

塩基性岩との接触部でみられる花崗岩の
成分変化の1例

大森 江い* 片田 正人**

A Chemical Change of Granite in contact with a Basic rock

By

Ei OHMORI & Masato KATADA

Abstract

A granitic rock of small scale having chemically and mineralogically unusual composition is found in biotite granite (granodiorite) near a boundary of granite and gneiss derived from a basic rock in the highly metamorphosed area of the Ryōke metamorphic belt. The unusual part is conspicuously rich in CaO, while poor in K_2O and $H_2O(+)$, compared with the usual part (biotite granite). Mineralogically the unusual part contains hornblende and no biotite. It is possible that the variation of these components was produced by a reaction between the granodioritic magma and the adjacent basic rock.

要 旨

この報告は、長野県南部、木曾駒ヶ岳東方の領家変成帯中でみいだされた、花崗岩質マグマと塩基性岩との間に行なわれた物質交換の1例である。ここには、片麻岩化した塩基性凝灰岩に花崗岩が接触する露頭が一カ所あり、この接触部における花崗岩には優白色の特徴ある岩相がみられる。この優白色の部分と、この花崗岩の他の部分との化学成分を比較してみたところ、優白色部は、CaO、 K_2O 、 $H_2O(+)$ の値が変化していることが判明した。この成分変化に対応して構成鉱物の変化も認められた。

1. 緒言および謝辞

私達の1人、片田は、木曾駒ヶ岳東方の領家帯を調査中、花崗岩と塩基性凝灰岩起源の片麻岩との接触部で、花崗岩の一部に、異常な鉱物組成の岩相が発達するのを見いだした。この部分の試料に対して、大森が化学的な検討を加えて、この小論をまとめた。

まとめるに先だつて、地質部談話会の席上で報告した。その際、多くの方々から、きわめて有益な助言を得ることができた。脱稿するにあたり、それらの方々に感謝の意を表す。

* 技術部

** 地質部

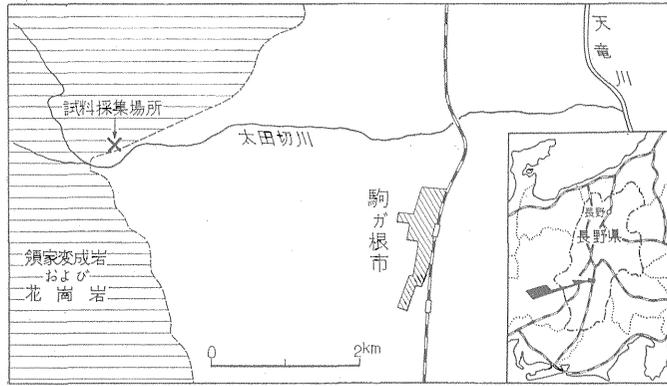
2. 野外における観察

試料採集場所は第1図に示される。ここは村山・片田(村山・片田, 1957; KATADA, 1965)によつて報告されているように、領家帯の片麻岩・ペグマタイトおよび花崗岩が分布する地域で、片麻岩は、変成度からいえば、珪線石や珪灰石を含む高変成度のものである。

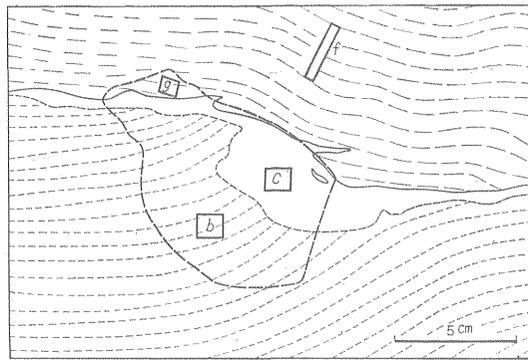
採集場所は、太田切川北岸の、かつて石英や長石を工業用に採掘した跡で、数年前までは、岩石の露頭は新鮮であつた。しかし現在では、大半が草木におおわれ、風化が相当進んでいる。この試料を採集したのは、1955年のことで、当時の状況をのべると以下のものである。

この場所は、幅15m以上、高低差15m以上の人工の露頭で、主として塊状のペグマタイトが露われている。このペグマタイトの中程に、厚さ約2mで、ゆるい傾斜をもつ塩基性凝灰岩起源の片麻岩が捕獲岩として含まれている。そしてさらに(おそらくペグマタイト形成以後)片麻岩中には、最大幅数10cmの太田切花崗岩が貫入している。

ここで問題にしているのは、太田切花崗岩に関してであつて、この花崗岩は、この付近の片麻岩の分布地域に、大小さまざまな規模で貫入しており、ここでみられるような小岩体も普通にみられる程度の規模である。この花崗岩には黒雲母を含む花崗閃緑岩質の岩相と、黒雲

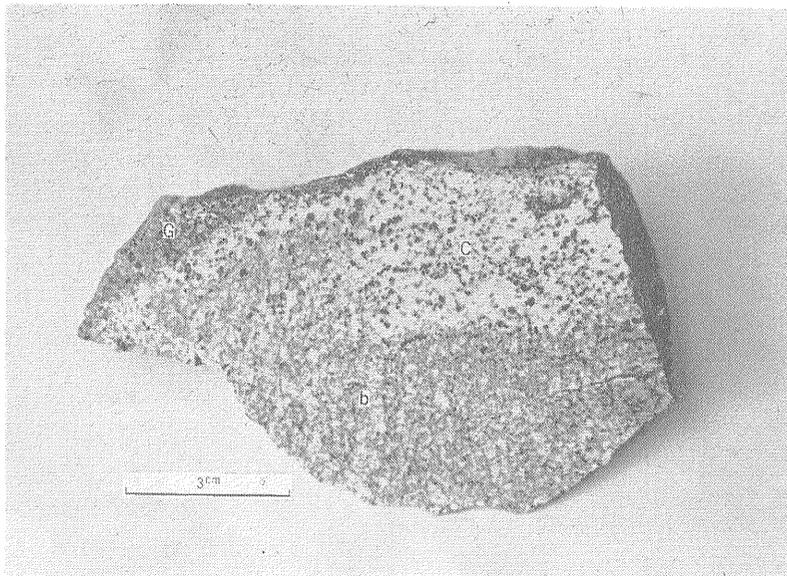


第1図 位置図



第2図 分析試料を採集した露頭のスケッチ

b: 太田切花崗岩 (黒雲母花崗閃緑岩)
 c: 同層の優白色の岩相 f, g: 塩基性凝灰岩起源の片麻岩
 b, c, f, g の位置は、分析試料の採集位置である。
 破線部は図版1に示す。



図版1 第2図の破線部の標本

母・白雲母・ざくろ石を含むアブライト質ないしアダメロ岩質の岩相 (以下アブライト質の岩相という) があり、この地点のものは花崗閃緑岩質のものである。一般に、花崗閃緑岩質の岩相には片理は認められないが、ここでは例外的に認められる。

試料を採集した露頭および試料の一部は第2図と図版1に示される。花崗岩と片麻岩は明瞭な境界で接する。そして境界に沿って、花崗岩には、問題の優白色の岩相が数mmないし数cmの幅で発達する。この岩相は黒雲母を欠き、角閃石がみられるもので、太田切花崗岩の他の部分ではまったくみられないものである。もちろんアブライト質ではない。(ただし、塩基性岩起源片麻岩と太田切花崗岩と接する露頭は、ここ以外ではみだしていない。) また、この優白色の岩相は、幅が一定せず、普通の岩相との境界がぼやけている部分もある。したがってあとから貫入した岩脈とも思えない。それゆえ、この岩相は、花崗岩の一部が、壁岩の塩基性岩と物質を交換することによって生じたものと考えざるを得ない。

3. 化学的考察

太田切花崗岩の花崗閃緑岩質の岩相の典型的なものはすでに公表してある (第1表 (a))。そこで今回は、問題の優白色の岩相(c)と、それに接する部分の太田切花

第1表 花崗岩の化学成分

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
SiO ₂	68.96	68.58	68.92	75.04	69.17
TiO ₂	0.48	0.24	0.34	0.12	0.39
Al ₂ O ₃	16.00	16.91	16.70	14.36	15.00
Fe ₂ O ₃	0.78	0.68	0.82	0.25	1.05
FeO	2.88	1.72	1.44	0.84	2.48
MnO	0.07	0.03	0.06	0.03	0.10
MgO	0.24	0.95	0.95	0.23	1.15
CaO	3.25	3.66	5.13	0.98	3.15
Na ₂ O	3.54	3.81	4.26	3.56	3.45
K ₂ O	2.59	2.99	1.20	3.77	3.01
P ₂ O ₅	0.17	0.11	0.10	0.08	0.13
H ₂ O+	0.65	0.47	0.34	0.41	0.74
H ₂ O-	0.14	0.04	0.01	0.13	0.30
Total	99.75	100.19	100.27	99.80	100.12

分析: 大森江い・大森貞子 (a~d)
 (a): 太田切花崗岩; 花崗閃緑岩, 典型的なもの (村山・片田, 1957)
 (b): 太田切花崗岩; 花崗閃緑岩, (c)の岩相に接する部分。
 (c): 太田切花崗岩; 塩基性凝灰岩起源の片麻岩に接する部分 (問題の部分)。
 (d): 太田切花崗岩; アブライト質の岩体 (村山・片田, 1957)
 (e): 日本の花崗岩類の平均値 (SiO₂が55%より多いもの440個の平均; HATTORI, et al., (1960))

第2表 塩基性岩の化学成分

	(f)	(g)	(h)	(i)
SiO ₂	46.79	56.09	44.94	47.06
TiO ₂	2.31	1.83	3.22	1.11
Al ₂ O ₃	15.70	17.03	15.31	14.78
Fe ₂ O ₃	3.76	3.14	3.03	4.29
FeO	5.83	5.32	9.23	5.44
MnO	0.25	0.15	0.16	0.24
MgO	3.96	2.77	6.70	7.34
CaO	15.85	7.80	6.38	10.78
Na ₂ O	2.60	3.90	4.15	4.17
K ₂ O	0.70	0.92	0.40	0.31
P ₂ O ₅	0.35	0.11	0.48	0.09
H ₂ O+	0.74	0.67	4.53	3.69
H ₂ O-	0.01	0.05	0.35	0.45
	CO ₂ =0.90		CO ₂ =0.79	Cr ₂ O ₃ =0.05
Total	99.75	99.78	99.67	99.80

分析: 大森江い・大森貞子

- (f): 塩基性凝灰岩起源の片麻岩。単斜輝石・綠礫石 (2次的)・角閃石・ざくろ石・方解石・斜長石を含む。
- (g): (f)と同様の片麻岩。ただし、角閃石・斜長石が多く少量の黒雲母を含む。
- (h): 非変成塩基性岩 (玄武岩) 3個の平均 (KATADA, et al., 1963, 1964)。2個は熔岩流で、1個は凝灰角礫中の礫。
- (i): 北海道土別市産の、(h)に類似した玄武岩の枕状熔岩。(猪木, 1958)

崗岩(b)の主要13成分を分析した (第1表)。同表(d)は、太田切花崗岩のアブライト質の岩相であり、(e)は、HATTORI, et al. (1960) によつて求められた日本の花崗岩440個の平均値である。

また壁岩は、黒雲母・角閃石・単斜輝石・ざくろ石・方解石など鉱物別の縞状構造を作っているため、岩石の“代表的な”分析値は得にくい。しかし参考までに、別別の部分から調製した試料の2つの分析値を第2表の(f)と(g)にあげる。(f)は黒雲母の縞を含まない試料の成分で、(g)は黒雲母の縞を含む試料の成分である。また(h)と(i)は、この地方より北西方の非変成地域で堆積岩類にはさまれる塩基性岩の分析値の3個の平均値 (KATADA, et al., 1953; 1954) と、北海道中央部の、やはり似た産状の塩基性岩の分析値 (猪木, 1958) である。(h)と(i)は、いわゆる輝緑凝灰岩に伴う熔岩流で、スピライト質の化学成分値を有している。この4者を比較してみると、ここの(f)と(g)の片麻岩も、(h)や(i)と同質の塩基性岩を原岩とするものであると考えてよいであろう。ただ、(f)はCaOが多すぎるようであるが、これは試料の採取がまずかつたことによるものであろう。ただし、(f)、(g)の原岩は、熔岩

ではなくて凝灰岩と推定されるが、凝灰岩とすれば石灰岩を伴っていた可能性もある。これらに関してはもつと詳しい議論も可能であるが、ここではかりに、(f), (g), (h)の平均的成分を、壁岩の代表的な化学成分として議論をすすめることにする。

まず最初に、問題の岩相(c)と、類似の化学成分を有する花崗岩類があるかどうか既存の分析値と比較検討してみることにする。第1表の(a), (b), (c)の分析値を比較してみると、 SiO_2 の値にはほとんど差がみられない。岩相(a)と岩相(b)は、片理の有無を除けば、肉眼的にも外観が類似しているから差がないのも当然であるが、岩相(c)の場合にも SiO_2 の差はみられない。そこで SiO_2 の量を基準として他の成分を比較してみることにする。そのために、服部・野沢(1959)によつて集録されている1956年までの日本の花崗岩類の分析値のなかから、 SiO_2 が68.22~69.62% (岩相(c)の SiO_2 68.92%の $\pm 0.7\%$ 以内)の岩体36個(全部)を選びだし、岩相(c)の分析値をもとにして、各岩石の成分の重量%の差を同一目盛でプロットし、直線で結んだのが第3図である。その際、岩相(c)の分析値を結んだ線が、零線(直線)になるように座標を定めた。

この図でみると、岩相(c)は、 Al_2O_3 が他の花崗岩に比較して多い。しかしこれは、太田切花崗岩全体の特性で、とくに岩相(c)だけの性質ではない。同様に Fe_2O_3 と FeO はこの花崗岩全体が比較的少ない。一方 $\text{CaO} \cdot \text{K}_2\text{O}$ および $\text{H}_2\text{O}(+)$ は、(岩相(a), (b)では普通であるが、)岩相(c)だけが特異な値を示している。

CaO は、他の花崗岩に較べてかけはなれて大きな値を示している。この値が岩相(c)よりも多い岩石が唯一つあるがこれは、中国地方の花崗岩に伴う極所的な岩体で、原著者小倉勉(1927)は長石斑岩(Orthophyre)、その後村上允英は斜長斑岩(Plagiophyre)と呼んでおり、日本の花崗岩質岩石としては特殊なものである。そして、岩相(c)の成分と比較すると、 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O および K_2O の値が大きく異なり、 CaO は似ていても両者はまったく異質の岩石である。

岩相(c)の K_2O はもつとも少ないグループに属する。ただし、岩相(c)よりもさらに小さい値のものは2岩体知られている。それらは、丹沢山地のトロニウム岩質のものである(SHIBATA, et al., 1955)。ただしこのトロニウム岩の全成分を岩相(c)と比較してみると、 MgO , CaO および Na_2O の量がかかなり異なつた値を示しており、岩相(c)とはやはり異質なものといふことができる。 K_2O が似たような値の他の2・3の花崗岩に関しても、似たようなことがいえる。また $\text{H}_2\text{O}(+)$ もとく

に小さい値である。36個の花崗岩のうち、これより小さな値のものは1つしかない。

次に、念のため、岩相(c)の成分を、太田切花崗岩のアブライト質の岩体の成分(第1表(d))と比較してみても、両者の差は明らかである。たとえば、 SiO_2 , CaO などのちがいがはつきりしている。

以上述べてきたことからわかるように、少なくとも日本の花崗岩類には、問題の岩相(c)と類似した化学成分の花崗岩はみあたらない。このことは、次のようなグラフを書いて調べてみても同様である。たとえば、 $\text{CaO} \cdot \text{K}_2\text{O}$ および $\text{H}_2\text{O}(+)$ が、岩相(c)のそれらと似ている深成岩を、分析集(服部・野沢, 1959; 河田, 1962)から取りだしてみると、今度は SiO_2 や Al_2O_3 などが岩相(c)とくいちがう(第4図)。

このような事実は、岩相(c)が、他の一般の花崗岩とは成因を異にしていることを強く暗示している。つまり、マグマの分化作用だけで生じたとは考えるにはあまりにも例外的な化学成分をもっている。そして、野外での観察から推定したように、太田切花崗岩の一部が、塩基性岩起源の片麻岩と物質の交換をすることによつて生じた岩相であると考えざるを得ない。その際、 CaO が加わり、 K_2O と $\text{H}_2\text{O}(+)$ が減つたことは確かであろう。

4. 鉱物組成の検討

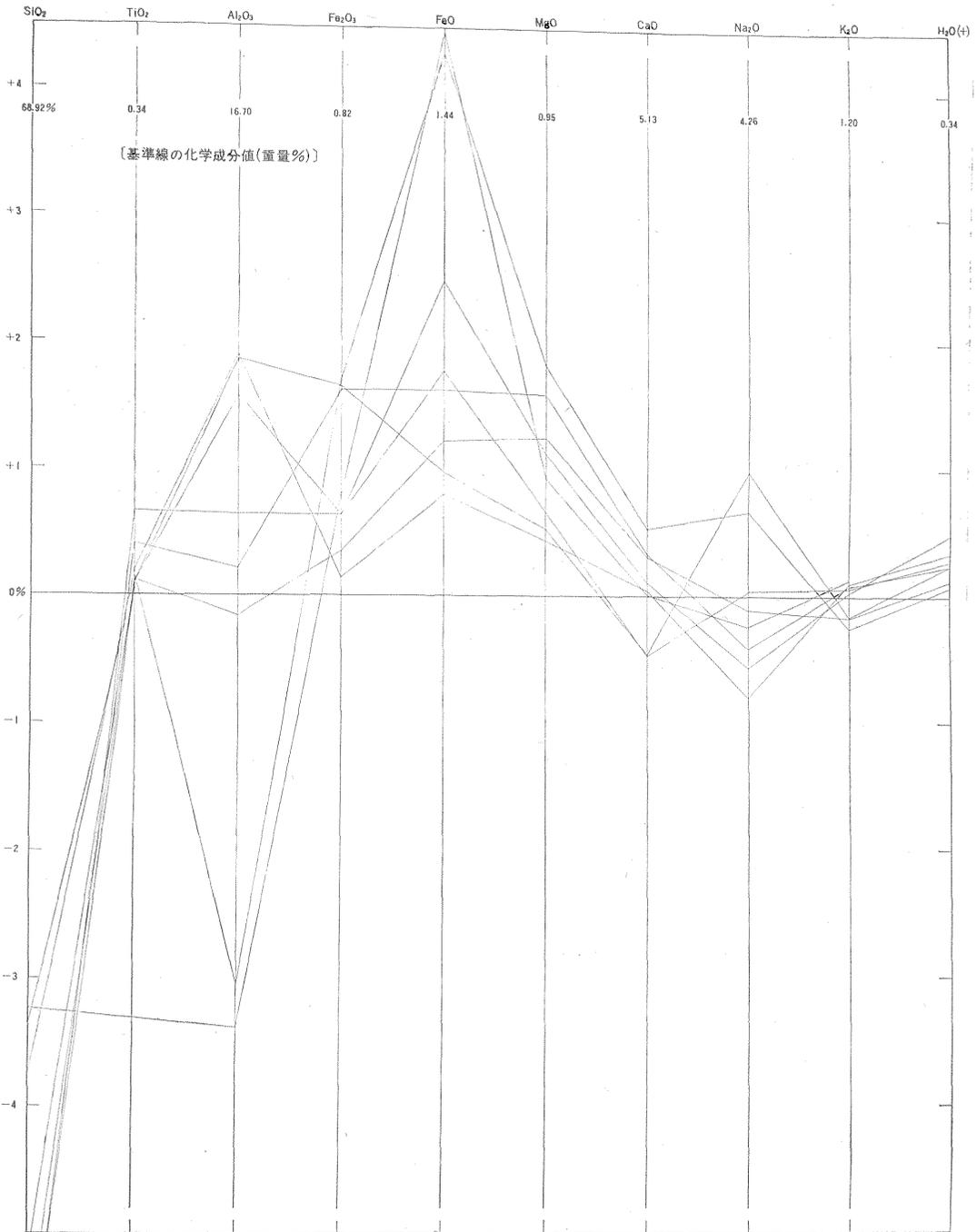
ポイントカウンター法によつて求めた、岩相(a), (b), (c), (d)の鉱物組成を第3表に示す。鉱物のうち、カリ長石はポイキリチックまたはインターステイナルの大型結晶が多く、若干の誤差はまぬかれないが、大体において、分析した試料の鉱物組成を示すとみてよいであろう。

岩相(a), (b)は花崗閃緑岩としての組成を示している。問題の岩相(c)は、 CaO が増し、 K_2O と $\text{H}_2\text{O}(+)$ が減少していることに対応して、カリ長石が少なく、黒雲母は存在せず、角閃石がみられる。斜長石・カリ長石

第3表 花崗岩の鉱物組成

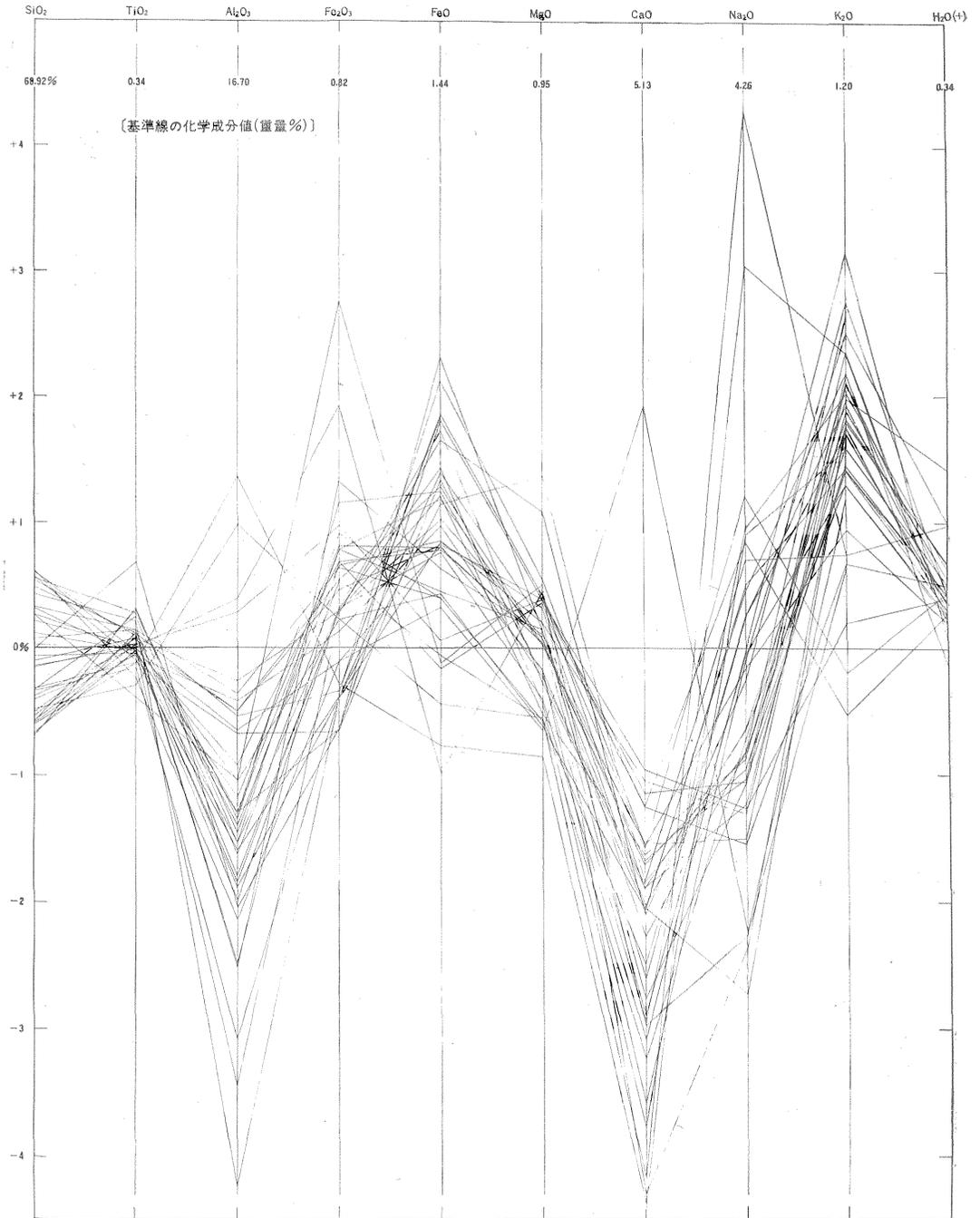
	(a)	(b)	(c)	(d)
斜長石	49	55	61	39
石英	29	22	26	32
カリ長石	8	12	3	20
黒雲母	14	11	—	5
角閃石	—	—	10	—
白雲母	—	—	—	4

(a)~(d)は、第1表の(a)~(d)にそれぞれ相当する。



第 3 図 太田切花崗岩の塩基性岩に接する部分(岩相 C)と、それに近似した SiO₂ の重量%を含む花崗岩との、化学成分の比較。太田切花崗岩の岩相(C)の成分値を零線に合わせ、他の花崗岩の各成分値との差を同一目盛で図示してある。

塩基性岩との接触部で見られる花崗岩の成分変化の1例 (大森江い・片田正人)



第4図 太田切花崗岩の塩基性岩に接する部分(岩相C)と、それに近似したCaO, K₂O, H₂O(+)₂の重量%を含む花崗岩との、化学成分値の比較。図示法は第2図に同様。

・石英の量比だけからみると典型的なトロニウム岩であるが、黒雲母が存在せず、角閃石だけが10%も存在するのは、通常のトロニウム岩にはみられないことである注1)。

ここで重要なことは、鏡下でみると、岩相(c)の組織は、岩相(b)の組織とあまり違わない。つまり岩相(b)が広い意味で花崗岩質の組織であると同時に、岩相(c)も花崗岩質組織を示している。そして、岩相(c)がミグマタイト質であるという証拠や、壁岩を機械的に汚染しているという証拠はみられない。壁岩との境界は単純明瞭で、漸移的な関係もみられない。したがって、物質移動は、花崗岩が完全に固化する以前に、顕微鏡以下の規模で行なわれたものと解される。

なお前に述べたように、壁の片麻岩は縞状構造を作っているため、片麻岩側の成分変化は確かめられなかつた。しかし、問題の岩相(c)に接した部分には、黒雲母の存在が幾分めだつており、これは、花崗岩からのK₂OおよびH₂O成分の付加を反映しているのかも知れない。

5. 他地域の例との比較

花崗岩と塩基性岩との接触部における現象は、各地で数多く観察されている。たとえば、両者の間のミグマタイト形成とか、塩基性岩による花崗岩の汚染とか、塩基性岩の花崗岩化作用とかいうような現象である。花崗岩を主体として考えた場合には、おもに汚染作用という面から研究されているのであるが、大半の汚染作用の記述例では、壁または捕獲岩の一部が機械的に分解されて、花崗岩中に散在していることが、肉眼または鏡下で認められている。たとえばこの付近でも、木曾駒花崗岩や伊奈川花崗岩にはしばしばこのような現象がみられる。しかし、今回のような、肉眼的にも、鏡下でも、機械的な汚染作用が認められないような例は私達も始めてであるし、文献としてもほとんど記述されていない。

また、上記のような、主として機械的な汚染作用の多くの記述のなかでも、化学分析値を示してある場合はきわめて少ない。そこで、古典的な例ではあるが、NOCKOLDS (1935) によつて研究された化学成分の変化を参照してみよう(第4表)。この例は、粗粒玄武岩によつて汚染

注1) 岩相(b)と(c)の間で、実際に測定した色指数(10および11)にほとんど差がないにもかかわらず、肉眼的には岩相(b)の方が暗色に見える。これは岩相(b)の黒雲母の方が、岩相(c)の角閃石より小型で、数多く散在していることによるのであろう。したがつて、この報文で、岩相(c)を“優白色”の岩相と呼んだのは、単に外観だけによつたものである。

第4表 汚染された花崗岩の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	50.35	58.77	67.39	75.00
TiO ₂	2.40	1.74	0.78	0.22
Al ₂ O ₃	12.63	12.63	13.81	12.29
Fe ₂ O ₃	2.73	3.33	1.96	1.42
FeO	13.61	10.49	5.05	1.17
MnO	0.27	0.04	0.03	tr.
MgO	3.33	2.56	0.89	0.11
CaO	8.05	5.06	2.54	0.52
Na ₂ O	3.28	2.38	3.19	3.78
K ₂ O	1.26	2.17	3.74	5.10
P ₂ O ₅	0.52	0.46	0.02	0.05
H ₂ O+	0.70	0.31	0.59	0.30
H ₂ O-	0.90	0.26	0.09	0.22
Total	100.03	100.20	100.08	100.18

- (1): 壁岩, 粗粒玄武岩。
 - (2): 汚染された花崗岩。
 - (3): 汚染された花崗岩。
 - (4): 汚染されていない花崗岩。
- NOCKOLDS (1935) による (一部を転載)。

された花崗岩の例である。この表から直ちにわかるように、汚染された岩相の大半の成分値が、壁岩と汚染されていない花崗岩との間の値を示しているのが大きな特徴である。そしておそらくは、各地でみられる汚染された花崗岩も、分析してみれば、似たような傾向を示すにちがいない。

一方私達の例では、それとはかなり異なつた状態を示している。このことは、岩相(c)と第1表の岩相(a)、(b)および第2表の壁岩の分析値とを比較してみれば、明瞭である。すなわち、岩相(c)の成分中、岩相(a)、(b)と壁岩との間の値をとつていることのはつきりしているのは、わずかにCaOだけであつて、K₂O、H₂O(+)は壁岩の成分に関係なく移動したようにみえる。すなわち、岩相(c)の場合の移動した成分はむしろ、選択的なものであり、他の例のような、単純な機械的な混合ではない。

追記

石灰質岩石と花崗岩質マグマとの間の反応は、スカルの形成に関連して、いくつか知られている。最近、次の論文で紹介された現象もこの種の例であり、私達の例とかなり類似した点が多い。

VILLAR-FABRE, G. F. & QUARTINO, B. J. (1966):
Exomorphic and endomorphic effect from marble-contaminated granite contacts in the

"San Miguel" Quarry, Barker, province of Buenos Aires, Argentina. *Am. Jour. Sci.*, vol. 264, p. 310~320.

文 献

- 1) 服部 仁・野沢 保(1959) : 本邦産花崗岩質岩石の化学成分, 地質調査所
- 2) HATTORI, H., NOZAWA, T. & SAITO, M. (1960) : On chemical composition of granitic rocks of Japan *Rep. International Geol. Congr.*, XXI Session, Norden.
- 3) 猪木幸男(1958) : 5万分の1地質図幅「幌加内」および同説明書, 地質調査所
- 4) KATADA, M., ISOMI, H., OHMORI, E. & YAMADA, T. (1963) : Chemical composition of Palaeozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslate in Kitakami mountainland : II. Chemical composition of psammitic rocks and basalts. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 50, p. 151~162.
- 5) KATADA, M., ISOMI, H., OHMORI, E. & YAMADA, T. (1964) : Chemical composition of Palaeozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslate in Kitakami mountainland : Supplement. Carbon and carbon dioxide *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 52, p. 217~221.
- 6) KATADA, M. (1965) : Petrography of Ryôke metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 53, p. 76~90 ; vol. 53, p. 155~164 ; vol. 53, p. 187~204.
- 7) 河田学夫(1962) : 地質調査所化学分析成果表I (岩石・鉱物), 地質調査所報告, no. 195
- 8) 村上允英(1960) : 中国地方西部における白堊紀及び第三紀火成活動, 山口大学理科報告, vol. 11, p. 21~126
- 9) 村山正郎・片田正人(1957) : 5万分の1地質図幅「赤穂」および同説明書, 地質調査所
- 10) NOCKOLDS, S. R. (1935) : Contributions to the petrology of Barnavave, Carlingford, I. F. S. 1. The junction hybrids. *Geol. Mag.*, vol. 72, p. 289~315.
- 11) 小倉 勉(1922) : 7万5千分の1地質図幅「山口」および同説明書, 地質調査所
- 12) SHIBATA, H. & OKADA, S. (1955) : Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part II. --Principal elements-- *Tokyo Kyoiku Daigaku, Sci. Rep.*, Section C, no. 31, p. 141~161.