

長崎県対馬下島における 火成岩類の K-Ar 年代

Igneous Rock of the K-Ar Age in
Tsushima, Shimojima and Nagasaki

唐木田 芳文*

1. まえがき

対馬の対州層群は、火山碎屑岩、長石斑岩、石英斑岩などを伴い、花崗岩の貫入をうけている。これらの火成岩類のうち、3つの花崗岩の黒雲母と3つの石英斑岩の全岩に対する K-Ar 年代を測定した。その値は、ほぼ中新世前期の後半に相当する。

対馬における火成岩類の放射年代測定値はそう多くはない。下島の花崗岩に対する K-Ar 年代測定(河野・植田, 1966)が最初であり、最近になって、高橋・林(1985; 1987)が、凝灰岩・長石斑岩・石英斑岩・花崗岩のフィッシュン・トラック年代を発表した。それらの年代値は、12Ma から30.5Ma の範囲にある。

この研究は、日韓トンネル研究会九州支部第2部会(地質部門)が、研究課題の一つとしてすすめている「火成岩類の放射年代測定」の一部である。

この研究の過程ではとくに次の方々にお世話になった。厚くお礼を申しあげる。九州大学理学部の島田允堯助教授・国際ハイウェイ建設事業団対馬事務所の柏葉芳孝氏・日韓トンネル研究会の稲田昭俊氏には、サンプルの採集調査にさいして、なお稲田氏には、テレダイン・アイソトープ社への測定依頼に関して、いろいろとご援助をうけた

*西南学院大学教授、本会九州支部理事

;公害資源研究所の高橋正好氏(当時九州大学工学部資源工学教室)には花崗岩の化学分析をしていただいた;九州大学教養部の浦田英夫教授ならびに同理学部の富田宰臣氏には、北部九州における第三系の層序区分・年代についてご教示をいただいた;そして日韓トンネル研究会九州支部第2部会長の山崎達雄九州大学名誉教授・研究会地質顧問の千葉正美氏をはじめ九州支部常任委員会の方々には貴重なご助言をいただいた。

2. 地質概説

対馬は大部分、対州層群とそれに貫入する火成岩体群と花崗岩ストックで構成されている。そのほか、対馬北端の海老島に鮮新世後期の海老島層がわずかに分布する(磯見・長浜, 1965)。

対馬における厚い砂岩・泥岩の地層に、TATEIWA (1934) が対州層群と命名して以来、対馬の地質は多くの人によって研究されてきた。その中で、松本(1969)は、対馬の地質を概括し、対州層群を九州北部の第三系のどれかに対応することを示唆している。1971年から3年間行われた金属鉱業事業団の広域調査(通商産業省, 1972; 1973; 1974)によって、対州層群の岩相の分布、層序・構造が一段と明確にされた。そして、それらに基づいた要約が、富田ほか(1975)、高橋(1976)や SHIMADA (1977) などによってまとめられてい

る。また最近、鎌田・西村 (1986) は対馬南部「巖原・仁位」の 5 万分の 1 表層地質図を発表した。

他方、国際ハイウェイ建設事業団による独自の地表調査が、下島から浅茅湾北部にかけて実施され、1982年11月に 2 万 5 千分の 1 地質図が完成した (国際ハイウェイ建設事業団, 1982)。そして千葉 (1984; 1985) がその報告をまとめている。

ここでは、火成岩の年代測定に関連する地質について、従来の研究と私自身の若干の観察に基づいて概観する。

2.1 対州層群

この地層は対馬全島に広く分布し、主として厚い泥岩・砂岩からなる。通商産業省 (1974) によると対州層群は、主として暗灰色～黒色の泥岩からなり、細粒、灰色の塊状砂岩と砂岩・泥岩互層を頻繁にはさみ、含石英粒礫質砂岩～礫岩や斜長石火山礫層灰岩～層灰岩などの火山碎屑岩を伴う。そして、上・中・下部の 3 部層に区分されている。上限および下限は海中に没して不明である。

国際ハイウェイ建設事業団 (1982) の地質図 (図 1) によると、ほぼ上記の区分に従って分けられた上・中・下部層すべてが、下島内に露出している：北東-南西方向で、北東に傾いた軸をもつ若田向斜と巖原背斜で代表される褶曲構造、および同じ方向に並んだ 2 つのドーム構造に支配されて、下部層は下島の西部と中部に、中部層は北東部と南部に、そして上部層は北東端部と南端部に分布する。

2.2 火成岩類

対州層群を貫く火成岩類は、通商産業省 (1974) によれば、貫入順に、a) 斜長斑岩、b) 石英斑岩、c) 粗粒玄武岩 (微閃緑岩類を含む)、d) 花崗岩である。そのうち下島には、d) のすべてと a)、b) の大部分が露出し、c) は少ない。図 1 では、a) と b) および酸性火山碎屑岩をまとめて、“流紋岩” (R) として塗色している。

火成岩類の産状について、通商産業省 (1974) が、巖原を通る東西線から北の浅茅湾までの範囲をとくに詳しく観察・記載している。それを整理すると、岩石種ごとの露頭における貫入形態 (進入岩床・岩脈・小ストック) の割合 (%) は表 1 のようである：全体として進入岩床をなすものが

表 1 火成岩類の貫入形態別比率 (%)

岩石種 \ 貫入形態	進入岩床	岩脈	小ストック	計
a) 斜長斑岩	51	4	—	55
b) 石英斑岩	25	3	3	31
c) 粗粒玄武岩類	10	4	—	14
計	86	11	3	100

圧倒的に多い。斜長斑岩はほとんど進入岩床をなし、石英斑岩は比較的大きな岩体をつくることもあり、粗粒玄武岩類は岩脈をなすことが比較的多い。

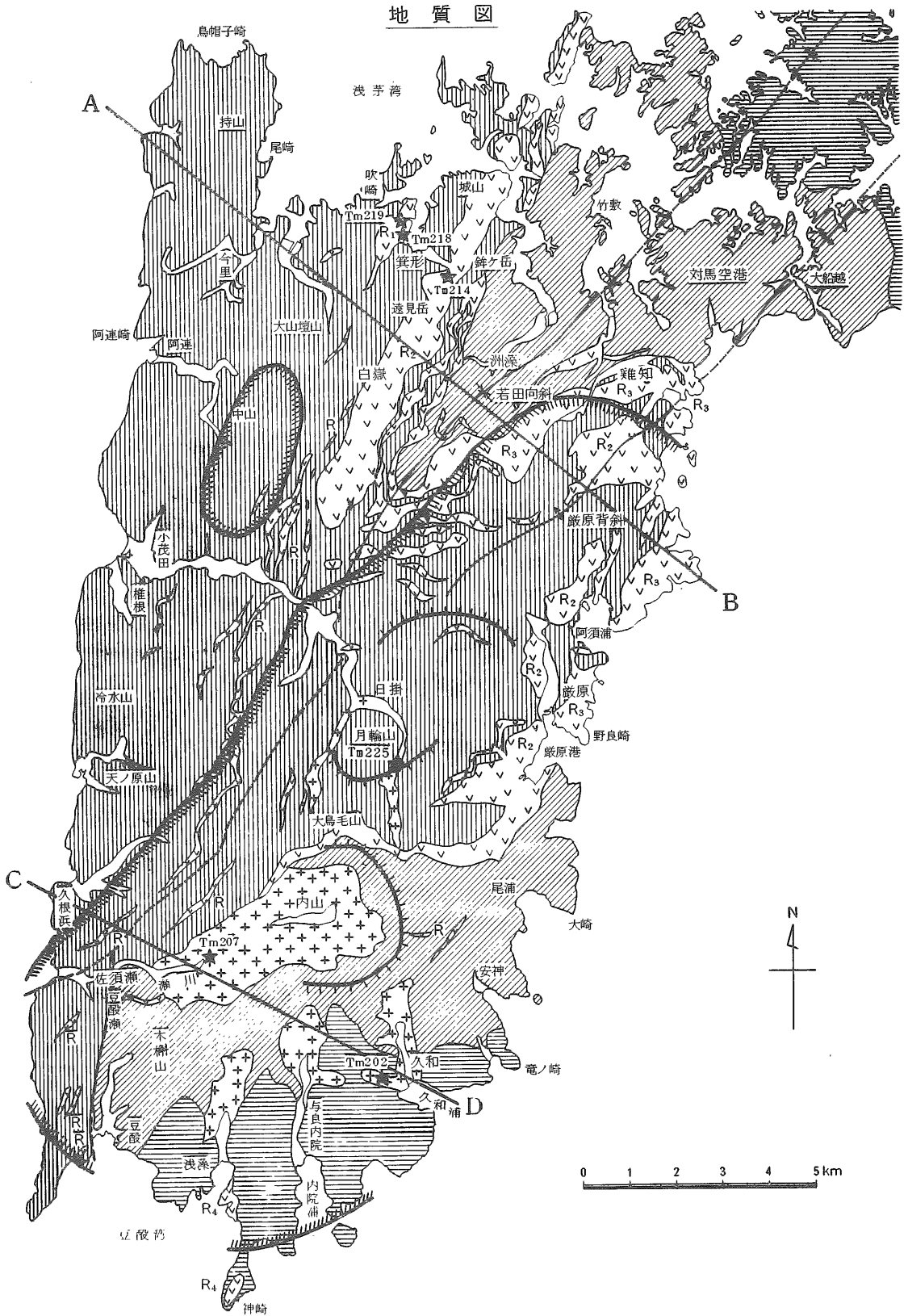
2.3 石英斑岩

対州層群の地層に整合的にはさまってくる酸性火成岩類は、一括して“石英斑岩”とよばれているようである。通商産業省 (1983; 1974) は前述のように、これらを斜長斑岩、石英斑岩 (流紋岩を含む) および一部、火山碎屑岩 (層灰岩など) とに識別し、前 2 者はすべて、対州層群に対して貫入関係を示す貫入火成岩であると主張している。

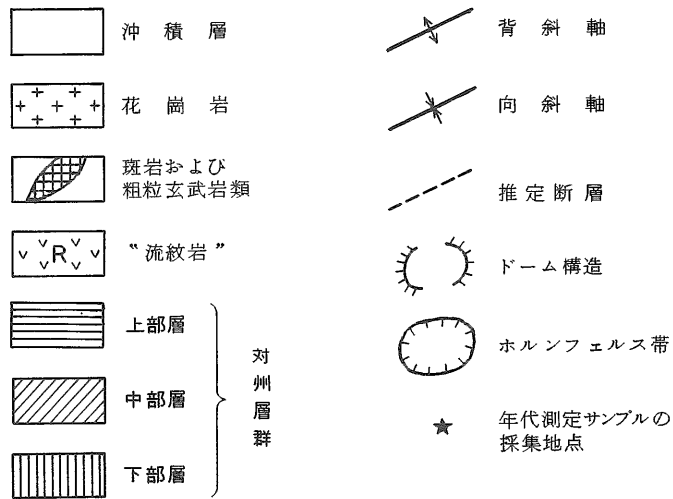
沢田・喜多川 (1961) は、“石英斑岩”の多くを、溶岩状の部分を含む火山碎屑岩と解釈している。松本 (1969) ・今井 (1973) はそれらを進入岩床とみなし、松橋ほか (1970) は、進入岩床のほかに、対州層群堆積時の火成活動の産物としての凝灰岩・溶岩の存在を認めている。そしてこの進入岩床の成因を、今井 (1973) は次のように考えている：対州層群が地向斜に沈降していくさい、石英斑岩マグマが貫入して岩床状に広がり、その後、対州層群とともに褶曲作用を受けて形成された。

これに対して、国際ハイウェイ建設事業団 (1982) の地質図 (図 1) および千葉 (1984) は、一部に進入岩床を認めながら、それらの多くを溶岩と考え、“流紋岩” (R) としてまとめて図示している。その理由は、塊状～層状の“流紋岩” (以下“R”と記す) と上・下の泥岩・砂岩および酸性凝灰岩との、次のような密接な随伴関係が多くの場合で観察されることであるという：a) “R”が上・下部の地層と調和的に接する；b) “R”は下位の泥岩と接する付近で凝灰岩質となり、下位の泥岩のブロックを取り込む；c) 逆に、“R”の上位に接し

地質図



凡 例



断面図

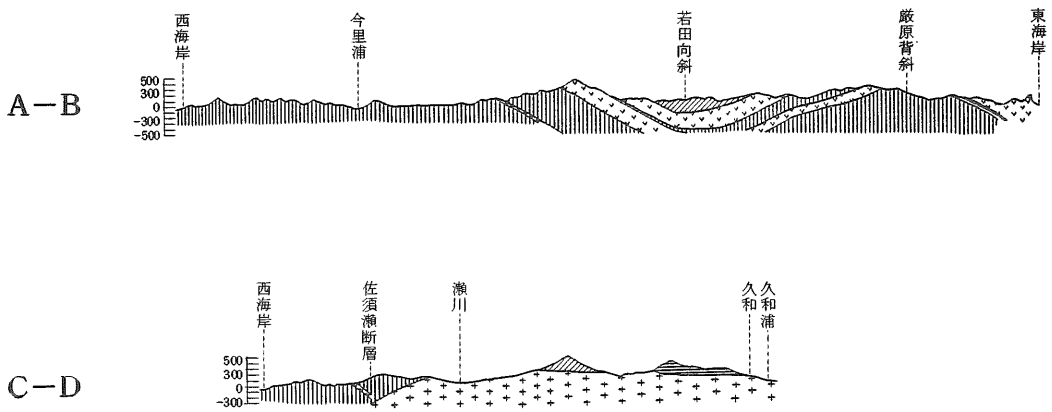


図1 長崎対馬下島の地質図

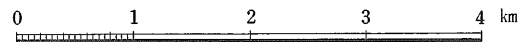
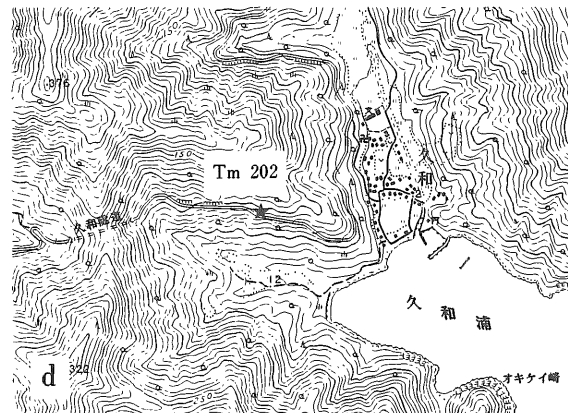
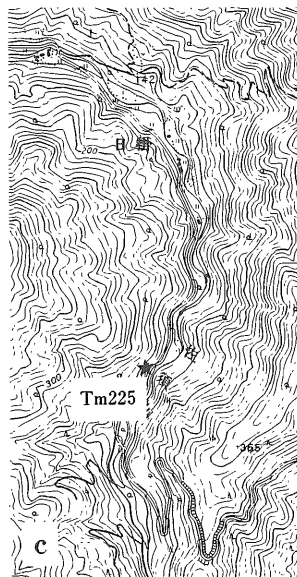
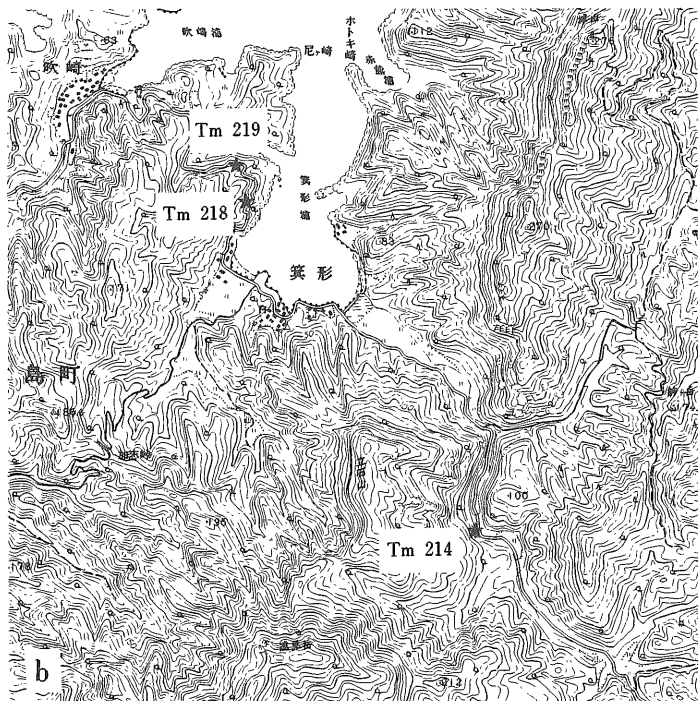
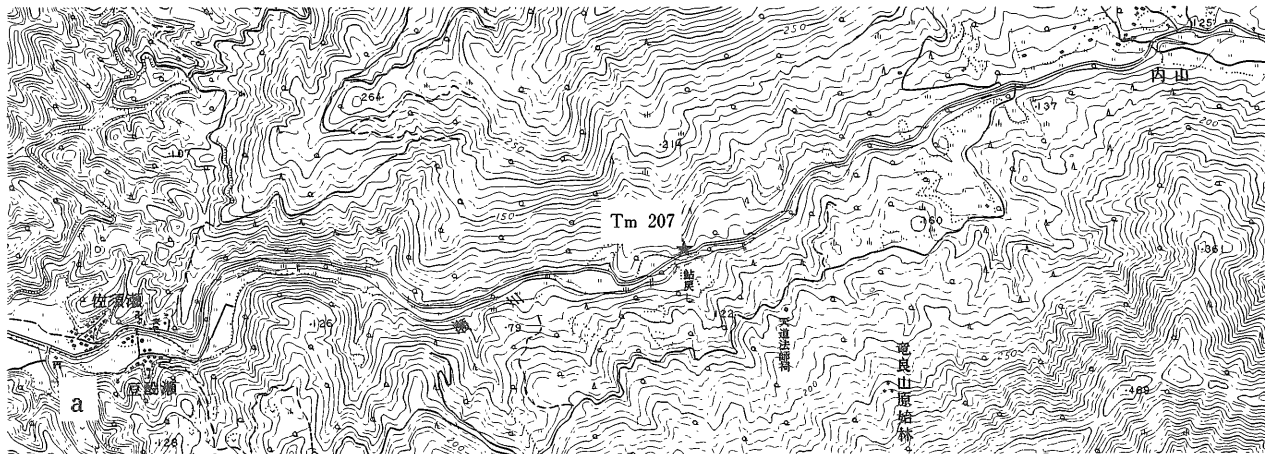


図2 試料採集地点 (国土地理院2万5千分の1地形図による)
 a・d: 「豆敷」(1984) ; b: 「阿連」(1984) ; c: 「厳原」(1983)

てくる泥岩中には、“R”のブロックや礫が存在する; d) “R”が上・下の方向で凝灰岩に移化する; e) “R”が凝灰岩と互層する; f) 凝灰岩が泥岩や “R”の礫を含む。

対馬の“石英斑岩”は、貫入火成岩、溶岩、凝灰岩などが複雑に混在したものようで、個々には判定の困難なこともあるであろう。

2.4 花崗岩

花崗岩は下島南部の内山地区周辺に露出する。岩体は、対州層群に非調和的に貫入し、東北方に沈降した卵形の大きなストックをなす。岩体のほぼ頂上部にあたる内山および日掛付近の対州層群にはドーム構造が認められる。そして空中磁気探査によると、その潜在岩体が対馬空港東方および上島小鹿東方に推定されている（通商産業省、1973）。

接触部付近で観察される泥岩・砂岩ホルンフェルスの層理面などの構造は、花崗岩体の貫入によってほとんど乱されていない。花崗岩と地層との境界は、地層の構造とは関係なく、不規則、シャープであり、地層の層理面に平行なことはまれである。そして、花崗岩と壁岩との間に混成岩は形成されていない。このような産状は、下に述べる斑岩状、塊状な岩相とともに、対馬の花崗岩体がエピソード・プルトンであることを示している。

岩体は一般に、大小さまざまな、丸みをおびた不規則形の暗色包有岩を含有する。それらは、細～中粒、塊状、斑状、花崗閃緑岩質～閃緑岩質で、鏡下では、拍子木状斜長石の組み合った輝緑岩的組織が見られる。ときに、濃青色のアルカリに富むホルンブレンドを含むことがある。

図1に示されるように、岩体の周辺には、幅8 km以上の広いホルンフェルス帯が認められている。接触部に近い黒雲母ホルンフェルスには、ときに紅柱石や堇青石が形成されている（松橋ほか、1970；今井、1973；SHIMADA、1977）。

花崗岩は、細～中粒、塊状で、組織の上で、花崗斑岩質～花崗岩質である。前者は、岩脈とか岩体の周縁部（1～数m幅）を占め、岩体の内部にすすむと花崗岩的岩相に移化する。しかし、程度の差はあれ大部分が花崗斑岩的である。ときに電気石や黄鉄鉱を含むことがある。ペグマタイ

表2 対馬下島における花崗岩の化学組成と帯磁率

Sample number	Tm 202	Tm 207	Tm 225
Weight percentage			
SiO ₂	66.42	75.19	71.24
TiO ₂	0.48	0.15	0.34
Al ₂ O ₃	15.16	13.88	14.72
Fe ₂ O ₃	0.00	0.36	0.07
FeO	4.05	1.07	2.19
MnO	0.02	0.02	0.04
MgO	1.05	0.24	0.61
CaO	2.91	0.92	2.79
Na ₂ O	3.54	3.56	3.21
K ₂ O	2.98	4.32	3.43
P ₂ O ₅	0.18	0.03	0.11
H ₂ O	1.12	0.49	0.47
Total	97.91	100.23	99.22
Trace elements (ppm)			
S	2183	48	42
Cl	1689	484	881
Co	20	0	0
Ni	0	17	18
Cu	37	37	37
Zn	0	18	57
Ga	0	16	0
Rb	102	164	94
Sr	181	54	211
Y	23	26	28
Zr	183	98	164
Nb	19	12	0
Ba	756	934	554
CIPW norms			
Q	24.10	35.04	31.27
C	1.26	1.75	0.91
Or	17.60	25.52	20.26
ab	29.95	30.13	27.17
an	13.24	4.35	13.12
hy	en	2.62	0.61
	fs	6.67	1.46
	mt	0.01	0.52
	it	0.92	0.28
	ap	0.43	0.07
Total	96.80	99.73	98.74
Differentiation index (D.I.)			
	72.90	92.43	79.61
Magnetic susceptibility ($\times 10^{-6}$ emu/g)			
	3	270	53

ト・アプライトは少ない。岩体の比較的內部を代表する内山付近では、中粒、塊状で、石英および長石が斑状に成長し、黒雲母は小形で薄い板状をなす。

年代測定試料の化学組成を表2に示す。

大庭(1966)は、四万十累帯西部(西南日本外帯九州)における中新世花崗岩の化学組成をグリーンタフ地域のそれとを比較して、次のような特徴を指摘している： K_2O/Na_2O が外帯で高く(≥ 0.8)、グリーンタフ地域で低い(≤ 0.6)；また FeO/CaO も一般に前者で高い。グリーンタフ地域に位置する対馬の花崗岩(ISHIHARA, 1979)の上記の分析値を、大庭(1966)の $K_2O/Na_2O - FeO/CaO$ 図にプロットすると、いずれも四万十累帯西部の花崗岩の範囲に落ちる。また、石原(1980)の $K_2O - CaO - Na_2O$ 図でもやはり、西南日本外帯花崗岩の範囲にプロットされる。しかし、この範囲には、グリーンタフ地域の例外的なものも属している。

帯磁率についてみると、一般に、西南日本外帯中新世花崗岩はチタン鉄鉱系で、グリーンタフ地域のものは磁鉄鉱系である(ISHIHARA, 1979)。今回の3試料は、それぞれ $3,53,270 (\times 10^{-6} \text{emu/g})$ であって(表2)、チタン鉄鉱系が多い。また、NEDACHI(1980)によると、対馬の花崗岩黒雲母に含まれる塩素量は、九州の他の中新世花崗岩のものより多い。前者は $Cl \geq 0.54 \text{wt}\%$ で、後者はほとんどすべて $Cl \leq 0.3 \text{wt}\%$ である。

このように、対馬の花崗岩体が位置的にはグリーンタフ地域にありながら、化学組成や帯磁率は外帯的性格を示す反面、他の性質は外帯のものとは異なるということは興味深い。

3. 試料の記載と測定結果

3.1 測定試料の採集地点(図1,2)

花崗岩

- 1) Tm 202 長崎県下県郡厳原町久和西方
 $34^\circ 7.6' N; 129^\circ 15.2' E$
 (2.5万分の1地形図「豆酸」)
- 2) Tm 207 長崎県下県郡厳原町
 佐須瀬一内山(鮎戻し)
 $34^\circ 9.0' N; 129^\circ 12.7' E$
 (2.5万分の1地形図「豆酸」)

- 3) Tm 225 長崎県下県郡厳原町日掛南方
 $34^\circ 11.2' N; 129^\circ 15.4' E$
 (2.5万分の1地形図「^{いづはら}厳原」)

石英斑岩

- 4) Tm 214 長崎県下県郡美津島町箕形一洲藻
 $34^\circ 16.7' N; 129^\circ 16.2' E$
 (2.5万分の1地形図「阿連」)
- 5) Tm 218 長崎県下県郡美津島町吹崎一箕形
 $34^\circ 17.5' N; 129^\circ 15.6' E$
 (2.5万分の1地形図「阿連」)
- 6) Tm 219 長崎県下県郡美津島町吹崎一箕形
 $34^\circ 17.6' N; 129^\circ 15.6' E$
 (2.5万分の1地形図「阿連」)

3.2 岩石の記載

1) Tm 202 黒雲母花崗閃緑斑岩

中粒、塊状で、2~3mm大の斜長石斑晶および細粒黒雲母の不規則集合体(最大3mm大)が目だつ。斑晶状石英は見られない。

主成分鉱物：斜長石、石英、カリ長石、黒雲母；副成分鉱物：ジルコン、燐灰石、鉄鉱など。

斜長石は、厚い卓状晶をなし、自形~半自形で、累帯構造が著しい。カリ長石は、半自形~他形で、塵埃状包有物で汚染。ときに、細粒、不規則な点状またはその連続からなる斜長石相を少しもったパーサイト構造が認められる。石基の斜長石は0.3~0.5mmで、これらの間を石英が充填する。石英はときどきカリ長石とグラフィック連晶をなす。黒雲母は、無色鉱物の間に産し、不規則形の集合体をなすことが多い。鉄鉱は主として黒雲母に伴う。

2) Tm 207 黒雲母花崗岩

細粒、塊状、比較的優白色。3~5mm大のピンクがかった灰色のカリ長石が多くて目だつ。2~3mm大の白色斜長石はその半分以下の量で、石英はあまりはっきり認められない。最大1mm大の薄い板状黒雲母が散点する。

主成分鉱物：カリ長石、石英、斜長石、黒雲母、まれに白雲母；副成分鉱物：ジルコン、鉄鉱、燐灰石。

カリ長石は量的に最も多い。不規則なパッチ状、棒状あるいは紐状の斜長石相を含んだパーサイトで、塵埃状包有物で汚れている。斜長石は、自形

～半自形結晶で、累帯構造が普通である。石英は、一般に丸みをおびた外形を呈し、結晶の内部には細かい液体包有物が高密度に分布する。波動消光は弱い。黒雲母は他の無色鉱物の間に産するので、個々の結晶の形は不規則である。Tm 202の黒雲母とは異なり、集合体をなすことはあまりない。まれに、細粒、粒状斜長石と黒雲母からなる集合部が存在する。

3) Tm 225 含カミングトン閃石

—黒雲母斑状花崗閃緑岩

中粒、塊状、5 mm 大の斑状斜長石が散点し、斑状を呈する。細粒黒雲母が不規則集合体（最大 5 mm 大）をつくる。

主成分鉱物：斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、カミングトン閃石；副成分鉱物：ジルコン、燐灰石、鉄鉱（含赤鉄鉱）、まれに褐れん石。

粗粒の斜長石（+石英）+黒雲母の間に、細粒（0.3～0.6mm 大）の斜長石・石英・黒雲母からなる部分が少量存在し、斑岩的性格を示す。斜長石は、自形～半自形で、累帯構造が著しい。またときに、結晶のコアには、絹雲母様物質で汚染されたラブラドライト以上の Ca に富む斜長石が存在する。ときに、小さいパッチ状カリ長石相を含むアンチ・パーサイトが見られる。カリ長石は、斜長石よりずっと少なく、パーサイト構造は不明瞭である。黒雲母は集合体をつくることが多い。カミングトン閃石は、黒雲母集合体に伴って産し、結晶の一部に緑色ホルンブレンドを伴うことがある。カミングトン閃石と共生する黒雲母は、ときどき、結晶の一部が緑色黒雲母に移化する。その付近には、緑色黒雲母が単独結晶としても存在する。

4) Tm 214 石英斑岩

2～3 mm 大の斜長石斑晶、最大 2 mm 大の石英斑晶が散点する。全体的に前者が多い。斑晶の少ない灰色の部分と斜長石斑晶を多く含んで淡緑灰色を呈する部分とが混在する。

斑晶：主として斜長石、石英で、後者が多い。大形の斜長石は厚い卓状の自形的結晶であるが、小形のもの破片状をなす。石英も大形のもの丸みをおびた四角・六角形をなすが、小形のものほど破片状を呈する。

石基：主として石英、カリ長石と放射状に集合した沸石様物質からなる。部分により鉱物の種類・大きさ・量が変化し、不均質である。また、0.01mm 大の石英集合体がところどころに存在する。その中には、0.03～0.05mm オーダーで湾曲したパーライト様割れ目が存在し、その割れ目には粘土鉱物が詰まっている。

全体として、炭酸塩鉱物、粘土鉱物や黒褐色の変質物質が多く、3つの石英斑岩試料中最も変質が進んでいる。

5) Tm 218 石英斑岩

最大 5 mm 大の斜長石斑晶が多く、石英斑晶（2～3 mm 大）は少ない。淡青色や灰淡褐色の部分と混在する。

斑晶：斜長石と石英で、前者が多い。斜長石は厚い卓状晶で、自形～半自形；石英は丸みをおびた四角形あるいは不規則な破片状を呈する。石基が、石英結晶の割れ目などに沿って細かく入り込んでいることがある。

石基：極細粒、不規則形の石英・カリ長石、その間を埋める粘土鉱物からなる。長石は部分的に粘土鉱物に変質している。

斜長石斑晶、石基を通じて炭酸塩鉱物が広く生じている。そのほか、副成分鉱物としてジルコン、燐灰石、鉄鉱が認められる。

6) Tm 219 石英斑岩

最大 3 mm 大の白色斜長石斑晶が多く、石英斑晶は少ない。ときどき 1 mm 大以下の黄鉄鉱が認められる。全体として均質で、淡緑灰色を呈する。3つの石英斑岩試料中、最も新鮮である。

斑晶の斜長石、石英は、全体として Tm 218 より小型であり、石英には破片状のものが多い。他の性質は Tm 218 に似る。

3.3 測定結果

K-Ar 法による年代測定は、テレダイン・アイソトープ社（米国）によって行われた。その結果は表 3 の通りである。

4. 考察とまとめ

対州層群の地質年代に関するこれまでの生層位

学的研究は高橋 (1976) に要約されている。それによると、初期の研究では中生層とされたこともあったが、その後、化石の研究が進展し、最近では、対州層群下部層の大部分が間瀬階に相当し、下部層上部より上位の地層は西彼杵階(芦屋層群)の相当層であろうと考えられるようになった(高橋・西田, 1974)。

間瀬階と西彼杵階の地質年代を、水野 (1962) は、それぞれおよそ漸新世の前期と後期と考えた。首藤 (1978) は、間瀬階と西彼杵階との境界を漸新世と中新世との間に置いている。さらに、中新世前期と中期との境界を、北西九州では西彼杵階と相浦階との間に、北西九州では芦屋層群坂水層の中部に設定している。ここでは、地質調査所 (1982) の“新生代対比表”に高橋・西田 (1974) の考えを当てはめてみる。図3のように、対州層群の地質年代は漸新世後期～中新世前期となる。

対馬の火成岩類に対する河野・植田 (1966) (黒雲母 K-Ar 年代) および高橋・林 (1985; 1987) (ジルコンフィッション・トラック年代) の放射年代値を、今回のものとともに図3に示す。そのさい、高橋・林 (1987) の“流紋岩”(1試料)を、

石英斑岩に含めて図示した。

今回測定された3つの花崗岩黒雲母 K-Ar 年代は、ともに16Maで、極めてよく一致している。これは、河野・植田 (1966) の値よりは大きいだが、石英斑岩全岩 K-Ar 年代よりは小さい (Tm 214 の石英斑岩を除いて)。この結果は、花崗岩が“石英斑岩”に貫入し、変成作用を与えているという野外観察とは矛盾しない。Tm 214は、岩石が多少変質したために若返っているのかもしれない。最も新鮮な Tm 219が最も大きい年代値19Maを与えている。

高橋・林 (1985; 1987) の凝灰岩ジルコンのフィッション・トラック年代は、他の火成岩類より古く測定され、地質関係と調和している。その値は、次の1つを除いてほぼ20Ma前後である。飛び離れて大きい30.5Maという年代値を与えた凝灰岩試料(H-345)では、とくに外来ジルコンが多く、本質粒子が極めて少ないので、その測定値の信頼度は低いという(高橋・林, 1987)。凝灰岩フィッション・トラック年代と石英斑岩 K-Ar 年代とが比較的近いことは、対馬の“石英斑岩”の出来方を考えるうえで興味深い。

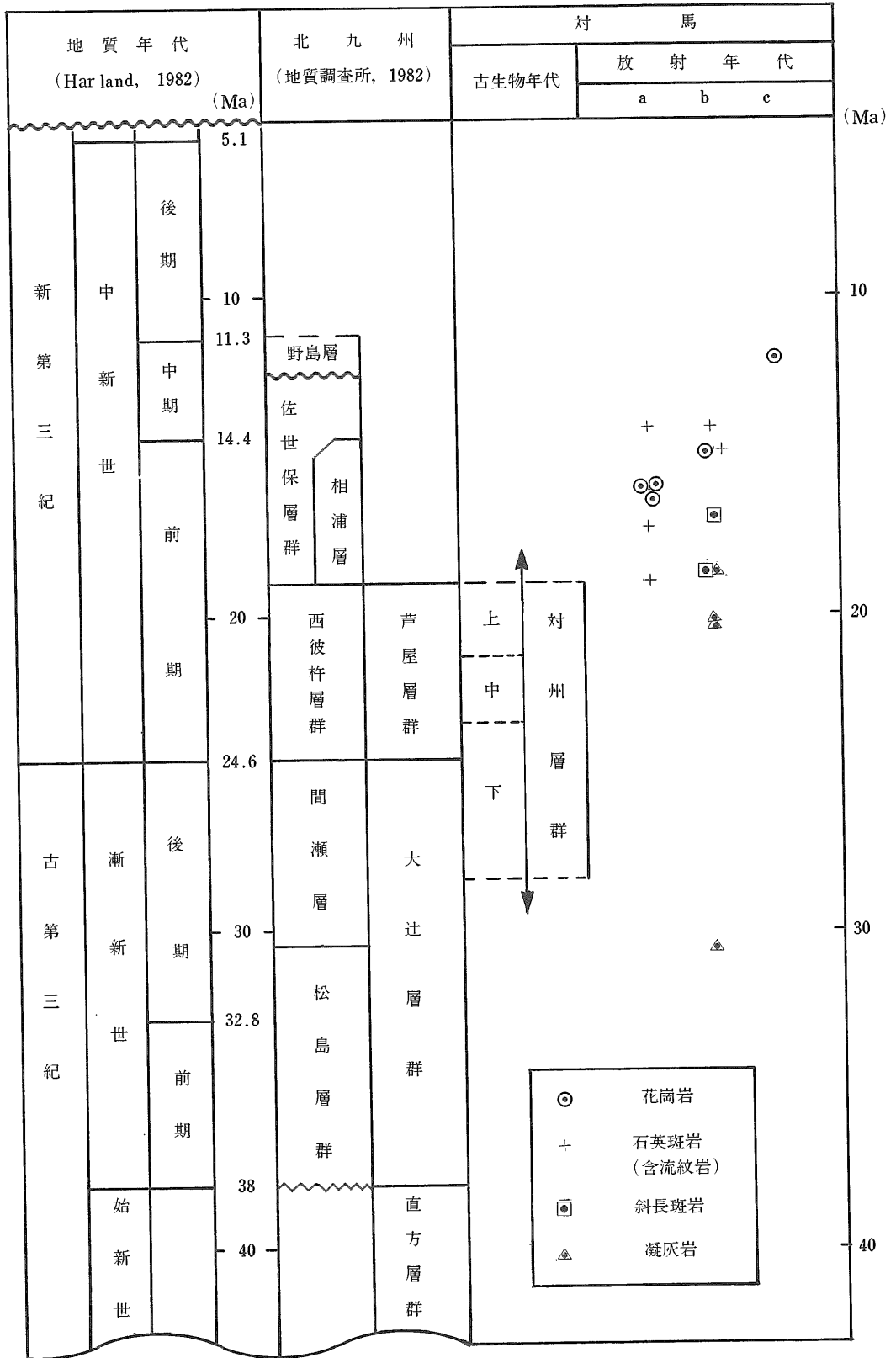
表3 対馬下島における火成岩類の K-Ar 年代

Sample	Rock	Material Analyzed	Isotopic Age (Ma)	⁴⁰ Ar (scc/gm×10 ⁻⁵)	% ⁴⁰ Ar	% K
Tm202	Biotite granite porphyry	Biotite	16.3 ± 0.8	.390	78.0	6.13
				.391	78.8	6.15
Tm207	Biotite granite	Biotite	16.0 ± 0.8	.424	84.1	6.79
				.426	83.6	6.85
Tm225	Cummingtonite-bearing biotite granodolerite	Biotite	16.0 ± 0.8	.417	77.7	6.71
				.422	72.9	6.76
Tm214	Quartz porphyry	Whole Rock	14.1 ± 0.7	.130	60.7	2.37
				.131	60.3	2.38
Tm218	Quartz porphyry	Whole Rock	17.2 ± 0.9	.106	46.6	1.59
				.107	56.2	1.59
Tm219	Quartz porphyry	Whole Rock	19.0 ± 1.0	.097	48.7	1.30
				.097	54.8	1.31

定数 (Sleiger and Jäger, 1977)

$\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \cdot 10^{-4} \text{ atom } \%$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \text{ atmosphere} = 295.5$

分析者: テレグイン・アイソトープ社



放射年代 a: 本研究(K-Ar法); b: 高橋・林(1985;1987)(フィッシュ・トラック法); c: 河野・植田(1966)(K-Ar法)

図3 対州層群の古生物年代と火成岩類の放射年代

今回測定された花崗岩の黒雲母ならびに石英斑岩の全岩 K-Ar 年代 (表 3) は、従来の生層位学的研究ならびに放射年代測定結果とほぼ調和しており (図 3), 対州層群に伴う火成活動は対州層群の堆積時から終了後まで継続し、その主体は中新世前期後半から中期にかけて起こったとみられる。

引用文献

- * 千葉正美 (1984; 1985) : 対馬 (下県区域) の地質 (1), (2). 日韓トンネル研究, No. 1, 35-47; No. 2, 69-88.
- * 地質調査所 (1982) : 日本地質アトラス, 119p.
- * HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. and WALTERS, R. (1982) : A Geologic Time Scale. *Cambridge Univ. Press*, 131p.
- * 今井秀喜 (1973) : 長崎県対州鉾山の地質構造と鉍化作用. 日本鉱業会誌, 89, 509-514.
- * ISHIHARA, S. (1979) : Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 85, 509-523.
- * 石原舜三 (1980) : 花崗岩と流紋岩. 地球科学 15, 岩波書店, 105-141.
- * 磯見博・長浜春夫 (1965) : 対馬北端, 海老島にみられる鮮新統と対州層群の不整合関係——対州層群の時代論に関する一資料——. 地質雑, 71, 32-35.
- * 鎌田泰彦・西村輝希 (1986) : 土地分類基本調査図, 5 万分の 1 「厳原・仁位」. 長崎県.
- * 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) ——西南日本花崗岩類——. 岩鉍, 56, 191-211.
- * 国際ハイウェイ建設事業団 (1982) : 日韓トンネル陸上部第 1 次地質調査対馬地区.
- * 松橋秀郎・桐生清・中島安雄・福本勝治・根本徹・黒沼長助 (1970) : 対馬下島, 対州鉾山付近の地質について. 国立科博, 専報, No. 3, 1-8.
- * 松本達郎 (1969) : 対馬の地質とその問題点. 国立科博, 専報, No. 2, 5-18.
- * 水野篤行 (1962) : 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究. 地質雑, 68, 687-693.
- * NEDACHI, M. (1980) : Chlorine and fluorine contents of rock-forming minerals of the Neogene granitic rocks in Kyushu, Japan. *Min. Geol. Sp. Issue*, No. 8, 39-48.
- * 大庭昇 (1966) : 四万十帯西部における花崗岩質岩類の地質学的意義. 鹿児島大, 理報, No. 15, 13-24.
- * 沢田秀穂・喜多川庸二 (1961) : 5 万分の 1 地質図幅「仁位」および同説明書. 地質調査所, 35p.
- * SHIMADA, N. (1977) : Lead-zinc ore deposits of the Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, with special reference to Shigekuma-type mineralization. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, 23, 417-480.
- * 首藤次男 (1978) : 軟体動物化石層序からみた日本における

古第三系・新第三系の境界. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集) 61-72.

- * STEIGER, R. H. and JAGER, E. (1977) : Subcommission on geochronology: Convection on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci., Letters*, 36, 359-362.
- * 高橋清 (1976) : 対馬の地質. 長崎県生物学会編「対馬の生物」, 11-19.
- * 高橋清・林 (1985; 1987) : 対馬の火成岩類のフィッシュン・トラック年代 (I) : (II). 長崎大教養, 紀要, 自然科学, 25, 9-19; 27, 19-31.
- * 高橋清・西田民雄 (1974) : 対馬上県地域の対州層群下部層の軟体動物化石について. 長崎大教養, 紀要, 自然科学, 15, 15-20.
- * TATEIWA, I. (1934) : Cretaceous flora of Tsushima, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 11, 185-209.
- * 富田幸臣・山下明夫・石橋澄・三木孝・高橋良平・首藤次男・浦田英夫・橋本勇・本座栄一・五十嵐千秋 (1975) : 対馬西方海域の海底地質. 九大理, 研報, 地質, 12, 77-90.
- * 通商産業省 (1972) : 昭和 46 年度広域調査報告書—対馬上県地域. 29p.
- * 通商産業省 (1973) : 昭和 47 年度広域調査報告書—対馬上県地域. 34p.
- * 通商産業省 (1974) : 昭和 48 年度広域調査報告書—対馬上県地域. 52p.

