。露頭の表面は風化が進んでおり、球顆の多くは剥離脱落しくぼんだ状態になっている。本文参照。

岩石記載 (ここでの記載は河野 (1933) などの文献で用いられた用語を踏襲する。)

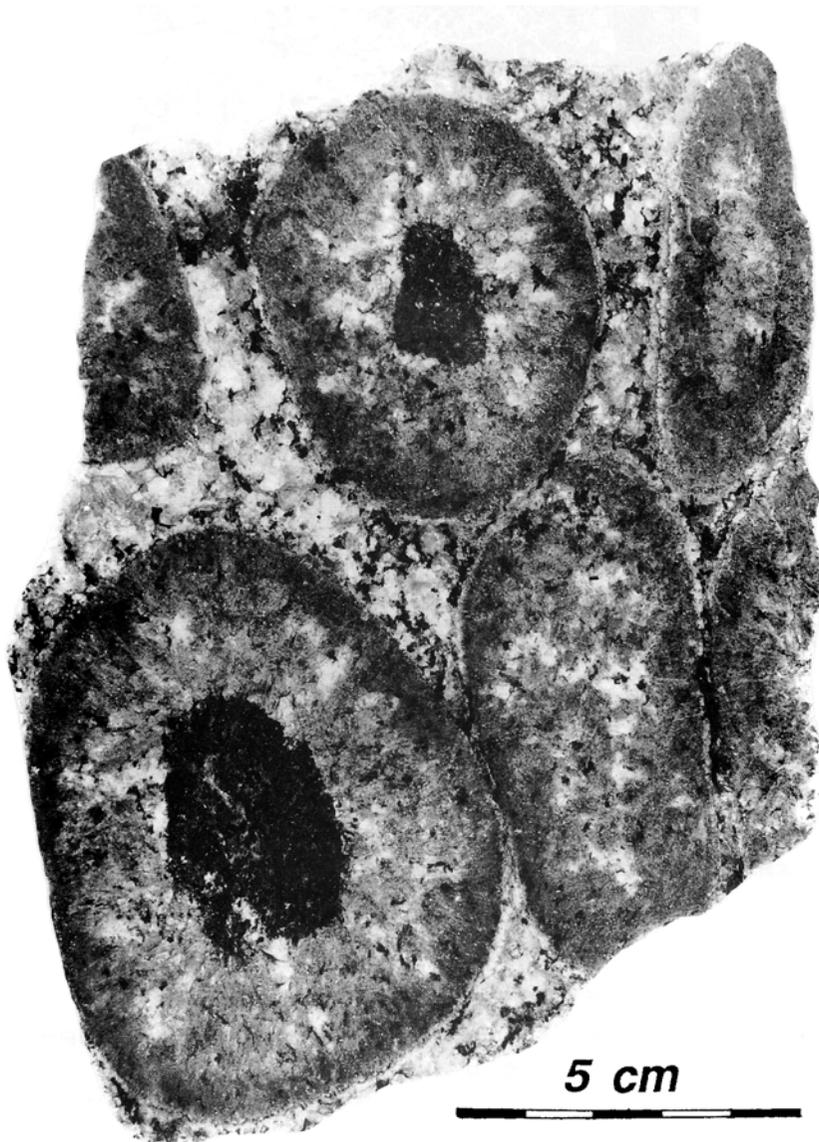
球状岩は内核、外帯及び周縁帯からなる三重構造をしている。この構造は球顆の断面の研磨片(第60図)及びその薄片写真(第61図)に明瞭に見られる。

内核は主として黒雲母と斜長石から構成されており、球状岩の中では最も黒ずんでいる。片状構造がよく発達しており、白雲母や珪線石を伴う場合もある。

外帯は主として堇青石、斜長石、石英、黒雲母、りん灰石、カリ長石(極めて少量)から構成されており、放射状の構造を示す。堇青石の中にはジルコンが含まれることがある。新鮮なものは肉眼的には青灰色を呈している。なお、内核に近い部分は堇青石に乏しく、石英、斜長石、白雲母、黒雲母からなる。

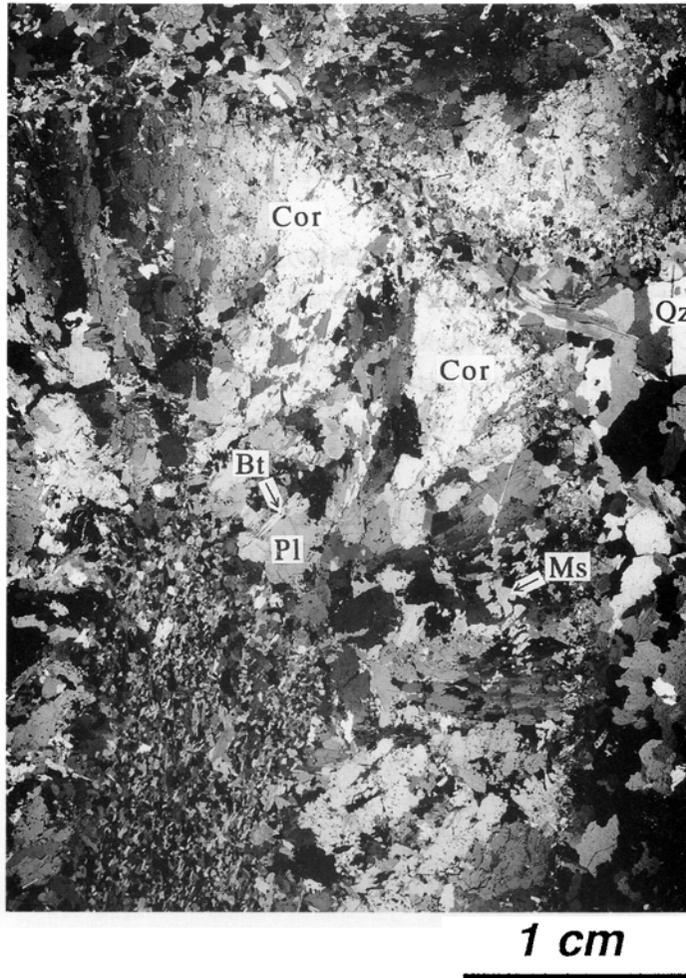
周縁帯は球顆の一番外側の部分に相当し、1-2 mm程度の厚さを持つ。細粒の斜長石、石英、黒雲母、りん灰石からなり、肉眼的には黒ずんだ色をしている。

球顆の間隙を埋める基質は石英、斜長石、黒雲母及び少量の白雲母からなる。これらの中で石英の占める比率が高い。また、黒雲母はいくつかの結晶が連なり薄層状をなすことがある。



第60図 球状岩 (Ts6) の研磨片写真

球顆の中心部の最も黒ずんでいる部分が、変成岩起源と考えられる内核。そのまわりの灰色の部分(実際には青みがかった)が外帯で、外帯のうち内核に近い部分が白っぽく見えるのは斜長石が多いためであり、外側がより灰色がっかっているのは堇青石が多いことによる。なお、切断面の位置により切断面上で内核の見えない球顆もある。なお、球顆の間を埋めているのはやや石英に富む粗粒な花崗岩である。



第61図 球状岩 (Ts6) の薄片写真 (直交ポーラ)
 2つの球顆と間隙を埋める花崗岩を示す。大きい方の球顆には細粒の内核、堇青石などにより放射状構造の明瞭な外帯、それを包み込む1-2mmの厚さの周縁帯が認められる。Cor: 堇青石, Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qz: 石英。本文参照。

IV. 5 稲田花崗岩

柴田 (1944) による命名に準拠し、北隣真岡図幅の笠間市稲田の石切場に分布する花崗岩類と一連の花崗岩類を稲田型花崗岩と呼ぶ。ただし、柴田 (1944) は真壁から岩瀬、稲田にかけて分布する花崗岩類すべてに稲田型の名称を適用しているが、本図幅では岩相の違いに基づき、雨引を境にして彼の稲田型花崗岩を大きく2分し、北側の角閃石を含有する花崗岩類とそれを貫く細粒花崗岩類を稲田花崗岩とし、南側の花崗岩類については新たに加波山花崗岩と呼ぶことにする。

稲田花崗岩は筑波花崗岩とほぼ同じ年代を示すが、岩相的にはほとんどが塊状の花崗岩類であり、筑

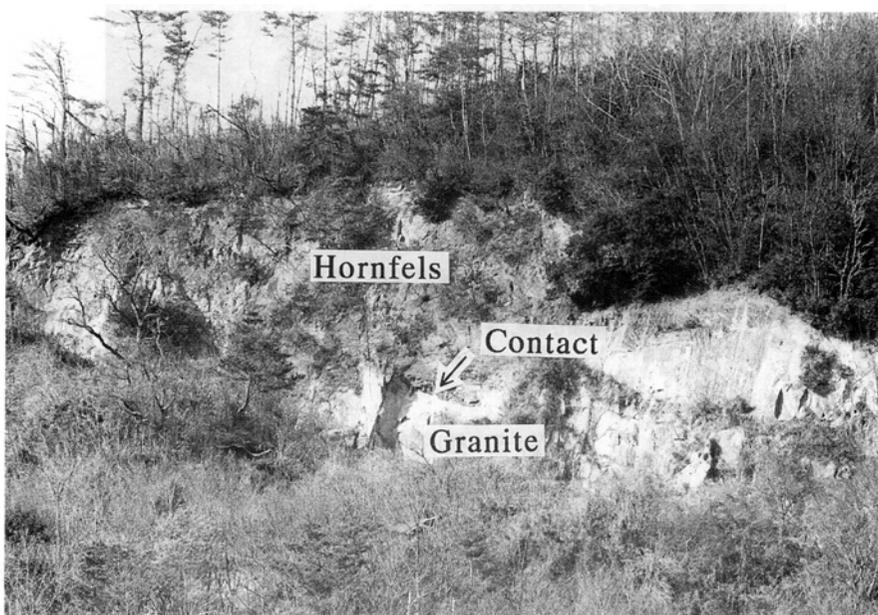
波花崗岩に見られるような片状構造は一部の地域を除いて認められない。また母岩の吾国山変成岩類の構造に対してはすべて不調和的に貫入しており、雨引から羽田山にかけての地域ではルーフコンタクトが明瞭である。

主な岩相は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In1)、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (In2)、細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩 (In3 : 岡田ほか (1954) の上城型花崗岩) である。

Ⅳ. 5. 1 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (稲田花崗岩の主岩相) (In1)

分布及び対比 大和村雨引以北の羽田山から岩瀬町福原にかけて、本図幅の北縁に分布する。本図幅内では風化の著しいところが多く石切場は見られないが、北隣真岡図幅の笠間市稲田には数多くの石切場があり、稲田石あるいは稲田みかげの石材名を持つことから、稲田花崗岩 (狭義) と呼ばれることもある (笹田, 1991)。高橋 (1982a) による粗粒花崗岩体にはほぼ対比される。

岩相及び産状 加波山北方の尾根付近より西側に分布する岩相は、周囲の吾国山変成岩類に対してルーフコンタクトの関係にあり、特に羽田山では山頂付近に変成岩類を載せている構造が明瞭である (第62図)。また、岩瀬町曾根から西に向かう林道に沿ってもルーフコンタクトの状況がよく分かる。すなわち均質な花崗岩は、林道沿いに上がって行くと、標高 240-290 m で変成岩の数 m 大のブロックを多数包有する岩相となり、標高 300 m 以上で変成岩類の分布域に入る。接触部付近の変成岩類中には花崗岩脈



第62図 羽田山東斜面の露頭 (正井義郎氏撮影)

露頭の位置は第36図Iに示す。この崖の上半分の灰色の部分はルーフである変成岩類、下半分の白っぽい部分が花崗岩類で、主に細粒白雲母黒雲母花崗岩 (In3) からなるが、境界部に部分的に粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In1) が見られる。

(優白質)の貫入が頻繁に見られる。

板敷峠付近では変成岩との接触部付近で局部的に優色鉱物の定向配列と暗色包有物に扁平化が見られ、片状構造 (N56° E, 13° N) が発達している。

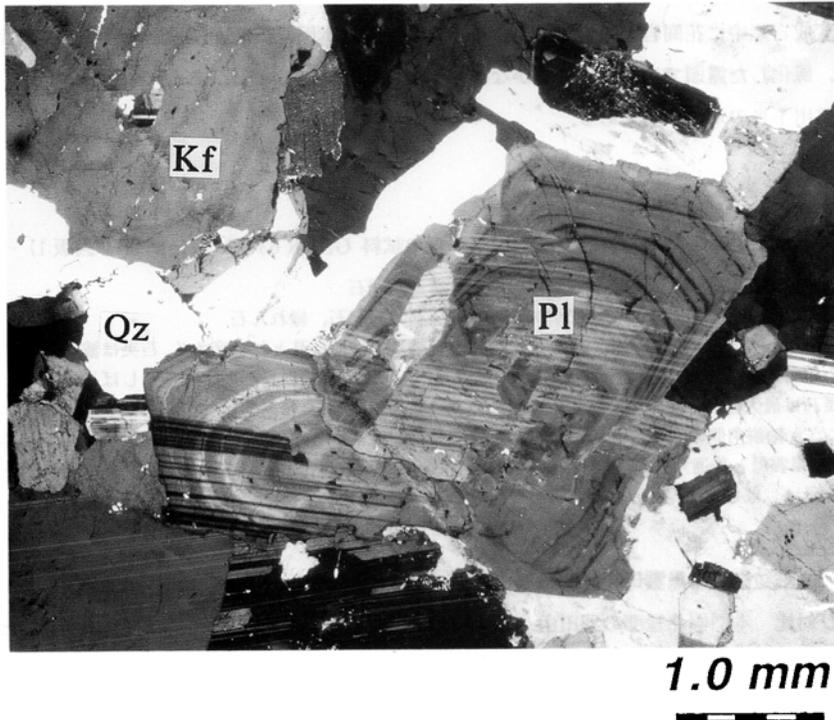
主たる岩相は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩であり、西側ほど有色鉱物の含まれる割合が高い。稲田の石切場では角閃石は量が少ないため肉眼での同定が困難であるが、本図幅内では角閃石は肉眼で同定できる程度の量と大きさをもっている場合がある。また斜長石の含まれる比率の高いところでは、粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩といえる岩相となっている。またこれらを貫きペグマタイト及びアプライトも見られる。

貫入関係では細粒白雲母黒雲母花崗岩 (In 3) に貫かれ、また加波山花崗岩の中粒黒雲母花崗岩 (Ka 1) に貫かれている (第 37 図)。

絶対年代では、K-Ar 法で 63 Ma (河野・植田, 1966), Rb-Sr 法では鉱物アイソクロン年代が 60.2 Ma, 全岩アイソクロン年代が 61.6 Ma (Arakawa and Takahashi, 1988) となっている。

岩石記載

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (大和村羽田山からの試料 GSJ R 63494 (1142), 第 63 図)



第63図 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In1) の薄片写真 (直交ポーラ)
試料 (GSJ R63494 (1142)) は羽田山の東斜面 (第62図の露頭から200m東) から採取。Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英。

主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，普通角閃石

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物，褐れん石，スフェン，ジルコン，りん灰石，緑泥石，緑れん石，方解石

石英及びカリ長石は他形で一部は間隙充填状に産する。石英には一般に波動消光が見られる。カリ長石はマイクロパーサイトで斜長石，黒雲母を包有する。斜長石は比較的自形性のよい卓状結晶で，反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=25^{\circ}-8^{\circ}$ ）を示す。斜長石がカリ長石に接するところの一部にアルパイト質のリムあるいはミルメカイトが発達している（両者が伴われる場合もある）。珪長質鉱物の粒径は5-10 mm程度である。黒雲母と普通角閃石は相伴いくつかの結晶が集合していることが多い。黒雲母の一部は変質し緑泥石となっており，また普通角閃石（軸色Z=帯褐緑色）の一部は変質し方解石になっている。不透明鉱物は黒雲母に伴われることが多い。褐れん石は自形性のよい結晶として黒雲母中に包有される。スフェンは珪長質鉱物の粒界にくさび状に産する。緑れん石は緑泥石に伴われることが多い。また，緑泥石の一部は細粒の結晶の集合体として，珪長質鉱物の粒間を埋めている。

IV. 5. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (In 2)

分布及び対比 本図幅の北東部の笠間市南指原から大日堂にかけて分布する。本岩相と変成岩類の分布及び地形から，南指原の南でN75°Eに延びる断層が推定される。稲田花崗岩の主岩相である粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩との関係は本図幅の範囲ではおさえることができない。

岩相及び産状 吾国山変成岩類に対しては原岩の堆積構造を切って不調和的に貫入しており，接触部付近では変成岩類中に花崗岩質の岩脈が見られる（第64図）。本図幅の範囲では岩相は均質で安定している。なお，風化した露頭では緩傾斜の細かな割れ目が発達していることがある。道祖神峠斑れい岩体との関係は露出不良のため不明である。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（笠間市南指原からの試料 GSJ R 63472 (1115)，第V図版1）

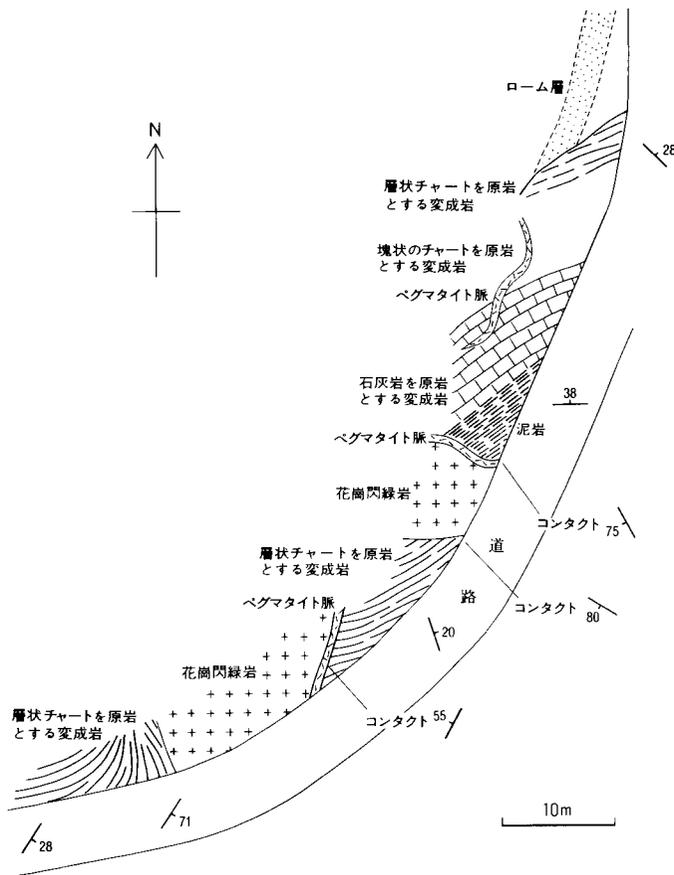
主成分鉱物 石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，普通角閃石

副成分及び二次鉱物 ジルコン，モナズ石，りん灰石，緑泥石，緑れん石

石英及びカリ長石は最大径5 mm程度の丸みを帯びた他形結晶として産する。石英は波動消光し，鉱物の包有物は極めて少ない。カリ長石はマイクロパーサイトで，斜長石の小結晶をしばしば包有する。斜長石は最大径5 mm程度の比較的自形性のよい結晶で，反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=15^{\circ}-2^{\circ}$ ）を示す。カリ長石と接する斜長石の一部にはミルメカイトが見られる。黒雲母と普通角閃石（軸色Z=帯褐緑色）は小型の斜長石とともにクロットをつくる場合が多い。黒雲母はしばしば緑泥石及び緑れん石に変質している。

IV. 5. 3 細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩 (In 3)

分布及び対比 本図幅北縁部の羽田山から大和村雨引，岩瀬町曾根にかけての地域に小岩体として分布する。その分布は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In 1) の分布域にに限られる。岡田ほか (1954) による上城花崗岩，高橋 (1982 a) による細粒花崗閃緑岩体に対比される。主たる分布域は北隣の真岡図幅にある。



第64図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (In2) と吾国山変成岩類との境界部
花崗閃緑岩 (In2の支脈) が原岩の構造を切って、不調和的に貫入している。本図の露頭の位置
は第36図Jに示してあるが、スケッチを行った後この露頭はモルタルなどで被覆されている。

岩相及び産状 径1 km程度あるいはそれ以下の岩株状の岩体(本図幅内に主なもので4カ所)として産し、吾国山変成岩類及び粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(In1)を貫く。それぞれの岩体内部での岩相は比較的均質であるが、境界部付近にはマフィック鉱物の量比の違いによる縞状構造が見られることがある。どの岩体でも白雲母が含まれるが、特に曾根南西の岩体では肉眼的にも白雲母が目立つ。

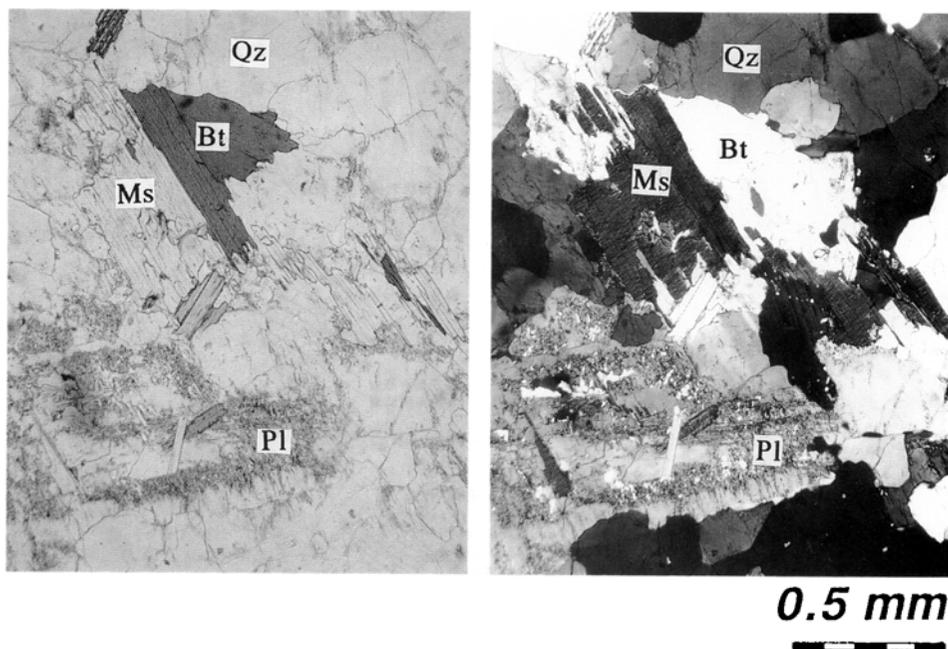
岩石記載

細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩(岩瀬町曾根からの試料 GSJ R 63486 (1231), 第65図)

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 白雲母, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 ジルコン, りん灰石, 緑泥石

石英, カリ長石, 斜長石はいずれも1-2 mm程度の大きさの結晶で, 石英は丸みを帯びた他形で, カリ長石及び斜長石は比較的自形性のよい結晶として産する。石英は一般に波動消光をしている。カリ長石はマイクロパーサイトで微斜長石双晶しており, アルパイトラメラは聚片双晶を示す。斜長石は



第65図 細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩 (In3) の薄片写真 (左：下方ポーラ, 右：直交ポーラ)

試料 (GSJ R63486 (1231)) は岩瀬町曾根から採取。本図幅内に見られる白雲母含有の花崗岩類の白雲母が、多くの場合斜長石の一部を置換 (多くの場合は劈開に沿う) しているのは異なり、ここでは白雲母は単独あるいは黒雲母と連晶して産する。Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

反復累帯構造 (オリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $12^{\circ} - 5'$) を示す。斜長石でカリ長石と接する部分の一部にミルメカイトが見られる。黒雲母は散在し一部は緑泥石などに変質している。白雲母には珪長質鉱物間に散在するもの、黒雲母と結晶学的方位を共有し連晶するもの、斜長石の一部を置換するものがある。りん灰石は石英及びカリ長石中に含まれるものが多い。

IV. 6 加波山花崗岩

真壁町山尾から足尾山, 加波山, 燕山と南北に連なる山なみに広く分布し, その東への延長が柿岡盆地の北部及び吾国山の南面を通って難台山に連続する。分布域の中央に位置する山の名をとって加波山花崗岩と呼ぶ。加波山花崗岩は筑波花崗岩及び稲田花崗岩の両者を貫く関係にある。中粒黒雲母花崗岩 (Ka 1) 及び細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) の2つが主要な岩相で, 両者は一部貫入関係 (Ka 2 が Ka 1 を貫く), 一部漸移関係にある。このほか小規模ではあるが細粒優白質ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (Ka 3) 及び極細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Ka 4) が主岩相中に貫入している。高橋 (1982 a) はそれまで稲田花崗岩に一括されていた真壁以北の花崗岩類から, 加波山周辺に分布するいくつかの岩相を独立させて記載したが, 本図幅における加波山花崗岩は, 彼の中粒花崗閃緑岩体, 加波山細粒花崗岩体及び山尾細粒花崗岩体を合わせたものにほぼ相当する。

IV. 6. 1 中粒黒雲母花崗岩 (Ka 1)

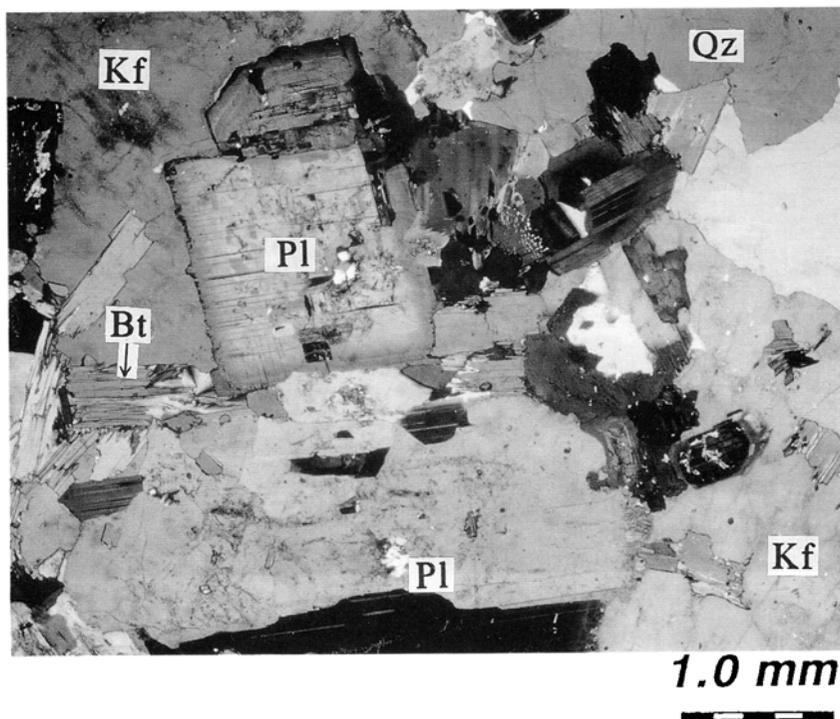
分布及び対比 加波山から難台山にかけて東西約10km, 南北約7kmの範囲に分布する. 高橋 (1982a) による中粒花崗閃緑岩体に対比される.

岩相及び産状 加波山の北方延長の山なみではウォールコンタクトで, 吾国山変成岩類及び稲田花崗岩 (In1) の両者を貫く(曾根の南西にある露頭でのコンタクトの方向は N82° E, 50° N). 吾国山の南面から難台山にかけては変成岩類及び斑れい岩類に対して, 極めて低角度のルーフコンタクトとなっており, 境界部付近の花崗岩類はアプライト質となっている. また, ここでは母岩の変成岩類中にアプライト脈が頻繁に貫入している. 難台山の南面では再びウォールコンタクトとなるが, ここでは境界部から数百 m の範囲で花崗岩中に白雲母が含まれる.

岩相は比較的安定しており, 塊状で均質な中粒黒雲母花崗岩が広く分布する. 難台山 (尾根及び東斜面) 及び板敷の西方にはカリ長石の 2 cm 程度の斑状結晶を含む岩相が見られ, 両者は漸移する.

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (加波山西斜面の石切場からの試料 GSJR 63473 (8212706), 第V図版2, 第66図)



第66図 中粒黒雲母花崗岩 (Ka1) の薄片写真 (直交ポーラ)
試料 (GSJR 63473 (8212706)) は加波山(第36図 V-2)より採取. Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英.

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 褐れん石, ジルコン, りん灰石, 緑泥石, 緑れん石, 白雲母, 方解石

石英及びカリ長石は最大径 5 mm 程度の丸みを帯びた他形結晶として産する。石英は波動消光し、いくつかのグレインの集合体であることが多い。カリ長石はマイクロパーサイトで、斜長石及び黒雲母の小結晶を包有する。斜長石は最大径 3 mm 程度の比較的自形性のよい結晶で、鉱物包有物が多く変質が著しいコアと反復累帯構造の顕著なマントルを有する（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $27^{\circ} - 5'$ ）。カリ長石と接する斜長石の一部にはミルメカイトが見られる。褐れん石は融食形をしており、カリ長石中に包有される。黒雲母はしばしば緑泥石及び緑れん石に変質している。

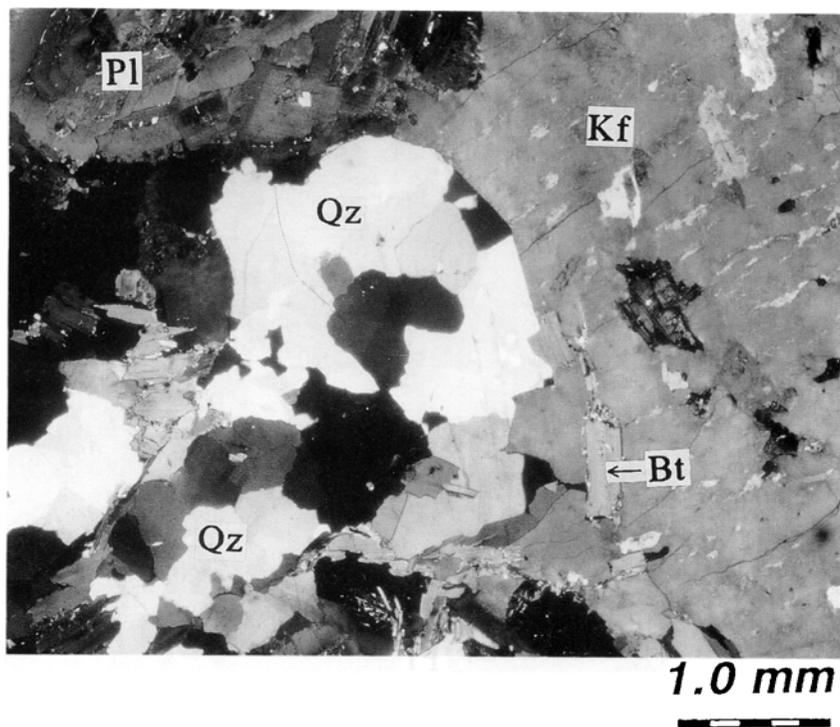
斑状白雲母含有黒雲母花崗岩

（周縁相：難台山東斜面の石切場からの試料 GSJ R 63474 (1192), 第VI図版 1, 第 67 図）

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, ジルコン, りん灰石, 緑泥石, 白雲母

石英は多結晶の集合体からなり、長径 1 cm 程度の紡錘状を呈する。カリ長石はマイクロパーサイトで長径 1-2 cm の斑状結晶として産するが、内部には斜長石, 石英, 黒雲母, 白雲母の小結晶を多数包有する。斜長石は最大長径 3-4 mm 程度の比較的自形性のよい結晶として産し、反復累帯構造（アンデシンからオリゴクレイス： $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $15^{\circ} - 0'$ ）を示す。斜長石がカリ長石と接する部分に



第67図 斑状白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka1) の薄片写真（直交ポーラ）
試料 (GSJ R63474 (1192)) は難台山 (第36図 VI-1) より採取。Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英。

はアルバイト質のリムが形成されており、しばしばミルメカイトを伴う。黒雲母はいくつかの結晶が集合している場合が多い。不透明鉱物は黒雲母及びカリ長石に伴われて産することが多い。白雲母は黒雲母に伴われるほか、斜長石の一部を置換している。斜長石のへき開に沿ってできている場合もある。

IV. 6. 2 細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2)

分布及び対比 山尾周辺及び加波山西斜面にまとまって分布する。加波山花崗岩の中では本岩相の分布域に数多くの石切場がある。高橋 (1982 a) による山尾細粒花崗岩体及び加波山細粒花崗岩体に相当する。

岩相及び産状 中粒黒雲母花崗岩 (Ka 1) に対しては、一部漸移、一部貫入関係にある。貫入関係を示す露頭は大曾根東方の沢に見られ、ここでは Ka 1 中のアプライト脈を切って Ka 2 が貫入する状況が観察できる (高橋, 1982 a)。一方、加波山東斜面の沢や桜坊の石切場では、一部両者が不明瞭な境界で混在し、両岩相が漸移する様子が見える。

筑波花崗岩に対しては真壁町金井の石切場跡 (柴田, 1944 ; 高橋, 1982 a)、真壁町山尾から南東に入る沢 (第 68 図 a) 及び南北に走る尾根の東斜面の小さな沢 (第 68 図 b) で貫入関係が確認されている。また境界付近の細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) 中には、筑波花崗岩のトータル岩質の岩石 (Ts 3) が捕獲岩として含まれることがある。

本岩相は均質で比較的安定しており、加波山西斜面にある数多くの石切場で、小目の名で石材として切り出されている。一部にはカリ長石が斑状を呈する部分もある。また、山尾ではペグマタイト脈がよく発達している (第 69 図, 第 70 図)。ペグマタイトでは自形性のよいざくろ石、緑柱石のほかコルンブ石、サマルスキー石、ゼノタイム、モナズ石、りん灰石、ジルコン、ベータウラノフェン、鉄電気石、白雲母、石英、カリ長石 (正長石)、斜長石 (オリゴクレス、アルバイト)、濁沸石などの鉱物の産出が報告されている (桜井ほか, 1936 ; 桜井, 1958 ; 古山ほか, 1956 ; 加藤, 1957)。

岩石記載

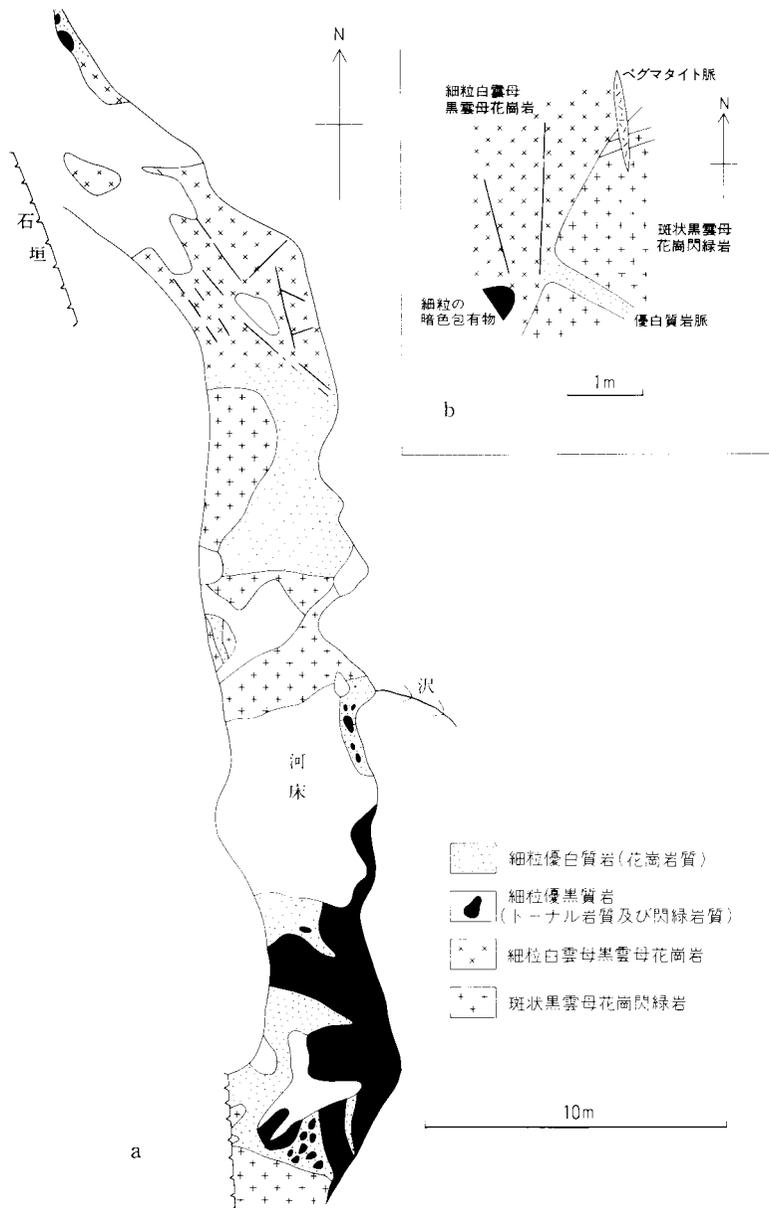
細粒白雲母含有黒雲母花崗岩

(加波山の西斜面の石切場からの試料 GSJ R 63475 (1243), 第IV図版 2, 第 71 図)

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母, 白雲母

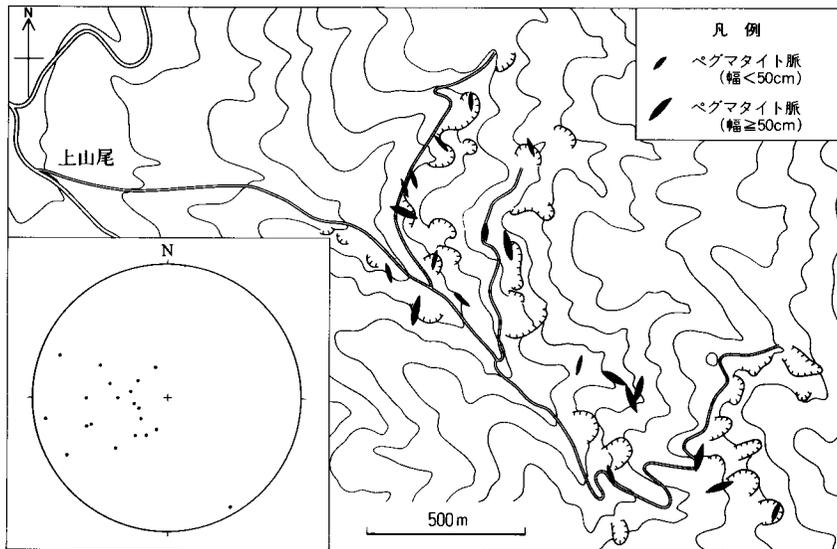
副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, ジルコン, りん灰石, 緑泥石, 緑れん石, 方解石

石英は 2 mm 程度の大きさの丸みを帯びた他形結晶として産する。カリ長石はマイクロパーサイトで、間隙充填状に産する。一般に石英、斜長石、黒雲母、白雲母などの包有物が多いが、これらの包有鉱物が少ない結晶は斑状の見かけを呈することがある。斜長石は最大長径 2 mm 程度の比較的自形性のよい結晶として産し、反復累帯構造 (オリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $13^\circ - 0^\circ$) を示す。斜長石がカリ長石と接する部分の一部にミルメカイトを伴う。黒雲母はしばしば緑泥石、緑れん石に変質している。白雲母は単独で産する場合もあるが、多くは斜長石の一部を交代している。

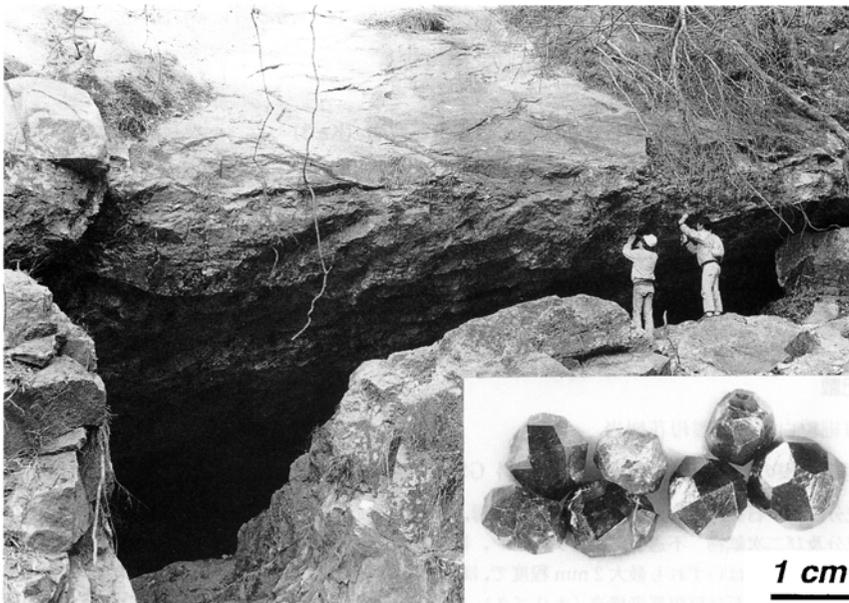


第68図 筑波花崗岩と加波山花崗岩との境界部

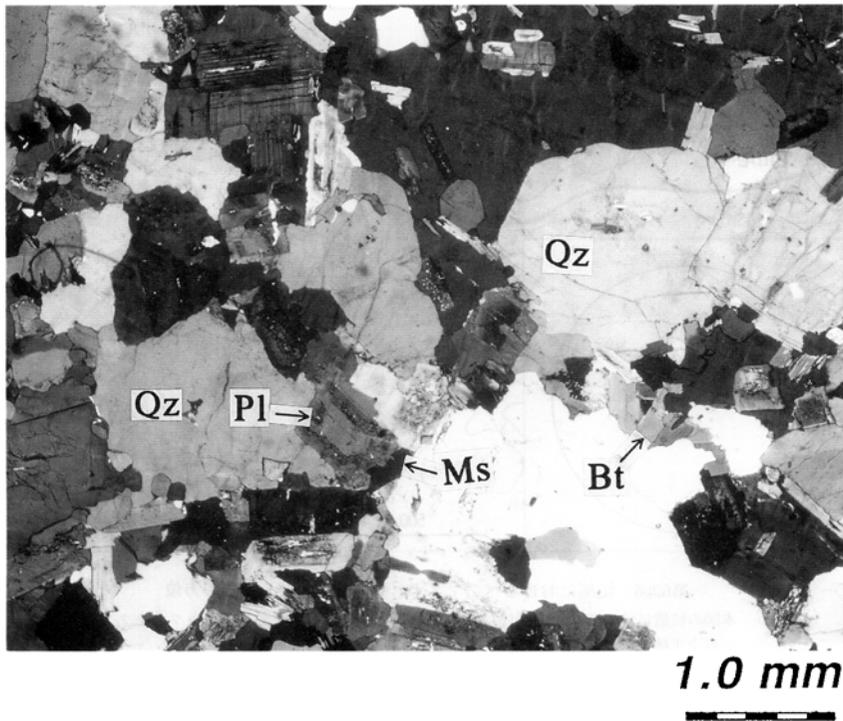
- a : 露頭位置は真壁から湯袋峠に上る道路に並行する沢(第36図K)。加波山花崗岩の細粒黒雲母花崗岩(Ka2)は筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)との接触部で優白質の岩相に変化する。この優白岩中に角張った斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)の捕獲岩が含まれる。また、この優白岩中には細粒で優黒質の岩石も捕獲岩状に含まれている。
- b : 露頭位置は真壁から上曾に通じる道路から北に入る沢(第36図L)。細粒黒雲母花崗岩(Ka2)から斑状黒雲母花崗閃緑岩(Ts3)に向けて、やや優白質は支脈(幅20cm)が貫入している。また、境界部に両岩相をまたいでペグマタイトが貫入している。



第69図 山尾におけるペグマタイト脈の分布及びそれらの方位
 本図の位置については第36図(Mの枠)を参照。ペグマタイト脈はシュミットネットの下半球にプロット。ペグマタイト脈は東に緩く傾斜しているものが多い。



第70図 山尾のペグマタイト採掘跡及びそこで採取されたざくろ石
 ペグマタイト採掘跡の露頭位置は第69図を参照。



第71図 細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka2) の薄片写真 (直交ポーラ)
 試料 (GSJ R63475 (1243)) は加波山 (第36図 VI-2) より採取. Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qz: 石英.

IV. 6. 3 優白質細粒ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (Ka 3)

分布及び産状 足尾山に3カ所(尾根を南北に走る道路沿いに1カ所, 東斜面に2カ所), いずれも数百m程度の広がりを持ち, 中粒黒雲母花崗岩 (Ka 1) 及び細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) 中に岩株状に分布する. 細粒で優白質な岩石で, ざくろ石を含むことがある. 塊状で全般に比較的均質な岩石であるが, 一部に黒雲母の濃集した不均質な部分もある.

岩石記載

優白質細粒白雲母黒雲母花崗岩

(足尾山尾根の道路沿いの露頭からの試料 GSJ R 63476 (8220110A), 第VII図版1)

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母, 白雲母

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, ジルコン, 緑泥石

珪長質鉱物はいずれも最大2mm程度で, ほぼ等粒状を呈している. カリ長石はマイクロパーサイトである. 斜長石は反復累帯構造 (オリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 $=10^\circ - 2^\circ$) を示す. 白雲母は単独で産するものが多いが, 黒雲母に伴われるもの, 斜長石の一部を交代しているものもある. 白雲母のリムの一部は石英及びカリ長石と細かなシンプレクタイト状の連晶をしている.

IV. 6. 4 極細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Ka 4)

分布及び産状 真壁町山尾の石切場の多い山の斜面に、数百 m の規模で南北方向に伸びた形で2カ所に分布する。いずれも石切場となっており、石材としては最も粒子が細かいことから糠目と呼ばれる。

岩株状に細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) を貫く。比較的均質な岩相であるが、ところにより細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) の捕獲岩及び黒雲母の濃集した黒色包有物を含む。またペグマタイトを伴うこともある。本図幅中に分布する細粒の花崗岩類の多くが白雲母を含むのとは対照的に、本岩相には白雲母はほとんど認められない。

岩石記載

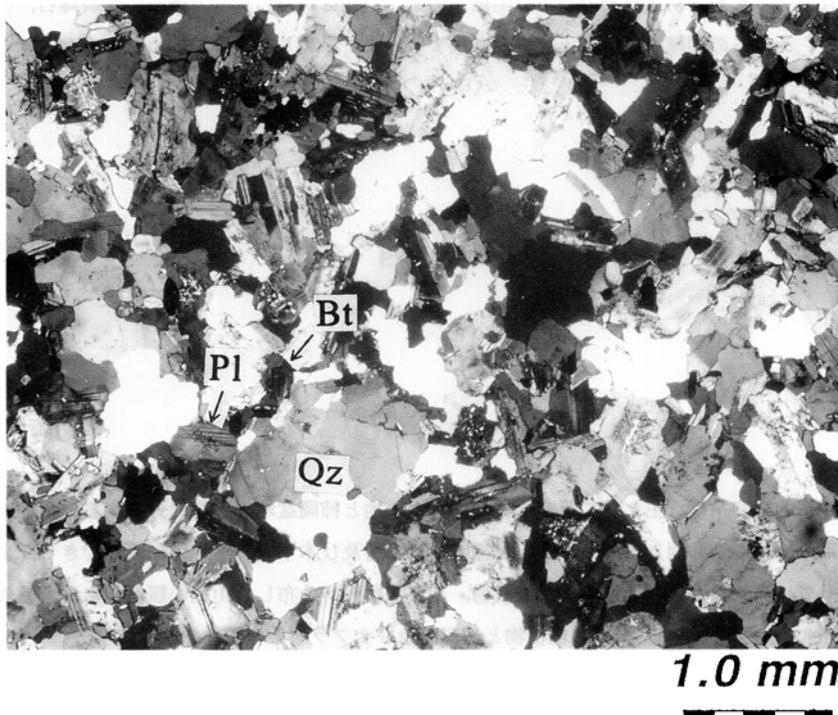
極細粒黒雲母花崗閃緑岩

(真壁町山尾の石切場からの試料 GSJ R 63477 (8220105A), 第VII図版2, 第72図)

主成分鉱物 石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物 不透明鉱物, ジルコン, りん灰石, 緑泥石, 方解石

珪長質鉱物は最大径 1 mm 程度で等粒状を呈している。カリ長石の一部はマイクロパーサイトであるが、かなりの部分は鏡下で離溶構造が見えない。斜長石は正累帯構造(アンデシンからオリゴクレイス: $\perp a$ 軸鋭角側の消光角 = $25^\circ - 7^\circ$)を示す。斜長石のコアはしばしば変質し方解石が生じている。リムにはミルメカイトが認められる。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。



第72図 極細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Ka4) の薄片写真 (直交ポーラ)

試料 (GSJ R63477 (8220105A)) は山尾 (第36図 VII-2) より採取。

Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英。

V. 安山岩 (岩脈) (An)

(笹田政克)

地表では大和村役場で粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (In 1) を貫く岩脈として、また加波山西斜面で2カ所、ともに細粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Ka 2) を貫く岩脈として産する。また、筑波トンネル内でも2カ所で筑波変成岩類を貫く岩脈として観察された：1号トンネル八郷口から1882 mの岩脈(幅2 m, N 70° E 55° N) 及び同じく八郷口から2945 mの岩脈(幅1.5m, N 70° W 45° N)。これら岩脈は東西方向に近い走向を示すものが多く、また傾斜が高角度のものが多い。柴ほか(1979)により、17 MaのK-Ar年代が南隣の土浦図幅の安山岩から得られている。

安山岩の斑晶のほとんどは斜長石で少量のマフィック鉱物の斑晶を伴うが、マフィック鉱物の斑晶は変質が進んでいるため、初生鉱物の判定は困難である。石基は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、それらの間隙を更に粘土鉱物が充填する。また、アミグダルを埋めたような産状の沸石が認められる。

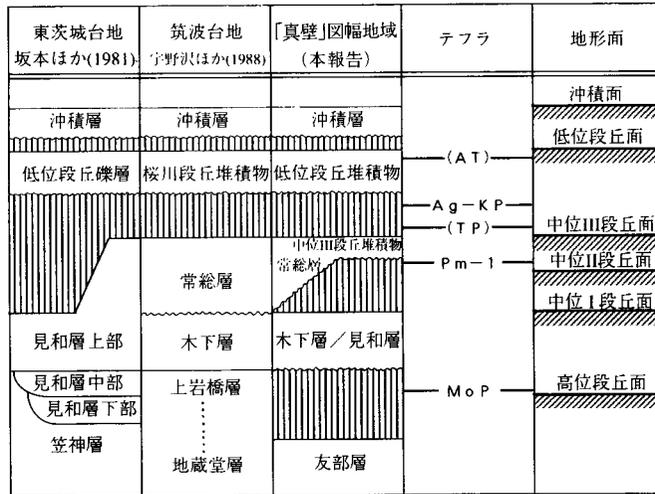
VI. 第四系

(吉岡敏和)

本図幅地域の第四系は、主として筑波山塊の両側の台地と柿岡盆地の内部に分布する。台地を構成する堆積物は、層相や地形面との関係から、友部層、見和層及び木下層、常総層に区分できる。また、各河川に沿っては高位、中位、低位の段丘堆積物、及び沖積層が分布し、山麓の緩斜面には山麓緩斜面堆積物が分布する。第73図に第四系の堆積物と地形面及びテフラ層との関係を示す。

VI. 1 友部層 (To)

地層名 坂本・宇野沢(1979)の友部層による。



第73図 「真壁」図幅と周辺地域における第四系の対比とテフラ・地形面との関係
AT (始良 Tn テフラ) 及び TP (箱根東京軽石) は、本図幅地域では見出されない。

模式地 西茨城郡友部町北部の友部丘陵(水戸図幅地域内)

分布 水戸市西部から笠間市にかけての友部丘陵及び柿岡盆地に分布する。最高分布高度は約 100 m である。基底の高度は不規則であり、基盤の凹凸を埋めるように分布する。構造はほとんど水平である。

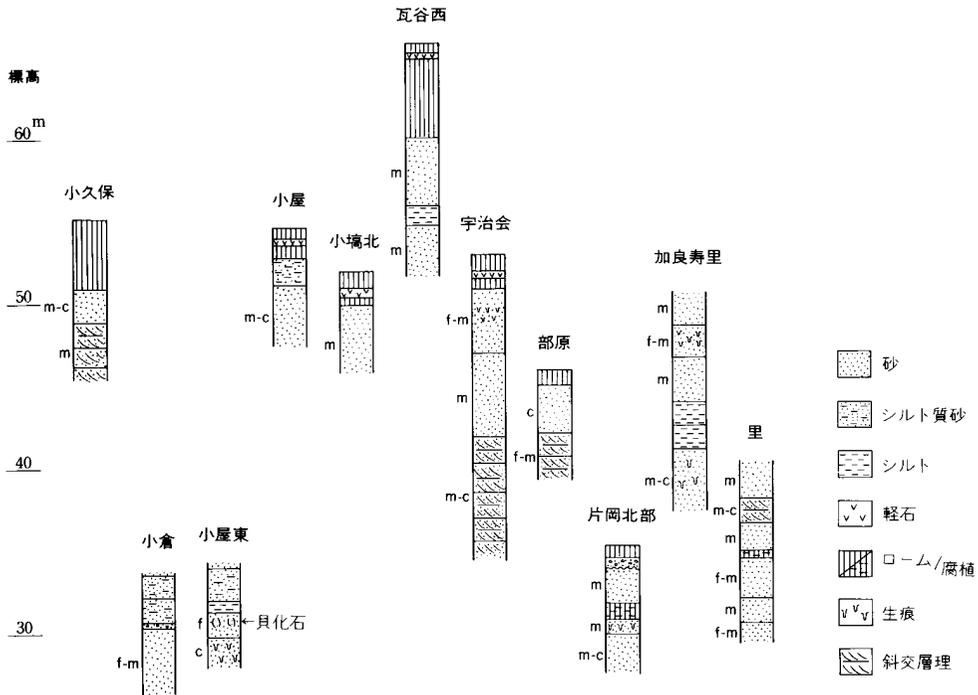
層序関係 基盤の花崗岩類・変成岩類を不整合で覆い、見和層上部層に不整合で覆われる。テフラ層との関係は、直接の関係は明らかでないが分布高度から真岡軽石層の下位に当たると考えられる。

層厚 地表で確認できる範囲では友部丘陵で約 60 m、柿岡盆地で約 40 m であるが、八郷町柿岡付近でのボーリング資料では砂層及び泥層が海面下約 50 m まで続いてから基盤岩に達しており(国土地理院, 1989)、これがすべて友部層だと考えると層厚は 100 m 以上となる。

層相 第 74 図の露頭柱状図に示されるように、柿岡盆地では下部がやや不淘汰な砂層及びシルト層、中部は厚さ 10 m 程度のクロスラミナの発達した中粒-粗粒砂層、そして上部は細粒砂層及びやや淘汰の悪いシルト質砂層からなる。クロスラミナから判断される古流向はほぼ北西から南東方向である。砂はほとんどが花崗岩質岩起源であるが、まれに含まれる細礫には火山岩礫も見られる。粗粒砂にはしばしばパーミキュライト化した雲母片を含む。また、盆地東部の八郷町加良寿里付近では砂層中に厚さ 1-2m の風化シルト層又は腐植質シルト層を挟み、これらのシルト層には高師小僧を多く含む。以上の層相から本地域の友部層は、柿岡盆地西縁の山地から供給された砂が、内湾を埋めるように三角州を形成しながら堆積したものと判断される。

化石 八郷町小屋東方のシルト層から第 3 表に示す貝化石が産出した。また、上部の砂層には管状の生痕がしばしば認められる(第 75 図)。

年代・対比 本層からは直接年代を示す資料は得られてないが、真岡軽石層との関係からは 30-40 万年前より古いと推定される。八郷町小屋東方の本層から産出した貝化石群を検討した(吉岡・佐藤, 1991)結果、これらは房総地域の地藏堂層下部の泉谷化石帯の化石群によく類似し、本層は下総層群地藏堂層



第74図 柿岡盆地における友部層(To)の露頭柱状図

下部に対比されると考えられる。

VI. 2 見和層 (Mi) 及び木下層 (Ki)

地層名 見和層は坂本ほか (1969), 木下層は楨山 (1930) の木下亜階, 小島 (1959) の木下層による。

模式地 見和層は水戸市見和付近 (水戸図幅地域内), 木下層は千葉県印旛郡印西町木下付近 (佐倉図幅地域内) を模式地とする。

分布 いずれも標高 50 m 以下の台地に広く分布しており, 本図幅地域では, 見和層が石岡台地, 新治台地を構成しているほか, 筑波台地の地下には木下層が分布する。構造はほぼ水平である。

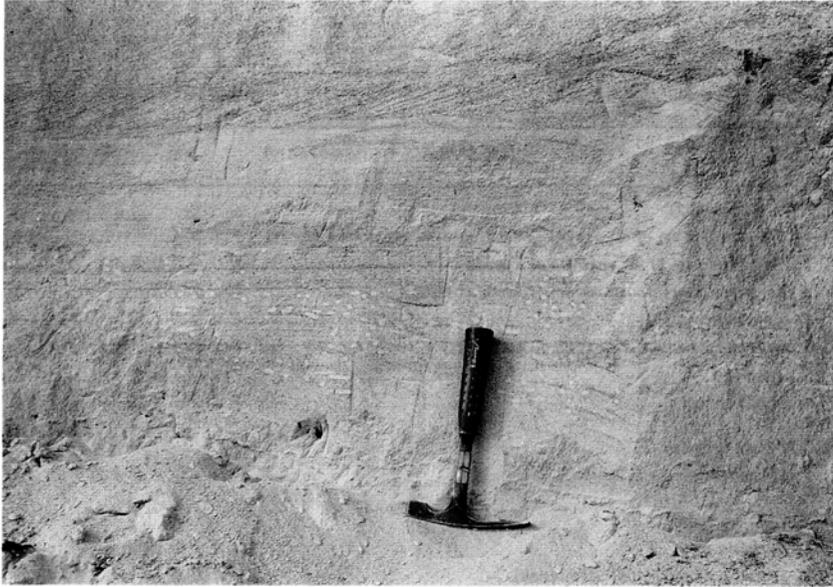
層序関係 見和層は友部層, 笠神層 (坂本ほか, 1981) を不整合で覆い, 木下層は上岩橋層を整合, 一部不整合で覆う (宇野沢ほか, 1988)。上位はいずれも常総層及びその相当層に整合で覆われる。

層厚 本図幅地域ではいずれも基底を確認できないが, 見和層は隣接する石岡図幅地域で 10-15 m, 木下層は土浦図幅地域で 3-8 m (宇野沢ほか, 1988) である。

層相 本図幅地域ではいずれも主として浅海成の砂層からなるが, 上部では地域的に層相の変化がある。柿岡盆地の出口に当たる千代田町高倉付近に分布する見和層は厚さ約 5 m の淘汰の良い円礫層からなる。礫層にはチャート礫, 砂岩礫のほか火山岩礫も含まれ, 柿岡盆地外から礫が供給されていたことを示す。坂本ほか (1981) は, この礫層を見和層上部層と考えたが, 層相からは河川成の堆積物と考え

第3表 八郷町小屋東方の友部層より産出した貝化石 (佐藤喜男技官による)

友部層産貝化石		個体数
巻貝類 (Gastropoda)		
1. <i>Chlorostoma</i> sp. cf. <i>C. argyrostoma lischkei</i> (Tapparone-Canefri)	クボガイ	1
2. <i>Calyptrea</i> sp. cf. <i>C. yokoyamai</i> Kuroda	ガリバガサガイ	1
3. <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda et Habe)	エゾタマガイ	5
4. <i>Siphonalia</i> sp.	ミクリガイ類	3
5. <i>Reticunassa</i> sp. cf. <i>R. japonica</i> (A. Adams)	キヌボラ	2
6. <i>Zeuxis</i> sp.	ヨフバイ類	3
7. <i>Inquisitor</i> sp.	モミジボラ類	1
掘足類 (Scaphopoda)		
1. <i>Dentalium</i> sp.	ヤカドツノガイ類	3
二枚貝 (Pelecypoda)		
1. <i>Barbatia</i> sp.	エガイ類	3
2. <i>Scapharca broughtonii</i> (Schrenck)	アカガイ	21
3. <i>Scapharca subcrenata</i> (Lischke)	サルボウ	2
4. <i>Mizuhopecten tokyoensis</i> (Tokunaga)	トウキョウホタテ	41
5. <i>Pecten (Notovola) albicans</i> (Schroter)	イタヤガイ	9
6. <i>Chlamys (Azumapecten) farreri farreri</i> (Jones and Preston)	アズマニシキ	1
7. <i>Cyclocardia</i> sp. cf. <i>C. ferruginea</i> (Clessin)	クロマルフミガイ	1
8. <i>Cycladicama cumingii</i> (Hanley)	シオガマ	2
9. <i>Lucinoma concentricum</i> (Yokoyama)	ツキガイモドキ	30
10. <i>Clinocardium (C.) nuttallii</i> (Conrad)	オオイシカゲガイ	33
11. <i>Clinocardium (Keenocardium) californiense</i> (Deshayes)	エゾイシカゲガイ	6
12. <i>Fuscocardium braunsi</i> (Tokunaga)	ブラウンイシカゲガイ	5
13. <i>Fulvia mutica</i> (Reeve)	トリガイ	23
14. <i>Phacosoma nipponicum</i> Habe	ヤタノカガミガイ	126
15. <i>Saxidomus purpuratus</i> (Sowerby)	ウチムラサキガイ	2
16. <i>Pitar (Pitarina)</i> sp.	ユウカゲハマグリ	2
17. <i>Meretrix</i> sp.	ハマグリ	2
18. <i>Callithaca adamsi</i> (Reeve)	エゾヌノメアサリ	44
19. <i>Spisula (Mactromeris) polynympha</i> Stimpson	ナガウバガイ	1
20. <i>Raetellops pulchella</i> (A. Adams and Reeve)	チヨノハナガイ	27
21. <i>Cryptomya</i> sp. cf. <i>C. busoensis</i> Yokoyama	ヒメマスオガイ	4
22. <i>Macoma (M.) tokyoensis</i> Makiyama	ゴイサギガイ	29
23. <i>Moerella</i> sp. cf. <i>M. iridescens</i> (Benson)	テリザクラ	2
24. <i>Angulus</i> sp. cf. <i>A. vestalioides</i> (Yokoyama)	クモリザクラガイ	1
25. <i>Solen (Ensisolen) krusensterni</i> (Schrenck)	エゾマテガイ	10
26. <i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i> Makiyama	オオノガイ	9
27. <i>Panopea japonica</i> A. Adams	ナミガイ	6
28. <i>Pandorella</i> sp.	ネリガイ	1
	計 (Total)	462
貝化石以外の大型化石 (Others)		
1. 六放サンゴ, チョウジガイ科		6



第75図 友部層の生痕を伴う細-中粒砂層（八郷町宇治会）ハンマーの長さは約30cm

られ、見和層中部若しくはより下位に相当する埋谷堆積物の可能性がある。礫層以外の層相は下位の友部層と類似するが、砂層の固結度は友部層に比べて低い。

化石 八郷町里では砂層中に細管状の生痕が見られる。また、本図幅地域南西部の下妻市高道祖小渡では、本報告の木下層に相当する地層から、増田ほか（1987）によって第4表に示す貝化石が報告されている。これらの貝の生育していた環境は、現在の房総半島と同じかやや暖かい海の潮間帯から上浅海帯を示す。

年代・対比 本図幅地域の見和層は坂本ほか（1981）の見和層上部層下半部に相当し、下末吉海進（最終間氷期の最高海面期）に伴う堆積物と考えられている。一方、木下層も下末吉海進の堆積物であり、両者は一連の地層とみなされる。

VI. 3 常総層 (Jo)

地層名 中村・福田（1953）の常総粘土層、小玉ほか（1981）の常総層による。坂本ほか（1981）の見和層上部層上半部に相当する。

分布 茨城県南部、千葉県北部の台地の最上部に広く分布する。本図幅地域では真壁台地及び筑波台地を構成して分布する。構造はほぼ水平である。

層序関係 木下層を整合で覆い、赤城鹿沼軽石層（Ag-KP）を挟む風化火山灰層に整合で覆われる。また低位段丘堆積物、低位緩斜面堆積物に不整合で覆われる。

層厚 台地部では3-7m以上、山麓のつくば市北条では約1mである。

第4表 下妻市高道祖小渡から産出した貝化石 (増田ほか, 1987)
 記号は産出頻度を示す. VR: very abundant, R: abundant, C: common, F: few, R: rare

種 名	上部	下部
Gastropoda		
<i>Umbonium (Suchium) costatum</i> (KIENER)	—	R
<i>Cerithideopsis (Cerithideopsilla) djadjariensi</i> (MARTIN, (K.))	—	R
<i>Batillarina zonalis</i> (BRUGIERE)	—	R
<i>Epitonium</i> sp.	—	R
<i>Neverita (Glossaulax) didyma</i> (RÖDING)	R	F
<i>Rapana venosa</i> (VALENCIENNES)	—	F
<i>Mitrella (Indomitrella) lischkei</i> (SMITH)	—	R
<i>Babylonia japonica</i> (REEVE)	R	C
<i>Reticunassa japonica</i> (ADAMS (A.))	—	R
<i>Olivella fulgurata</i> (ADAMS et REEVE)	—	R
<i>Actaeophyramis eximia</i> (LISCHKE)	—	C
<i>Ringicula (Ringiculina) doliaris</i> GOULD	—	F
<i>Acteocina</i> sp.	R	C
Bivalvia		
<i>Nipponarca bistrigata</i> DUNKER	—	R
<i>Striarca (Didimaraca) tenebrica</i> (REEVE)	—	F
<i>Anadara (Scapharca) satowi</i> DUNKER	F	A
A. (<i>Hataiarca</i>) <i>subcrenata</i> (LISCHKE)	F	C
A. (<i>Tegillarca</i>) <i>granosa bisenensis</i> SCHENCK et REINHERT	—	R
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)	—	R
<i>Chlamys (Chlamys) nipponica</i> KURODA	—	R
C. sp.	—	R
<i>Monia umbonata</i> (GOULD)	R	F
<i>Ostrea denselamellosa</i> LISCHKE	R	F
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)	VA	A
<i>Corbicula (Corbicula) japonica</i> PRIME	R	—
<i>Trapezium (Neotrapezium) japonicum</i> PILSBRY	—	C
<i>Lunaticardia</i> sp.	—	R
<i>Dosinia (Phacosoma) japonica</i> (REEVE)	VA	A
<i>Venemolpa</i> sp.	—	R
<i>Tapes variegata</i> (SOWERBY)	—	R
<i>Mactra sulcataria</i> REEVE	A	F
<i>Raeta (Raetellops) yokohamaensis</i> PILSBRY	VA	—
<i>Solecurtus divaricatus</i> (LISCHKE)	R	—
<i>Arcopagina</i> sp.	—	F
<i>Macoma (Macoma) tokyoensis</i> MAKIYAMA	R	F
<i>Fabulina (Fabulina) nitidula</i> (DUNKER)	—	R
<i>Solen strilctus</i> GOULD	R	—
S. sp.	R	R
<i>Mya</i> sp.	—	R
<i>Solidicorbula erythrodon</i> (LAMARCK)	—	F



第76図 常総層 (Jo) の円礫砂層 (明野町竹垣) ハンマーの長さは約30cm

層相 中礫大の円礫を主体とする砂礫層及び砂層を主とする陸水成の堆積物である(第76図)。砂礫層は少なくとも2層準で認められ、いずれも下位の地層をやや削り込んでいる。礫種は主に火山岩礫からなる。上部には厚さ1-3mの不淘汰砂質シルト層が広い範囲で認められ、その上部は風化して粘土化している。この風化粘土層は狭義の常総粘土層に相当する。また、明野町鶴田東方では、最上部に厚さ約2mのよく固結した中粒砂層(いわゆる硬砂)が分布する。

化石 シルト質層に植物遺体が含まれるほかは、化石の産出は報告されていない。

年代・対比 本層は下末吉海進以降の淡水環境下で堆積した陸成層であり、南に隣接する土浦図幅地域で御岳第1軽石層(Pm-1)が挟在する(宇野沢ほか, 1988)ことから、南関東の小原台面構成層に対される。

VI. 4 段丘堆積物

本図幅地域の段丘面は、海成、河成を合わせて5面に区分することができる。これらの段丘面を日本第四紀学会編(1987)に基づいて大きく3分し、更新世中期に形成されたものを高位段丘面、最終間氷期に形成されたものを中位段丘面、最終氷期に形成されたものを低位段丘面とした。中位段丘面は更に中位Ⅰ段丘面、中位Ⅱ段丘面、中位Ⅲ段丘面に細分できるが、中位Ⅰ段丘面は見和層の堆積面と同一であり、その構成物は見和層である。したがって、ここでは中位Ⅰ段丘堆積物という名称は用いない。また、真壁台地及び筑波台地では常総層の堆積面が中位Ⅲ段丘面に相当する(第73図参照)。

IV. 4. 1 高位段丘堆積物 (th)

本図幅地域北端、岩瀬町山下から笠間市福原にかけての、標高 80-140 m の尾根上に分布する。堆積面は著しく開析・分断されているが、笠間市福原付近を最高点として北及び西に向かって高度を下げる緩斜面状の平坦面を認めることができる。堆積物は、花崗岩類及び変成岩類からなる角礫を主とし、その粒径は最大約 30 cm と、後述する山麓緩斜面堆積物に比べて淘汰がよい。マトリックスは砂質でやや固結している。本堆積物の年代については、堆積面の高度が友部層の分布高度より低いことから友部層よりは新しい。また、岩瀬町山下では本堆積物の直上に黄橙色の軽石層が認められ、それが真岡軽石層 (MoP; 30-40 万年前に噴出と推定; 鈴木・早田, 1990) に対比できることから、本堆積物は友部層堆積後真岡軽石噴出前の低海面期に形成されたと考えられる。

IV. 4. 2 中位段丘堆積物 (tm₂, tm₃)

本項では広く中位段丘を形成する堆積物のうち、見和層及び常総層を除いた河成の堆積物のみを中位段丘堆積物として記載する。中位段丘Ⅱ堆積物 (tm₂) は柿岡盆地中南部及び真壁台地北東部に断片的に分布し、面の高度は中位Ⅲ段丘面に比べて 5-10 m 高い。堆積物は柿岡盆地南部の八郷町塚原付近でのみ観察され、友部層の上位に厚さ約 2.5 m の礫混じりの粗粒砂層が不整合関係で重なっているのが認められる。

中位Ⅲ段丘堆積物 (tm₃) は柿岡盆地内部及び新治台地に広く分布する。柿岡盆地では恋瀬川及びその支流に沿う標高 30-40 m の丘陵頂部に平坦面を形成して分布している。下位の友部層との関係は不整合である。上位には厚さ約 1 m の風化火山灰層を挟んで赤城鹿沼軽石層 (Ag-KP) が載る。柿岡盆地内の南東部では厚さ 1-2 m の礫混じり粗粒砂層からなり、段丘地形は明瞭である。これに対し盆地の北部及び西部では主として不淘汰な砂質シルト層からなり、段丘崖は緩やかに傾き下がっている。このことは中位Ⅲ段丘の形成時に柿岡盆地内に埋め残された湖が存在していたことを示す。一方、新治台地では見和層の上位にほぼ整合関係で薄く広がっている。堆積物は主として礫混じりの粗粒砂層で、厚さは 1-2 m である。これらのことから中位Ⅲ段丘堆積物の堆積環境を推定すると、盆地の出口に当たる八郷町五輪堂付近から新治台地には広大な三角州が形成され、盆地内には見和層の堆積時以降中位Ⅲ段丘の離水時まで引き続き湖が残存し、細粒物を堆積させたと考えられる。堆積物の特徴と地形面の連続から考えて、中位Ⅲ段丘堆積物は常総層と同一時期の堆積物として対比される。

IV. 4. 3 低位段丘堆積物 (tl)

低位段丘堆積物は真壁台地と筑波台地の間に広く分布するほか、恋瀬川、桜川に沿う低地にも分布する。宇野沢ほか(1988)の桜川面に相当する。段丘面の現河床との比高は 3 m 以下で、桜川沿いでは徐々に高度を上げて沖積面に埋没する。面上には赤城鹿沼軽石層 (Ag-KP) を含まない風化火山灰質土壌を載せる。本図幅地域内では、地表で堆積物を直接観察することはできないが、桜川沿いでは厚さ約 10 m の埋谷堆積物として分布することがボーリング資料により確認されている(宇野沢ほか, 1988)。本堆積物の年代は、下流に向かって沖積層に埋没することやテフラ層との関係から、最終氷期極相期に形成されたものと考えられる。

VI. 5 山麓緩斜面堆積物 (sh, sl)

本図幅地域中央に位置する筑波山塊の山麓には、扇形の山麓緩斜面が特徴的に発達する(第77図)。本報告ではこれらの山麓緩斜面に分布する堆積物を、地形面の高度及び面の開析程度から高位山麓緩斜面堆積物、低位山麓緩斜面堆積物に2分した。

高位山麓緩斜面堆積物 (sh) は、筑波山塊の東西両山麓部に尾根状若しくは台地状の緩斜面を形成して分布する。堆積物は、主として花崗岩類の大礫-巨礫からなり(第78図)、マトリックスは花崗岩質砂からなるものと風化土壌からなるものがある。礫は著しく風化している。堆積物の厚さは、八郷町^{むじなうち}路内で約8m、堂山で約3mである。面上には赤城鹿沼軽石層を挟む風化火山灰層を載せるが、表層侵食により風化火山灰層を欠く場合がある。特に筑波山南麓に広がる山麓緩斜面は、分布する標高や地形の連続から高位山麓緩斜面としたが、面上にはほとんど風化火山灰層が認められず、より新しい堆積物が表面を覆っている可能性がある。

低位山麓緩斜面堆積物 (sl) は、高位山麓緩斜面堆積物に隣接し、谷の出口に扇状地を形成するか谷地形を埋めるように分布する。堆積物は花崗岩類の巨礫を含む砂礫層からなり、面上に風化火山灰層は認められない。

これらの山麓緩斜面の形成年代については、従来よりさまざまな見解が出されてきた。赤木(1965)は、筑波山南麓の緩斜面については下末吉期かそれ以降、加波山東麓の扇状地状の緩斜面については武蔵野期から立川期の形成と推定した。また、鶴見・野上(1965)は、本報告の高位山麓緩斜面にほぼ相当する地形面の年代について、下末吉期から武蔵野期と考えた。これに対し、磯部(1990)は、本報告



第77図 高位山麓緩斜面の地形 (八郷町路内)



第78図 高位山麓緩斜面堆積物(Sh)の巨礫層 (真壁町車北東) スケールは2 m

の高位山麓緩斜面に相当するもの（筑波山南麓の緩斜面を除く）については更新世後期（武蔵野期），筑波山南麓の緩斜面及び低位山麓緩斜面に相当するものについては完新世に形成されたと考えた。

VI. 6 沖積層 (a, al)

本稿では後氷期の海進（縄文海進）に伴って堆積した埋谷性の堆積物を沖積層として一括する。

本図幅地域の沖積層は，小貝川，桜川，恋瀬川などの主要な河川に沿って分布し，砂礫層及び後背湿地成のシルト・粘土層 (a) からなる。海成層は認められない。堆積物の厚さは，小貝川流域では 10 m 以上，桜川流域では 5 m 以下である（宇野沢ほか，1988）。

小貝川では河道に沿って自然堤防堆積物 (al) がよく発達しており，地質図では特に区分して表した。

VI. 7 降下火山碎屑物

VI. 7. 1 真岡軽石層 (MoP, 地質図では省略)

地層名 阿久津（1957）の真岡軽石層による。

模式地 栃木県真岡市真岡農業高校東側の崖（真岡図幅地域内）

給源火山 鉱物組成と分布から赤城山の可能性が高い（鈴木，1990）。

分布 真岡市付近の段丘に点在するほか，本図幅地域内の岩瀬町山下の高位段丘堆積物上に認められる。

層相 黄橙色の軽石からなり，粒径は 5 mm 程度でやや粘土化している。緑色角閃石を多く含むほか，

磁鉄鉱を特徴的に含む。

噴出年代 阿久津（1957）は、この軽石層を含む風化火山灰層を南関東の下末吉ロームに対比した。しかし、鈴木（1989）は東茨城台地で坂本ほか（1981）のいう見和層中部層（本稿の見和層より下位に相当する）に含まれる軽石層を真岡軽石層に対比し、下末吉ローム層より古いことを示した。更に鈴木・早田（1990）は、示標テフラ層の対比から真岡軽石層の年代を30-40万年前と推定した。

VI. 7. 2 赤城鹿沼軽石層 (Ag-KP, 地質図では省略)

地層名 阿久津（1957）の鹿沼軽石層、町田ほか（1984）の赤城-鹿沼軽石層による。

模式地 栃木県鹿沼市下府所（鹿沼図幅地域内）

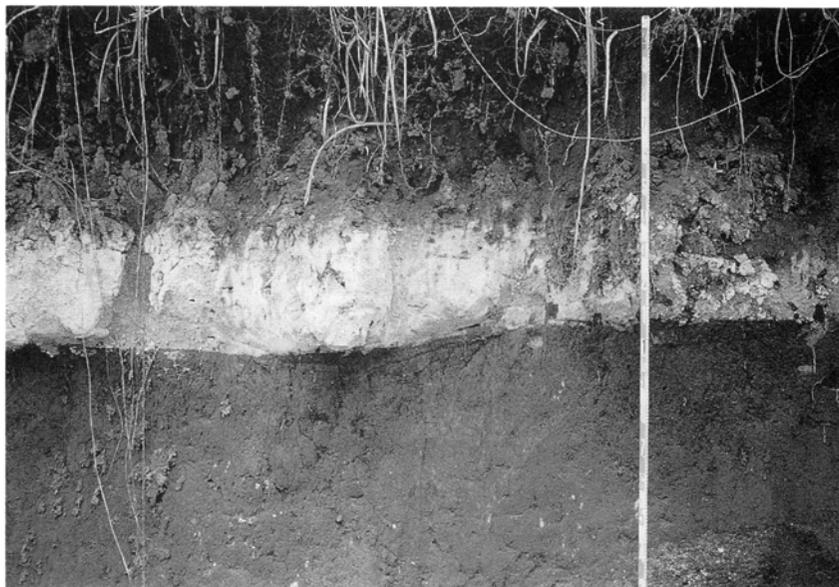
給源火山 赤城山

分布 給源から東方、栃木県、茨城県の北部を覆い、東は太平洋に達する。分布の中軸は本地域の北縁を通って東南東に延びており、その南側では北側に比べて急激に層厚を減ずる。本図幅地域では北半分の中位Ⅲ段丘面より古い地形面を覆って特徴的に分布する（第79図）。

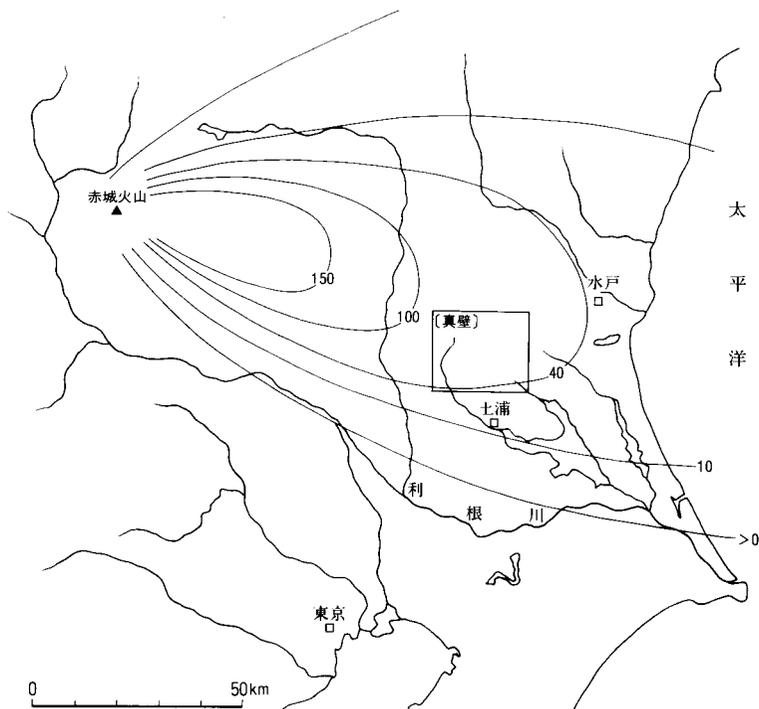
層厚 第80図に本軽石層の等層厚線図を示す。本地域では北部ほど厚くなる傾向があり、図幅北端で約60cmの厚さを有する。

層相 淡黄色-黄橙色の軽石からなり、本図幅地域での粒径は1-5mmで上方に向かって粗粒化する傾向がある。軽石は斜方輝石と緑色角閃石に富み、屈折率は斜方輝石 γ 1.707、緑色角閃石 n_2 1.671-1.677である（町田ほか、1984）。

噴出年代 フィッショントラック法により $32,000 \pm 4,000$ 、 $31,000 \pm 8,000$ FT（鈴木、1976）の年代が得られており、約3.2万年前の噴出と考えられている。



第79図 赤城鹿沼軽石層 (Ag-KP) (八郷町宇治会)



第80図 赤城鹿沼沼軽石層の等層厚線図 (町田・新井, 1992) 単位はcm

VI. 7. 3 男体今市スコリア層 (Nt-1, 地質図では省略)

地層名 阿久津 (1957) の今市軽石層, 町田ほか (1984) の男体-今市・七本桜テフラによる.

模式地 栃木県今市市七本桜 (日光図幅地域内)

給源火山 男体山

分布 給源から東南東方向に延びて分布する. 本図幅地域では八郷町根小屋の龍神山西麓で斜面堆積物にレンズ状に挟まれるのが認められるのみである.

層相 赤褐色のスコリアからなり, 斑晶は肉眼では認められない.

噴出年代 ^{14}C 年代より約 12,000-13,000 年前の噴出と考えられる (町田ほか, 1984).

VI. 8 地下の第四系

本図幅地域南西部の筑波台地の地下には, 地表には露出しないが, 常総層・木下層の下位の地層が分布する. 宇野沢ほか (1988) によれば, 木下層の下位の下総層群は, 上位から上岩橋層, 上泉層, 菽層に対比され, 本図幅地域南西端では, それぞれ 10-25 m, 7-25 m, 数 m 以上の層厚を有することがボーリング資料などで確認されている. これらの堆積物は主として砂層及び泥層からなるが, 上泉層下部には礫層が分布する. また, 上岩橋層基底には幅約 1.5 km に及ぶ埋没谷が伏在し, 南北方向に延びるものと推定されているが, 本図幅地域内では適当なボーリング資料なく, その延長は確認できなかった.

VII. 応用地質

(吉岡敏和・宮崎一博)

VII. 1 採石

加波山周辺，山ノ尾周辺，岩間町長沢周辺，及び石岡市龍神山に多数の採石場が存在する．加波山周辺，山ノ尾周辺では，細粒ないし中粒の花崗岩類を石材として採掘されている．岩間町長沢周辺，石岡市龍神山では主に砂岩を原岩とする変成岩が碎石として採掘されている．このほかにも笠間市南指原には石灰岩の採石場跡があり，石岡市雪入にも泥岩を原岩とする変成岩の採石場跡がある．

VII. 2 地下水

本図幅地域では，柿岡盆地や真壁・筑波台地で地下水の利用がある．柿岡盆地では主として深さ 30-40 m の深井戸から農業用水を得ている．真壁・筑波台地の深井戸は深さ 30-40 m，一部では 100 m を超える井戸もある（関東農政局，1969）．井戸の本数では，八郷町では浅井戸 73 本，深井戸 164 本と深井戸主体なのに対し，真壁台地を含む協和町では浅井戸 1,054 本に対し深井戸 301 本，筑波台地を含む明野町では浅井戸 973 本に対し深井戸 271 本と，圧倒的に浅井戸が多くなっている（関東農政局，1978）．

VII. 3 水害及び斜面災害

本図幅地域では，筑波山周辺の山麓緩斜面を中心にしばしば土石流災害に見舞われている．1938 年 7 月の集中豪雨では，筑波山南麓の標高 680 m 付近の斜面が幅 70-80 m，長さ約 100 m にわたって崩壊し，土石流（山津波）となって流れ下り，死者・行方不明 3 名などの被害があった（萩原，1938）．1966 年 7 月の豪雨では，筑波山南東麓の風返峠付近で発生した土石流が下流のつくば市六所を襲い，被害をもたらした．また，鶴見・野上（1965）は，1947 年 9 月のカスリン台風に伴う豪雨による土石流（山津波）地形が八郷町半久付近の難台山山麓で認められると述べている．更に，1979 年 10 月の台風 20 号に伴う豪雨では，加波山東麓で土石流が発生し，八郷町裏口の山麓緩斜面に達した（磯部，1990）．

一方，桜川沿いの低地では，過去に多くの水害に見舞われてきた．特に 1938 年 6 月の豪雨では，桜川の堤防が 15カ所で決壊し，本図幅地域北隣の西茨城郡岩瀬町から南方の土浦市に至る桜川沿いの低地全域が浸水し，浸水面積は 100km²，浸水戸数は 6951 戸に及んだ（水谷，1982）．

文 献

- 赤木祥彦 (1965) 関東地方の山麓緩斜面. 地理評, vol.38, p.1-13.
- 阿久津 純 (1957) 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層. 地球科学, no.33, p.1-11.
- Arakawa, Y. and Takahashi, Y. (1988) Rb-Sr ages of granitic rocks from the Tsukuba district. *Japan. Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 83, p. 232-240.
- and ——— (1989) Strontium isotopic and chemical variations of the granitic rocks in the Tsukuba district, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 101, 46-56.
- Barton, M. D. and Hanson, R. B. (1989) Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belt: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 101, p. 1051-1056.
- Brauns (1880) Meine ersten Steifzuge in Japan. *Mittheilungen des Vereins fur Erdkunde zu Halle a/s*, p.59.
- Burnham, C. W., Holloway, J. R. and Davis, N. F. (1969) Thermodynamic properties of water to 100° C and 10,000 bars. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, vol. 132, 96p.
- 古山隆英・島崎英彦・寺島靖夫・渡辺 真・山下茂幸・吉武昭孝 (1956) 山ノ尾産鈹物採集報告. 無名会誌, no. 5, p. 1-7.
- Gusokujima, Y. and Sato, T. (1984) Deformed pebbles from the Tsukuba metamorphic rocks. *Ann. Rep. Inst. Univ. Tsukuba*, no. 10, p. 83-85.
- 萩原尊礼 (1938) 筑波山山津浪調査報告. 地震研彙報, vol. 16, p. 779-783.
- 端山好和 (1986) 八溝山地の花こう岩. 日本の地質「関東地方」編集委員会編: 日本の地質3「関東地方」, p.66-68. 共立出版.
- Holdaway, M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 271, p. 97-131.
- and Lee, S. M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 63, p. 175-198.
- 茨城県 (1981) 土地分類基本調査 真壁. 国土調査, 55p.
- Ichimura, T. (1955) Some heavy accessory minerals in granitic rocks from the Tsukuba district, Ibaraki Prefecture. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, vol. 33, p. 385-395.
- (1958) Heavy minerals in metamorphosed sediments from the Tsukuba district, Ibaraki Prefecture. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, vol. 36, p. 395-412.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, vol. 27, p. 293-305.
- (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol.*

Soc. Japan, vol. 85, p. 509-523.

- 磯部一洋 (1990) 茨城県筑波山・加波山周辺の緩斜面堆積物の形成について. 地調月報, vol. 41, p. 357-371.
- 磯見 博 (1968) 200万分の1日本地質構造図. 地質調査所.
- 岩生周一 (1958) 領家帯. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p.101-122.
- 岩崎喜代志 (1915) 筑波の峯寺山の花崗岩中にある球団. 地質雑, vol.22, p.388-390.
- 神保小虎 (1905) 常陸国筑波地方接触岩の研究. 地質雑, vol.12, p.35-41.
- 金井 豊・坂巻幸雄・笹田政克 (1993) 筑波トンネル掘削に伴う湧水中のウラン, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比及び水質について. RADIOISOTOPES, vol. 42, p. 143-150.
- 関東農政局 (1969) 農業用地下水調査特殊地区取水施設台帳 北関東地区(第1分冊. その2)茨城県. 757p.
- (1978) 農業用地下水利用の現状. 地下水利用実態調査報告書, 315p.
- 加藤 昭 (1957) 茨城県山ノ尾産 b-ウラノフェン. 鉱物雑, vol.3, p.335-337.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 河野義礼 (1933) 峯寺山産球顆岩石の化学的研究(概報). 岩鉱, vol.10, p.166-178.
- ・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) -東北日本の花崗岩類-. 岩鉱, vol. 56, p.41-55.
- Kerrick, D. M. (1972) Experimental determination of muscovite quartz stability with PH2O. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 272, p. 946-958.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, p. 113-128.
- 小島丈児 (1943) 筑波山斑礫岩類についての二, 三の観察. 科学, vol.13, p.167-168.
- 小島伸夫 (1959) 印旛沼周辺の成田層群について-成田層群の研究 第3報-. 地質雑, vol. 65, p. 595-605.
- 国土地理院 (1989) 1:25,000土地条件図 真壁.
- 神津叔祐 (1905) 筑波連脈南東部旅行記. 地質雑, vol. 12, p. 23-26, p. 91-94.
- 黒田吉益 (1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no. 67, p. 21-29.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- ・————・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学-考古学研究と関係するテフラのカタログ-. 渡辺直経編, 古文化財に関する保存科学と人文・自然科学, p.865-928.
- 槇山次郎 (1930) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念論文集, p. 307-382.
- 増田富士雄・石橋正敏・伊藤 慎 (1987) 下末吉期の古東京湾北縁の貝化石新産地: 茨城県下妻市高道祖小渡. 筑波の環境研究, no. 10, p. 79-89.
- 松原 聡・加藤 昭 (1980) 茨城県雪入産ベグマタイト燐酸塩鉱物. 鉱物雑, vol. 14, p. 269-286.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑, vol. 87, p. 92-109.

- 松倉公憲・木股三善・谷津栄壽 (1979) 柿岡盆地北部, 東山におけるハンレイ岩の風化と地すべり粘土の生成. 地理学評論, vol. 52, p. 30-39.
- 都城秋穂 (1965) 変成岩と変成帯. 岩波書店, 458p.
- (1994) 変成作用. 岩波書店, 256p.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁 (1992) 筑波山塊周辺の変成深度(圧力)の異なる Low P/T 変成岩類. 地質雑, vol. 98, p. 713-722.
- 水谷武司 (1982) 茨城県南西部, 桜川流域の防災地学環境. 国立防災科学技術センター報告, no. 27, p. 25-47.
- 中村一夫・福田 理 (1953) 常総台地の地形および地質(演旨). 地質雑, vol. 59, p. 319.
- 日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図 地形・地質・活構造図及び解説書. 東京大学出版会, 119 p.
- (1955) 筑波地方花崗岩類中の微量元素の地球化学的特性について. 東教大地鉱研報, no. 4, p. 57-64.
- 岡田 茂・下田信男・柴田秀賢 (1954) 筑波地方花崗岩類の岩石化学的研究. 東教大地鉱研報, no. 3, p. 197-203.
- 小野 晃 (1969) 長野県高遠-塩尻地域に分布する頷家変成岩の変成分帯. 地質雑, vol. 75, p. 521-536.
- (1986) 筑波変成岩類の熱ドーム構造. 地質雑, vol. 92, p. 231-234.
- 大橋良一 (1912) 筑波山の飛白岩様岩石, 及び是と周囲の花崗岩との関係. 地質雑, vol. 19, p. 25-32, p. 138-146, p. 185-190, p. 283-290.
- 大森昌衛・野村 哲 (1962) 茨城県地質図(1:200,000). 内外地図株式会社.
- 大山年次・斉藤登志雄・高橋治之 (1973) 土地分類図(1:200,000). 茨城県.
- Robie, R. A. and Waldbaum, D. R. (1968) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15° K (25.0° C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, vol. 1259, 256p.
- 坂本 亨・岡 重文・伊藤吉助・後藤 進 (1969) 茨城県那珂台地の見和層とその基底のかたち. 地調月報, vol. 20, p. 685-696.
- ・相原輝雄・野間泰二 (1981) 石岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 50p.
- ・宇野沢 昭 (1979) 茨城県中部, 友部丘陵の第四系. 地調月報, vol. 30, p. 269-283.
- 桜井欽一 (1958) 茨城県山ノ尾採集記. 自然科学と博物館, vol. 25, p. 24-28.
- ・蕭 賢・今吉隆治 (1936) 茨城県真壁郡真壁町山ノ尾産燐灰石. 我らの鉱物, vol. 5, p. 10-17.
- 笹田政克 (1991) 稲田みかげ. 地質ニュース, no. 441, p. 31-40.
- ・服部 仁・金谷 弘・豊 遥秋・坂巻幸雄 (1987) 筑波山斑れい岩と周辺の花崗岩類との関係についての新知見 —霞ヶ浦用水筑波1号トンネルの地質から—. 地調月報, vol. 38, p. 217-220.

- 笹田政克・服部 仁・正井義郎・河村幸男 (1983a) 研究学園都市周辺, 地質の見どころ(その5) 八郷町峰寺山の球状岩. 地質ニュース, no. 347, 口絵.
- (1983b) 研究学園都市周辺, 地質の見どころ(その6) 霞ヶ浦用水筑波1号トンネルの地質. 地質ニュース, no. 351, 口絵.
- 佐藤戈止 (1927) 7万5千分の1地質図幅「筑波」及び同説明書. 地質調査所, 30p.
- 柴 正敏 (1979) 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯. 岩鉱, vol. 74, p. 339-349.
- (1981) 茨城県, 筑波地方の泥質変成岩類の白雲母, 黒雲母および全岩中のフッ素の挙動. *Sci. Rep. Hirosaki Univ.*, vol. 28, p. 48-53.
- (1982) 筑波変成岩の変成条件. 岩鉱, vol. 77, p. 345-355.
- ・植田良夫・大貫 仁 (1979) 茨城県筑波地方, 変成岩類のK-Ar年齢. 岩鉱, vol. 74, p. 122-125.
- Shibata, K. (1968) K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no.227, p.73.
- and Ishihara, S. (1979) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contr. Min. Petr.*, vol. 70, p. 381-390.
- 柴田秀賢 (1944) 筑波山付近の深成岩類の関係. 東京文理大地鉱研報, no. 1, p. 69-86.
- (1951) 八溝山地の花崗岩類. 地質雑, vol. 57, p. 481-484.
- ・岡田 茂 (1967) 筑波山塊. 柴田秀賢編「日本岩石誌II」深成岩(2)花崗岩, 朝倉書店, p.104-115.
- 杉 健一 (1927) 筑波黒雲母花崗岩中の包裹物に就いて. 地質雑, vol. 34, p. 358-375.
- (1928) 筑波付近のInjection-felsの生成に就いて(予報). 地質雑, vol. 35, p. 640-653.
- Sugi, K. (1930) On the granitic rocks of Tsukuba district and their associated injection rocks. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 8, p. 31-112.
- Suwa, K. (1961) Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.9, p.224-303.
- 鈴木正男 (1976) Fission Track年代測定法の人類遺跡への二, 三の応用例(演旨). 第四紀学会講演要旨集, no. 5, p. 24.
- 鈴木達夫・菊地清四郎・杉山友紀・小川健三 (1960) 20万分の1地質図幅「水戸」. 地質調査所.
- 鈴木毅彦 (1989) 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理評, vol. 62, (Ser. A), p. 475-494.
- (1990) テフクロロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑, vol. 99, p. 182-197.
- ・早田 勉 (1990) 中部・北関東に分布する中期更新世のテフラの対比とその編年(演旨). 第四紀学会講演要旨集, no.20, p.158-159.
- 高橋裕平 (1980) 茨城県筑波山のガブロ類とカコウ岩類との関係について. 地質雑, vol. 86, p. 481-483.
- (1982a) 筑波地方のカコウ岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 177-184.

- 高橋裕平 (1982b) 筑波地方の花崗岩類の造岩鉱物. 岩鉱, vol. 77, p. 278-283.
- (1982c) 筑波山周辺の花崗岩類のゲフェューグ. 三鉱学会演旨, p. 86.
- ・荒川洋二 (1988) 筑波地方の花崗岩類の岩石化学. 岩鉱, vol. 83, p. 203-209.
- 田切美智雄 (1986) グラファイトの岩石化学. —炭質物の再結晶—. 月刊地球, vol. 79, p. 39-45.
- 鶴見英策・野上道男 (1965) 筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面. 地理評, vol. 38, p. 526-530.
- 通商産業省・資源エネルギー庁 (1987) 昭和 61 年度 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書(笠間地域).
- ・———— (1988) 昭和 62 年度 希少金属鉱物の賦存状況調査報告書(笠間地域).
- 津屋弘達 (1939) 筑波山山津波跡の地質観察付, 筑波山斑禰岩体と花崗岩体との構造関係. 震研彙報, vol. 17, p. 517-524.
- 宇野達二郎 (1961) 茨城県筑波地方の変成岩. 地質雑, vol. 67, p. 228-236.
- 宇野沢 昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井 茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文 (1988) 2 万 5 千分の 1 筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図及び同説明書. 特殊地質図 (23-2), 地質調査所, 139p.
- 亘理誠五郎 (1933) 峰寺山産花崗岩中の Cordierite Orbicular rock の比重に就いて. 岩鉱, vol. 9, p. 111-119.
- 山田皓誌 (1888) 20 万分の 1 水戸図幅及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 吉木文平 (1933a) 峰寺山球顆岩石を構成する ball と matrix との比重及び混比, 並に ball と外殻と内核との比重及び混比に就いて. 岩鉱, vol. 9, p. 195-204.
- (1933b) 峰寺山球顆岩石の岩石学的性質. 岩鉱, vol. 10, p. 109-115, p. 157-168.
- 吉岡敏和・佐藤喜男 (1991) 茨城県八郷町の友部層から産出した貝化石群集とその年代対比 (演旨). 第四紀学会講演要旨集, no. 21, p. 106-107.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No.20



GEOLOGY

OF THE

MAKABE DISTRICT

By

Kazuhiro MIYAZAKI, Masakatsu SASADA and Toshikazu YOSHIOKA

(Written in 1995)

(Abstract)

The Makabe District lies to the northeast of Tokyo, situated in the northeastern Kanto Plain. The Tsukuba mountains consist of granitic and gabbroic rocks. Tsukuba Metamorphic Rocks and Wagakunisan Metamorphic Rocks are distributed around the Tsukuba Mountains and were intruded by granitic rocks. These metamorphic rocks and granitic rocks are geotectonically considered as the eastern extension of the Ryoke Belt. Quaternary deposits of terraces and alluvial plains are exposed widely. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

TSUKUBA METAMORPHIC ROCKS AND WAGAKUNISAN METAMORPHIC ROCKS

Tsukuba Metamorphic Rocks and Wagakunisan Metamorphic Rocks suffered high temperature and low pressure (low P/T) metamorphism in Late Cretaceous - Early Paleogene time. Original rocks of these metamorphic rocks are considered as the Late Jurassic - Early Cretaceous sedimentary complex. These metamorphic rocks are considered to be an eastern extension of the Ryoke Metamorphic Rocks. Tsukuba Metamorphic

Table 1 Summary of the geology of the Makabe district.

Age		Geologic unite		Geologic event
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium deposits	Intrusion of plutonic rocks and low P/T metamorphism
		Pleistocene	Jyousou Formation	
	Miwa Formation Kioroshi Formation			
	Tomobe Formation			
Neogene	[Andesite]			
Paleogene	Plutonic rocks (gabbroic and granitic rocks)			
Mesozoic	Cretaceous	-----		Construction of original rocks of Tsukuba and Wagakunisan Metamorphic Rocks
	Jurassic	Wagakunisan Metamorphic Rocks	Tsukuba Metamorphic Rocks	
	Triassic	-----		

Rocks are distributed around Mt. Tsukuba with a total thickness of more than 1,600m. They consist mainly of metamorphic rocks derived from mudstone and alternating layers of mudstone and sandstone. An antiform and a synform with ENE-WSW trend were formed. Wagakunisan Metamorphic Rocks are distributed around Mt. Wagakuni with a total thickness of more than 6,450m. The upper part of these metamorphic rocks are mainly derived from mudstone, sandstone, chert, and limestone. The lower part consists mainly of metamorphic rocks derived from mudstone and alternating layers of mudstone and sandstone. General strike of the bedding plane is NE-SW, and the dip is 45° -60° N.

These metamorphic rocks were intruded by granitic rocks, and both yield concordant ages of about 60 Ma by K-Ar and Rb-Sr methods. Mineral assemblages indicate that the metamorphic pressure of the Tsukuba Metamorphic Rocks is higher than that of the Wagakunisan Metamorphic Rocks.

PLUTONIC ROCKS

The plutonic rocks consist of Late Cretaceous gabbroic rocks and Early Paleogene granitic rocks. The granitic rocks are considered to be an eastern extension of the Ryoke and San'yo Belts. The gabbroic rocks as well as the granitic rocks in this area and Yamizo mountains, show high Sr initial ratios. The intrusive relation between the gabbroic and granitic rocks exposed on Mt. Tsukuba has been a geological issue since the end of the last century. This problem has been solved through study of the continuous exposure provided by the Tsukuba tunnel, which was constructed during the surveying period for this map. The gabbroic rocks were intruded by granitic rocks, and the former were thermally metamorphosed near the contact. The K-Ar age of the gabbro is 75 Ma, which is much older than the granitic rocks dated at around 60 Ma. The Tsukubasan gabbroic complex is composed of olivine gabbro, hornblende gabbro, anorthosite, cordierite and supessartite.

The granitic rocks are classified into the Tsukuba, Inada and Kabasan granites, based on their intrusive relations, rock facies and the surrounding metamorphic rocks. Tsukuba Granite consists of foliated and massive rock facies. Marginal parts of Tsukuba Granite are concordant to the structure of surrounding metamorphic rocks around Mt. Tsukuba. Major facies of Tsukuba Granite are porphyritic biotite granodiorite, foliated biotite tonalite, muscovite biotite granite and fine-grained granites. The cordierite-bearing orbicular rock occurs in the porphyritic granodiorite. Inada Granite is composed mainly of coarse-grained hornblende-bearing biotite granite, medium-grained hornblende biotite granodiorite and fine-grained muscovite biotite granodiorite. Inada Granite occurs as a massive facies discordantly intruding the Wagakunisan Metamorphic Rocks. Kabasan Granite intruded both the Tsukuba and Inada granites. Major rock facies of Kabasan Granite are medium-grained biotite granite and fine-grained muscovite-bearing biotite granite. The relationships between them are partly gradational and partly intrusive. The fine-grained facies formed successively after the medium-grained one. Kabasan Granite also intrudes the Wagakunisan Metamorphic Rocks discordantly, and the roof contact is observed around Mt. Wagakuni.

ANDESITE

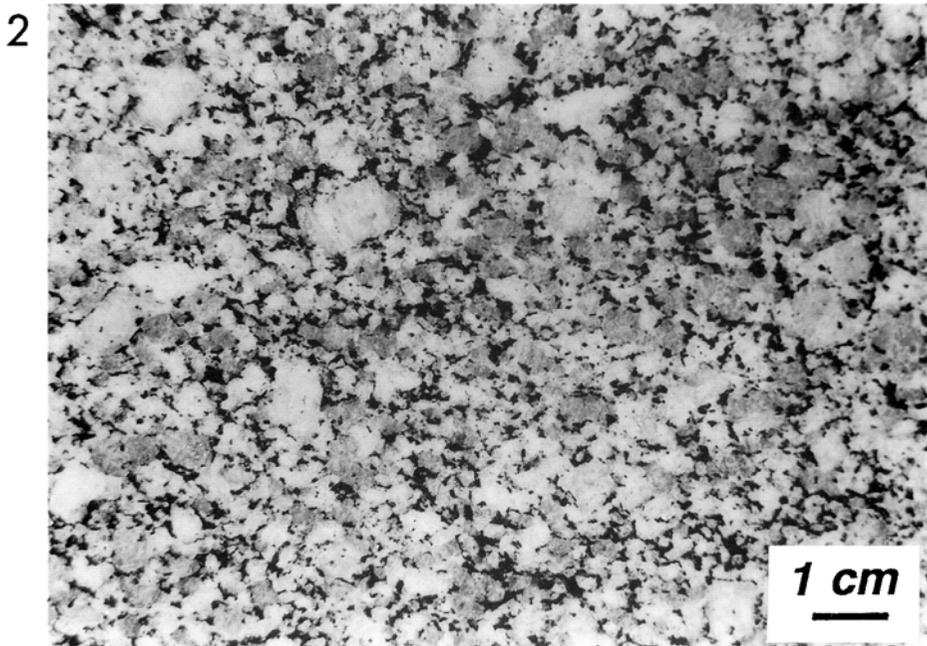
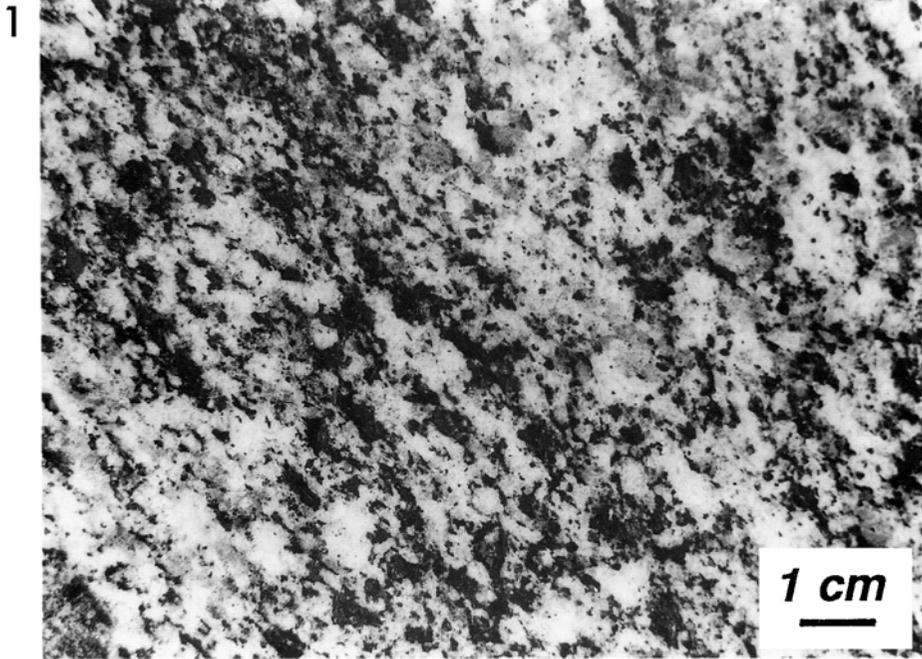
The andesite dikes intrude both the metamorphic and granitic rocks. The K-Ar age indicates they are Miocene volcanism.

QUATERNARY

Quaternary sediments, including Tomobe Formation, Miwa and Kioroshi Formations, Joso Formation, terrace and gentle slope deposits and alluvium, are widely distributed on the hills and lowland areas. The Tomobe Formation consists of Middle Pleistocene marine sediments distributed in and around the Kakioka basin. The Miwa and Kioroshi Formations, which are mainly composed of sand and gravel, correspond to the Shimosueyoshi Formation in the southern Kanto district. The Joso Formation, which consists of Late

Pleistocene non-marine sediments, overlies the Miwa and Kioroshi Formations.

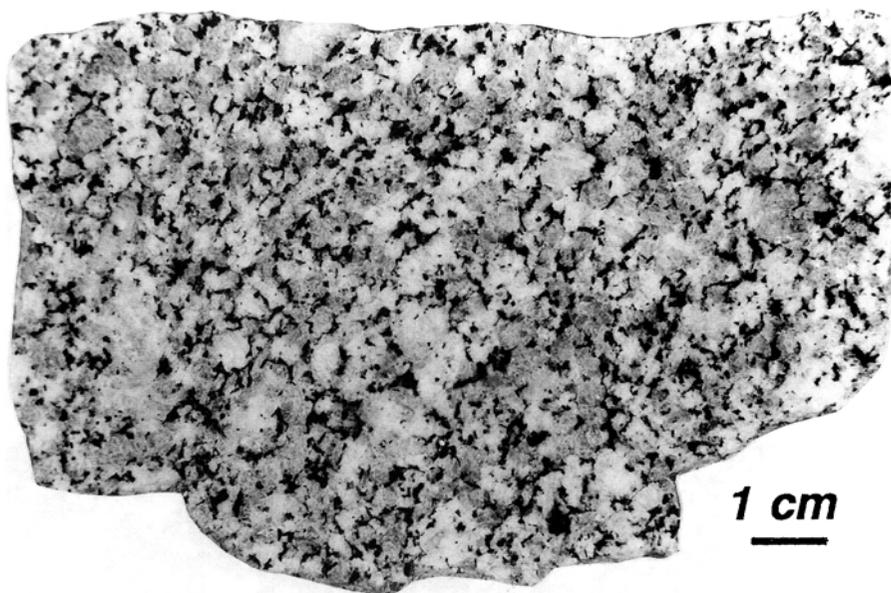
The terrace surfaces are divided into higher, middle I, middle II, middle III, and lower terraces. The higher terrace formed in the Middle Pleistocene, and the middle and lower terraces formed in the Late Pleistocene. The middle I and the III terrace deposits correspond to the Miwa and Joso Formations, respectively. The gentle slope deposits, divided into two levels by age, are distributed over the mountain slope. Aluvium is distributed along the main river valley.



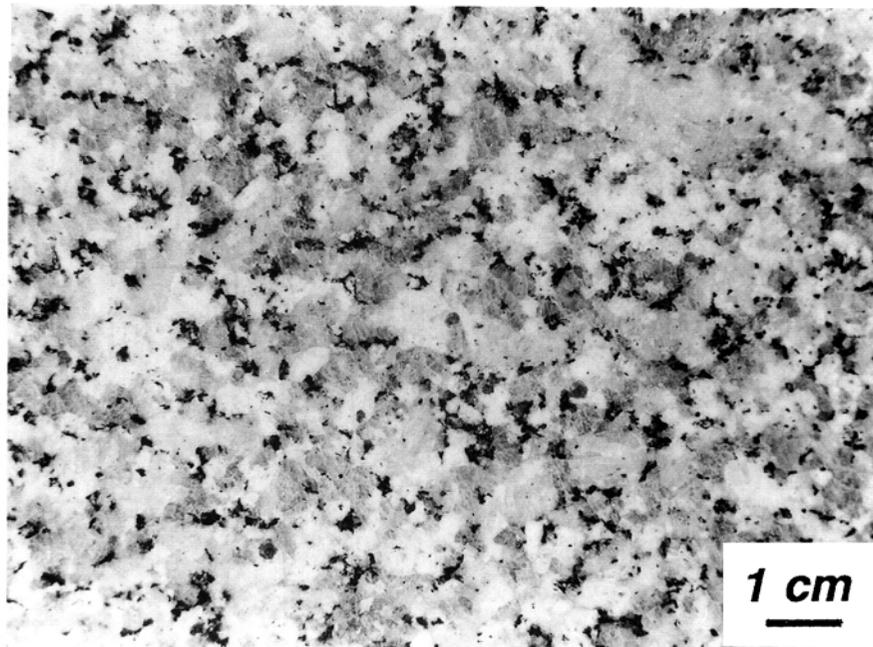
1. 筑波花崗岩 (Ts2) 片状黒雲母トーナラル岩 (GSJ R63464 (8220310)) 真壁町酒寄
2. 筑波花崗岩 (Ts3) 斑状黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63465 (3366A)) 八郷町表筑波スカイライン

第II図版

1

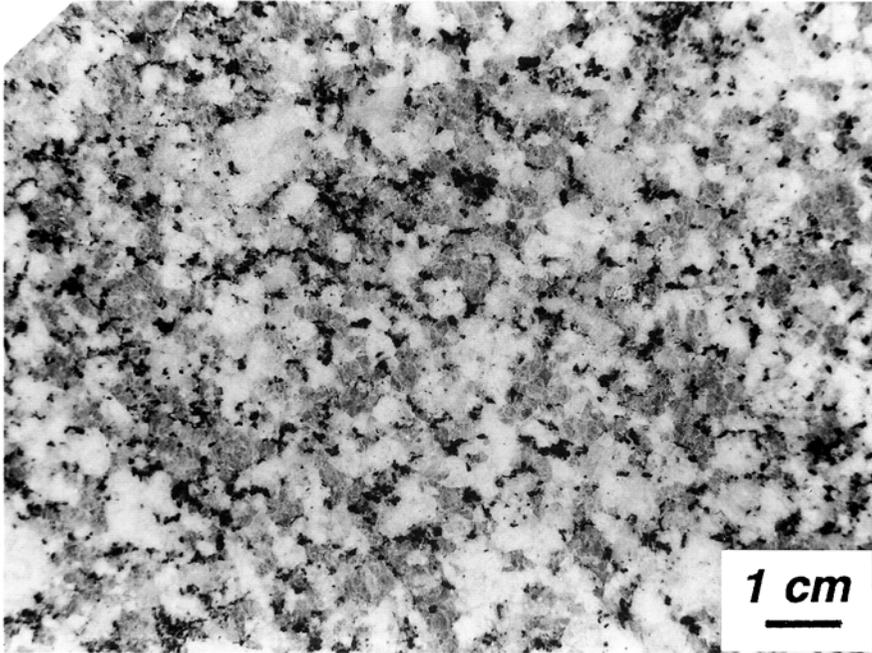


2

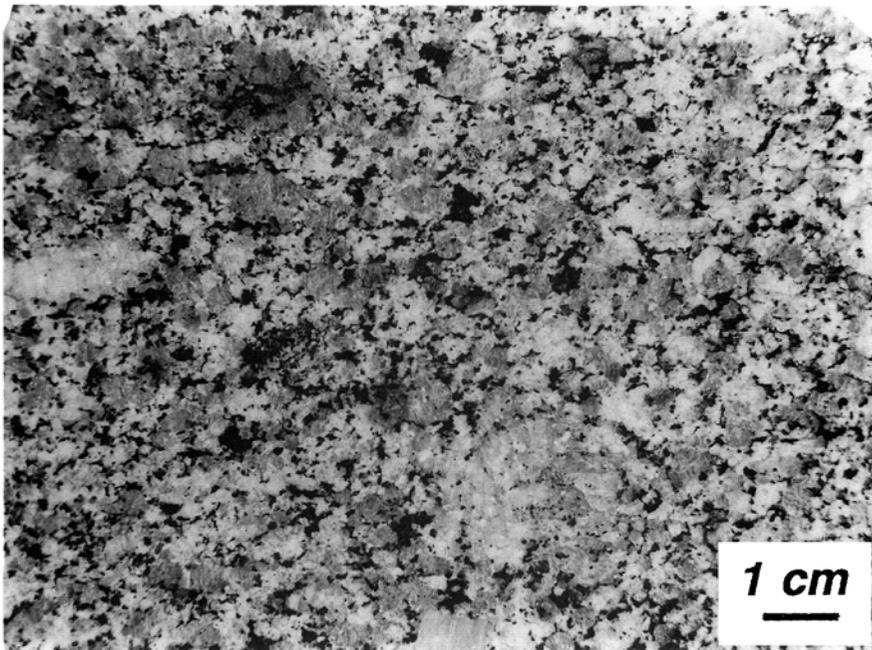


1. 筑波花崗岩 (Ts3) 斑状白雲母黑雲母花崗閃綠岩 (GSJ R63466 (3399)) 八郷町青柳
2. 筑波花崗岩 (Ts3) 粗粒黑雲母花崗岩 (GSJ R63467 (3191B)) 真壁町椎尾

1



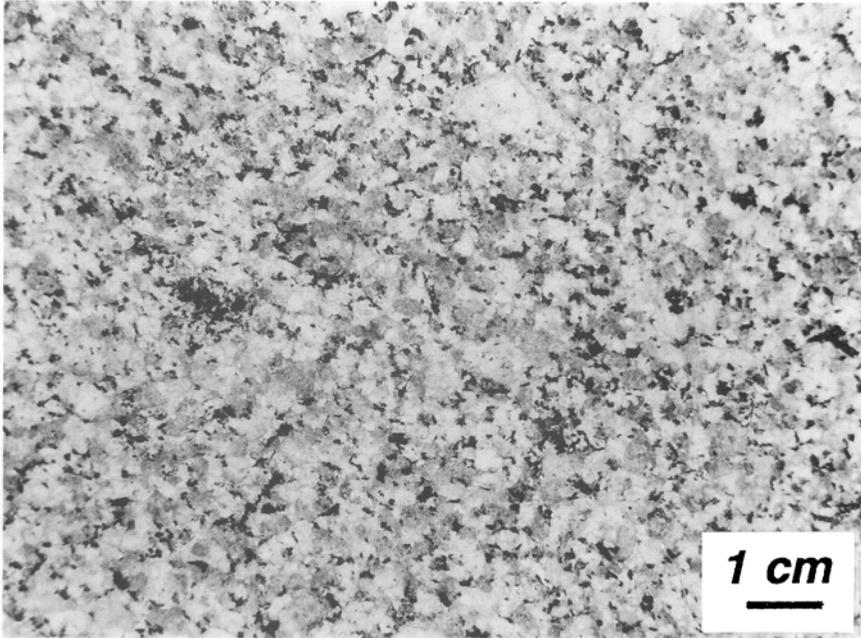
2



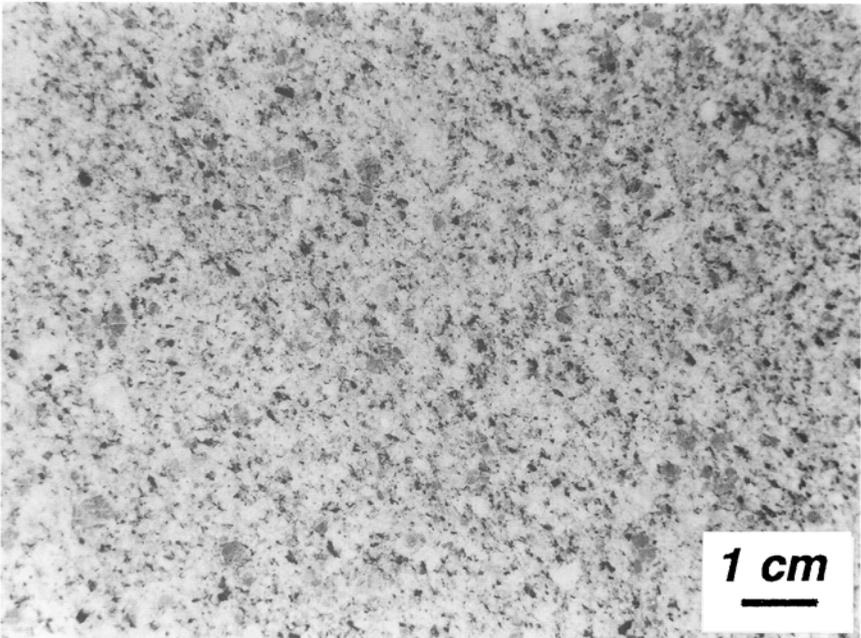
1. 筑波花崗岩 (Ts3) 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63468 (8220308A)) 真壁町湯袋峠
2. 筑波花崗岩 (Ts3) 中粒黒雲母トータル岩 (GSJ R63469 (3212B)) 真壁町上坪

第IV図版

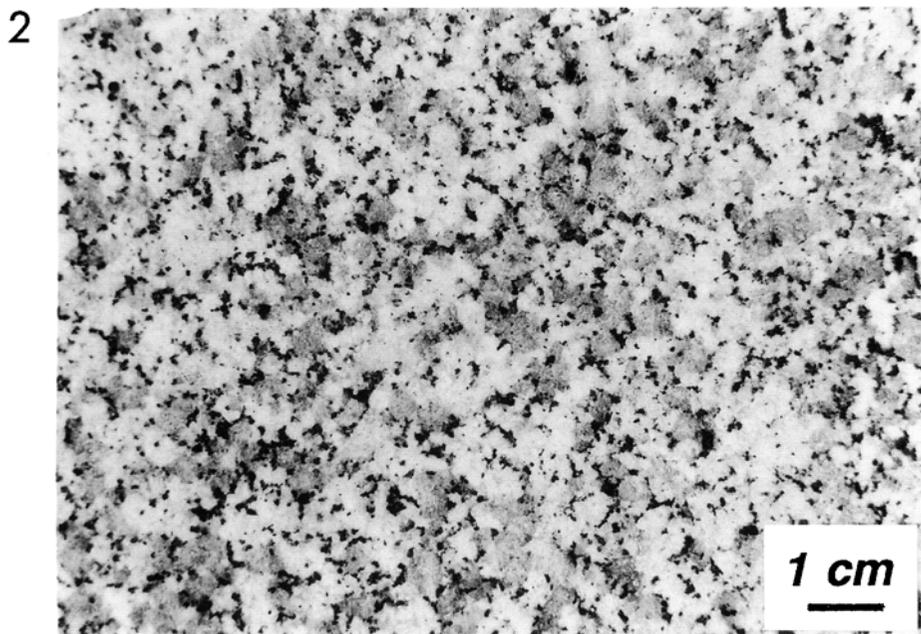
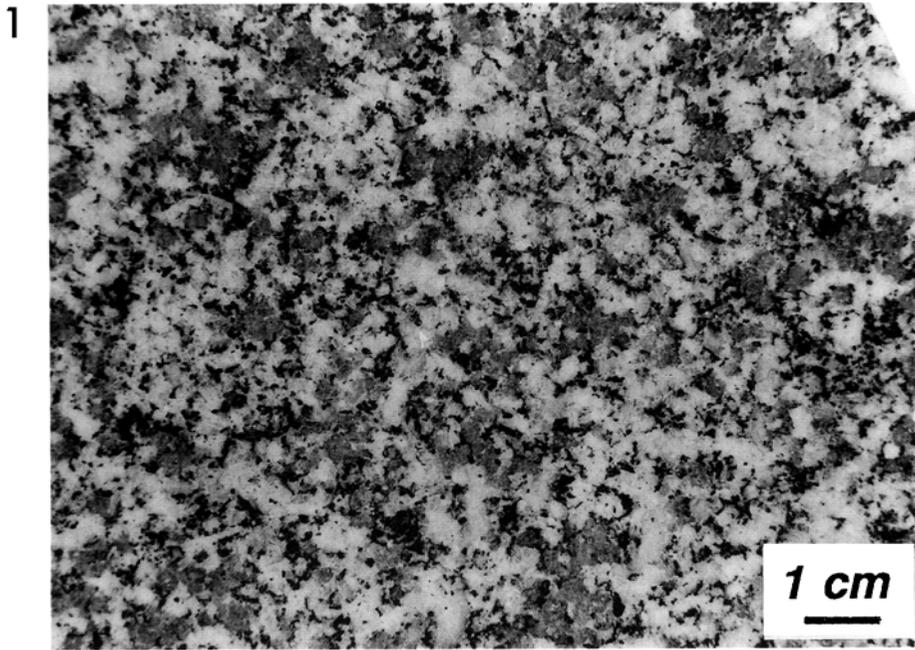
1



2

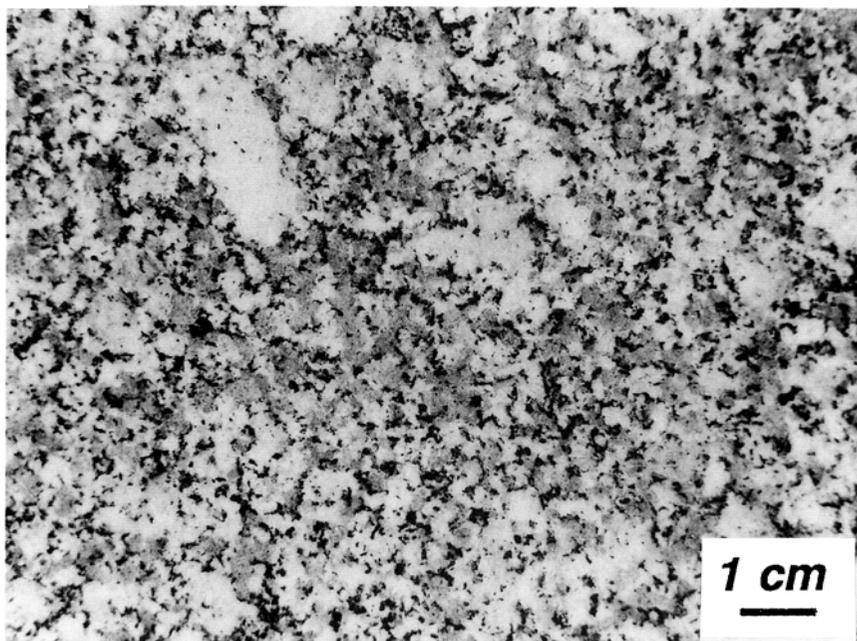


1. 筑波花崗岩 (Ts4) 中粒白雲母黒雲母花崗岩 (GSJ R63470 (8220503A)) 千代田町雪入
2. 筑波花崗岩 (Ts5) 細粒白雲母黒雲母花崗岩 (GSJ R63471 (8220417)) つくば市北条

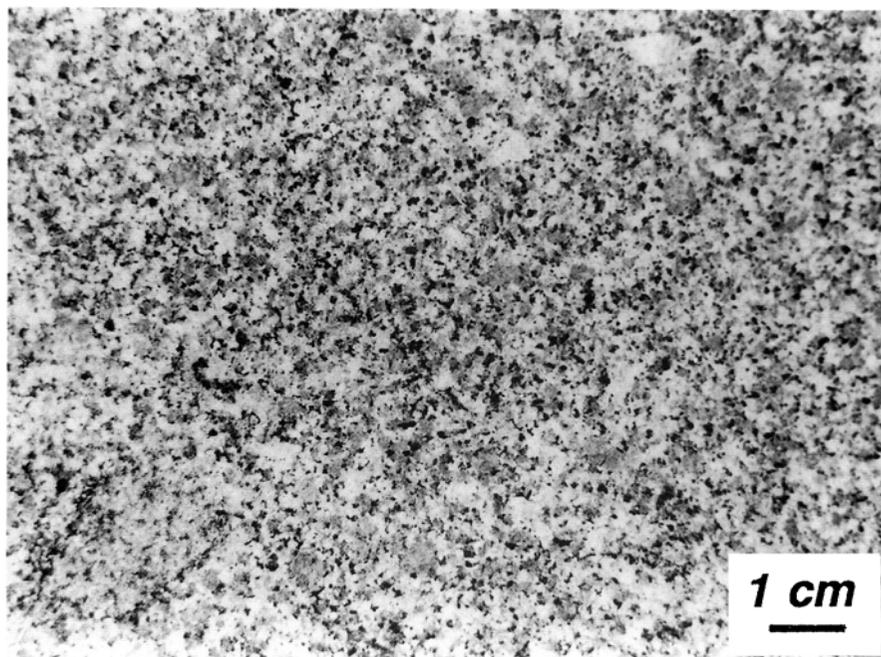


1. 稲田花崗岩 (In2) 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63472 (1115)) 笠間市南指原
2. 加波山花崗岩 (Ka1) 中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R63473 (8212706)) 真壁町加波山

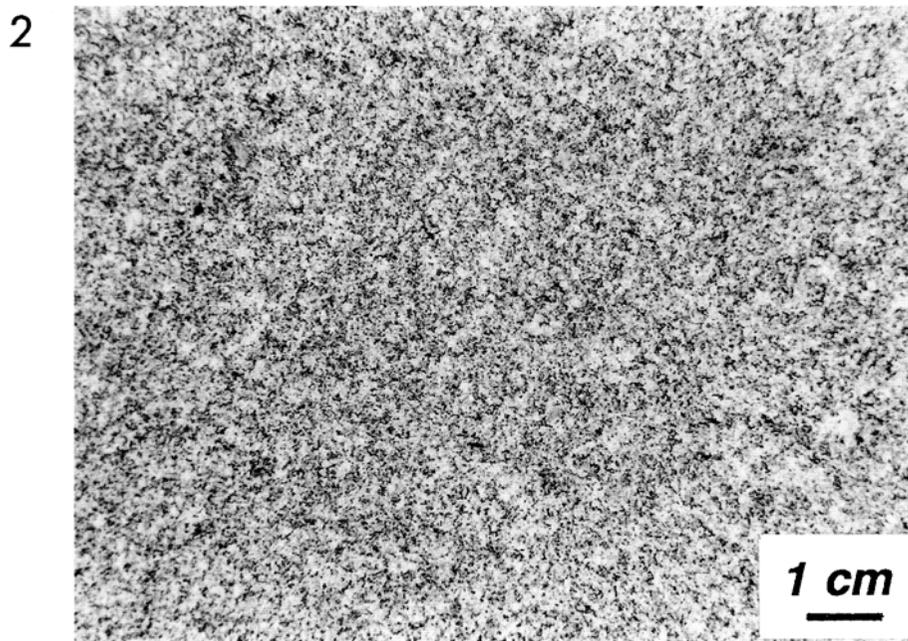
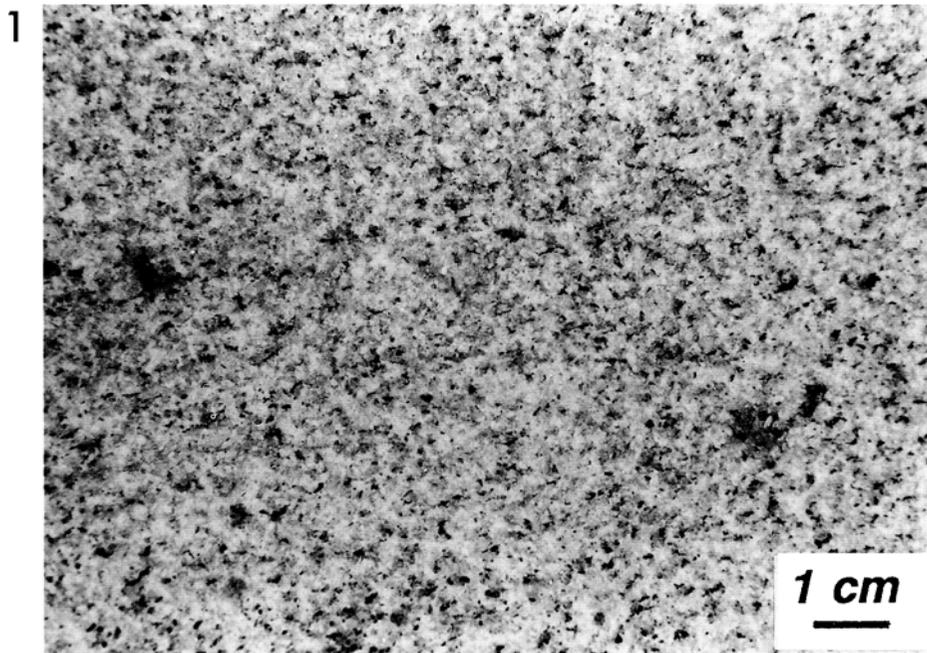
1



2



1. 加波山花崗岩 (Ka1) 斑狀白雲母含有黑雲母花崗岩 (GSJ R63474 (1192)) 岩間町難台山
2. 加波山花崗岩 (Ka2) 細粒白雲母含有黑雲母花崗岩 (GSJ R63475 (1243)) 真壁町加波山



1. 加波山花崗岩 (Ka3) 優白質細粒白雲母黑雲母花崗岩 (GSJ R63476 (8220110A)) 真壁町足尾山
2. 加波山花崗岩 (Ka4) 極細粒黑雲母花崗閃綠岩 (GSJ R63477 (8220105A)) 真壁町山尾

文献引用例

宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和（1996）真壁地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，103p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Miyazaki, K., Sasada, M. and Yoshioka, T.(1996) *Geology of the Makabe district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 103p. (in Japanese with English abstract 4p.)

平成 8 年 3 月 23 日 印 刷

平成 8 年 3 月 28 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 岩 見 吳

印刷所 岩見印刷株式会社

茨城県水海道市宝町2753

©1996 Geological Survey of Japan