

実験的に形成されたシュードタキライトの化学組成

Chemical Composition of Experimentally-Generated Pseudotachylytes

林 愛明*・嶋本利彦**

Aiming Lin* and Toshihiko Shimamoto**

Abstract: In order to understand the process of friction melting during the formation of pseudotachylyte (PT), we have conducted high-speed friction experiments on granites, gabbros of unknown origin using a rotary-shear high-speed frictional testing machine. Experiments were done on cylindrical specimens of 25 mm in diameter, under the normal stress of 1.0-1.5 MPa and slip rates to 1.6 m/s. Experimental results clearly show that the frictional melt form at least after displacements of several meters even under such low normal-stress conditions. Experimentally generated PT consists of fused glass with abundant vesicles and angular or sub-angular to rounded fragments, and it sometimes occurs as injected veins in fractured rock. The presence of glass (40-50 in Wt.%) was confirmed by quantitative analyses using the intensity of X-ray diffraction peaks. The SiO₂ content of the glass is smaller than that of granitic host rock by 10-15 wt.%. The analyses of the mineral contents of clasts in experimental PT in granite indicate that quartz is most resistant to melting, biotite least resistant, and feldspars intermediate. Thus the SiO₂ depletion in the PT glass is likely to be due to such selective melting of constituent minerals during frictional heating. Thus our experimental studies have successfully reproduced natural PT with respect to the textures (except for the growth of microlites) and chemical compositions.

はじめに

熔融起源のシュードタキライト (pseudotachylyte)の存在は、多くの研究により明らかにされてきた(例えば, Sibson, 1975; Lin, 1991, 1994; Maglaughlin, 1992; 林・戈,

本特集号)。一方、高速摩擦実験によって断層面沿いの物質が摩擦熱により熔融されることが示された(Spray, 1987, 1992; Lin, 1991)。また、ボーリング掘削時のダイヤモンド・ビットと岩盤の摩擦によって、岩盤面の物質が溶けて天然のシュードタキライトに似た熔融物が生じるこ

1993年3月31日受付。1994年2月1日受理。

*建設技術研究所

Construction Technology Institute, Co. Ltd.

東京大学地震研究所

** Earthquake Research Institute, University of Tokyo

とも報告されている(Killick, 1990). 本研究では、摩擦熔融の詳細なプロセスを明らかにするために、花こう岩と斑れい岩を用いて摩擦熔融実験を行い、実験的に生成したシェードタキライトの組織と化学組成を詳細に検討した。

サンプルと実験条件

花こう岩サンプルは粗粒・中粒・細粒の三種類のものがあり、主に石英・長石と黒雲母から構成されている。斑れい岩は粗粒と細粒の二種類のものがあり、主に長石・輝石と少量の黒雲母からなる。いずれも産地は不明である。これらのサンプルには、肉眼で小クラックなどの変形および変質がほとんど認められない堅硬なものである。サンプルは直径25mm、長さ50mmの円柱状に整形し、摩擦面は1,500#の研磨剤で研磨した。

実験は、東京大学地震研究所の回転式高速摩擦試験機(嶋本・堤, 本特集号)を用いて行った。実験条件は、軸荷重が500 ~ 750 N(垂直応力 = 1.0 ~ 1.5 MPa), 回転速度が1,200 ~ 1,500rpm(外周部での変位速度 = 1.57 ~ 1.96m/s, 等価変位速度 = 1.05 ~ 1.30m/s), 実験の継続時間が10~20秒であった。この垂直応力は地下数10mの深度で断層に加わる応力である。等価変位速度とは、単位時間の摩擦による仕事(断層の面積)×(剪断応力)×(等価変位速度)で与えられるように定義した変位速度である(嶋本・堤, 本特集号)。

実験の結果

実験の観察

全ての実験において、実験の開始後の数秒間で断層面から火花が始め、5~7秒経過後には断層面が赤熱して赤橙色のメルトと一部の破片が摩擦面から飛び散り始めた(Fig. 1a)。花こう岩を用いたほとんどの実験では、10~12秒経過後に断層面の縁辺部からサンプルが破壊され始め、13~15秒経過後にはサンプルは完全に破壊された。斑れい岩を用いた実験では、サン

プルは実験終了までほとんど破壊されず、かなりの量の赤橙色のメルトが飛び散って、一部のメルトは断層面上に残される。花こう岩のような石英を含んでいる岩石が摩擦熱によって急速に加熱されると、熱クラックが生じやすいのでサンプルが破壊しやすい(大友・嶋本, 本特集号)。これに対して、斑れい岩はほとんど石英を含んでいないので、高速摩擦実験においてもサンプルは破壊されにくい。

サンプルを実験装置から取り出すために、ほとんどの実験では実験終了の直前に垂直応力を除去して断層面両側のサンプルを分離された。断層帯内部の組織を観察するため、斑れい岩を用いた一つの実験では、実験終了時に摩擦面の両側のサンプルを分離しないで熔接したままで取り出した。

微細組織の観察

飛び散った熔融物(一部破片が含まれている)のほとんどは、細い棒状か、繊維状になっており、その長径は1mmから10mmくらいまで認められ、2~3mmのものが最も多い。実体鏡下では、断層の表面には新鮮な熔岩によく見られるようなガラス光沢と気泡が観察される。一部のメルトは変位方向に伸ばされて、繊維状になっている(Fig. 1b)。一部の黒雲母は溶けて、断層面上で変位方向に帯状に伸ばされて縞模様の組織を示している(Fig. 1c)。斑れい岩の摩擦面は最も典型的な熔融の組織を示している(Fig. 1d)。断層の円形摩擦面は組織により、中心部(A)、中間部(B)、縁辺部(C)の三つのゾーンに分けられる(Fig. 1d)。中心部(A)と縁辺部(C)では、斑点状のガラス光沢と局所の流動状組織しか認められず、熔融物が少なくほとんど粉末状の破砕物から構成されるのに対して、中間部(B)はガラス光沢・流動状組織・気泡(Figs. 1b-d, 2a-d)などが非常によく発達しており、熔岩のような物質から構成されている。これは摩擦熔融が縁辺部と中心部よりも中間部で顕著であることを示している。その理由としては、中心部では変位速度が小さいために摩擦発熱そのものが小さく、縁辺部では十分な変位

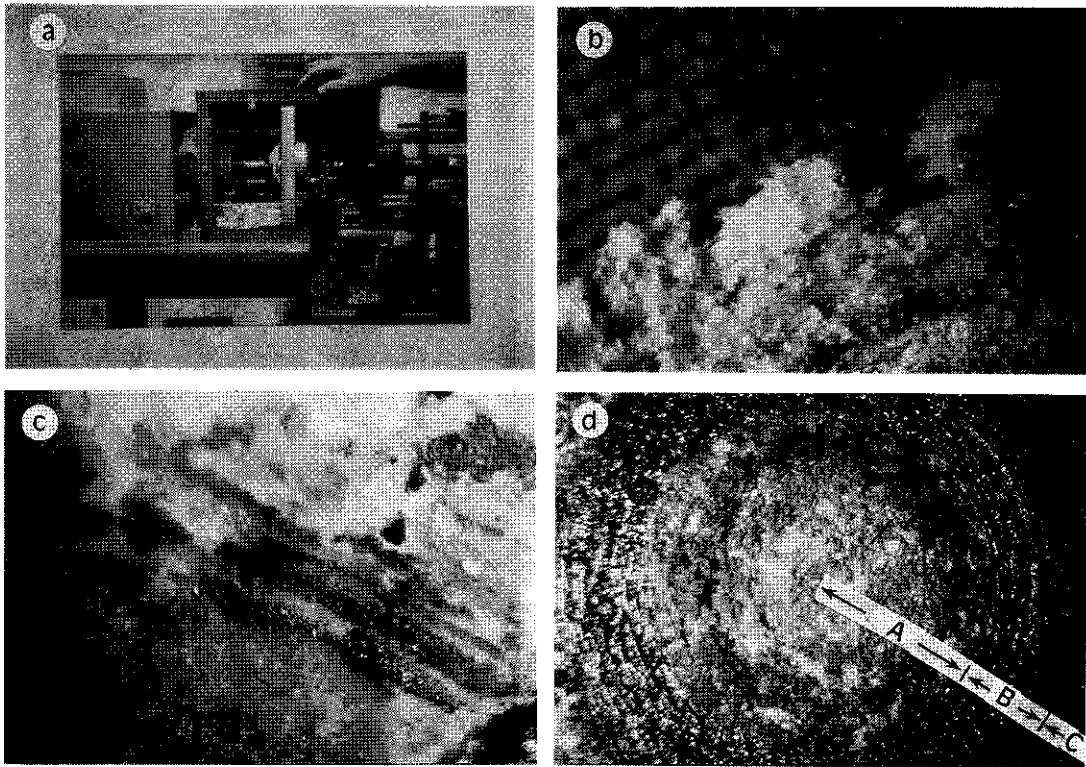


Fig. 1 Photographs showing (a): specimen assembly of high-speed friction experiments, (b): transparent glass of molten granite with fibers elongated parallel to the shear direction, (c): biotite fused on the fault surface of granite, and (d): top view of the sliding surface of gabbro specimen after experiment. Note that orange sparks are generated along gabbro specimen near the center of (a). Observe also that the dark bands with vitreous luster formed more on the marginal part, slightly inside from the edge of the cylinder. (b)–(d) were taken under a stereoscope.

速度があるが、直接空気と接しているために、発生した熱がすぐに発散されてしまうためと考えられる。中間部では十分な変位速度があるし、試料内部なので熱が発散しにくく、摩擦熔融が促進されるのであろう。

実験的に形成されたシュードタキライトの産状を観察するために、断層面に垂直で変位と平行な方向の薄片で、SEM 組成像の観察を行った。Figs. 3a–d に示すように、断層面沿いとその周辺に天然のシュードタキライト脈に似た脈状またネットワーク状の脈が形成されており、周辺の岩石との境界は明瞭である。断層面

沿いの脈(Fig. 3)は幅数 $10\mu\text{m}$ から $1\sim 2\text{mm}$ まで達するに対して、貫入脈には数 $10\mu\text{m}$ からサブミクロンまでの小さいものもある。貫入脈は摩擦ゾーンから 1cm の距離まで確認されている。これらの脈は母岩からの破片とガラス(マトリックス)から構成されており、この点でも天然のシュードタキライトによく似ている。大部分の破片は角がとれて、円礫か垂円礫になっており、これらの長軸は断層面と平行かほぼ平行に配列している(Fig. 3d)。脈の内部でも、円形~やや楕円形の気泡が観察される。

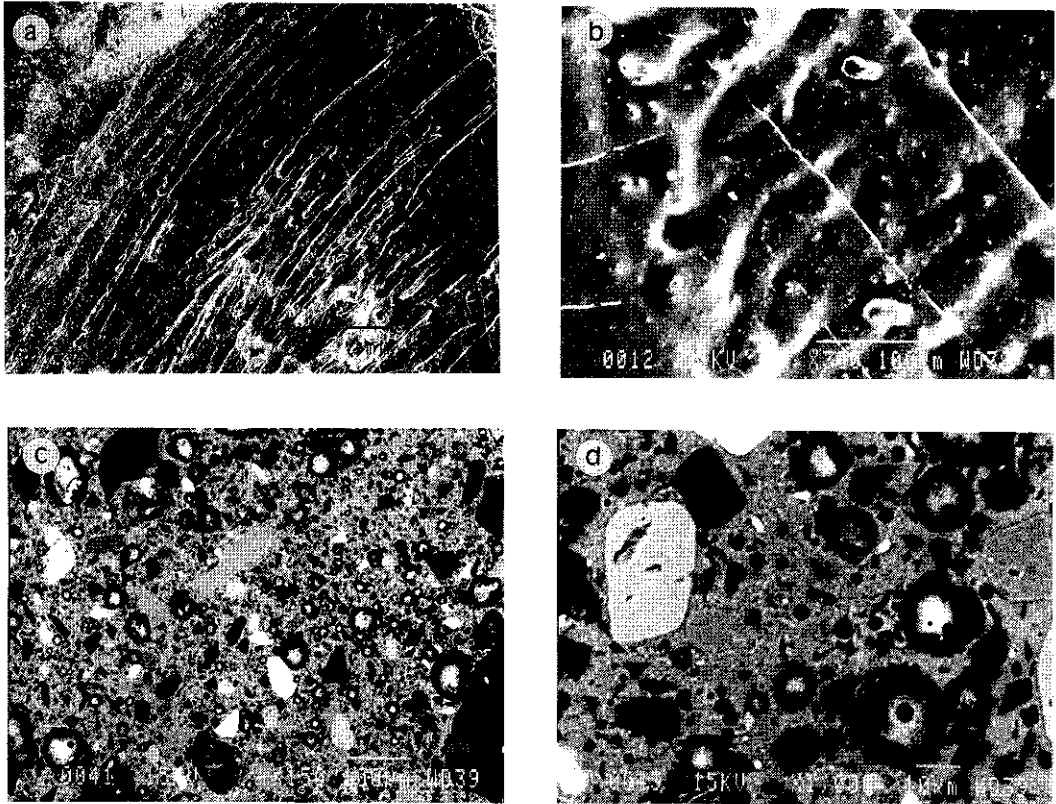


Fig. 2 Photomicrographs showing the textures of frictional surfaces of fine-grained gabbro. (a): flow structures (SEM). (b): cavernous textures on frictional surface (SEM). (c): microstructures of rounded fragments and vesicles in the experimentally-generated pseudotachylyte. (d): an enlargement of the same sample shown in (c).

化学組成

実験用サンプルの全岩組成はXRD法により分析され、結果はTable 1に示されている。マトリックスの組成はSEM-EDXにより分析され、それぞれ次のように記述する。

斑れい岩：中粒および細粒斑れい岩サンプルの熔融物のマトリックスの組成はそれぞれTables 2-3に示されている。中粒斑れい岩のマトリックスの組成は変化に富み、母岩の構成鉱物の輝石と長石の組成に近いものが最も多い(Fig. 4)。これは、輝石と長石が摩擦熱により、熔融して十分に混合されなかったことを示唆している。細粒斑れい岩の組成は変化が小さく、

母岩の全岩平均組成に近い(Fig. 4)。

花こう岩：粗粒・中粒・細粒の花こう岩サンプルのマトリックスの組成はそれぞれTables 4-6に示されている。これらの花こう岩のサンプルの熔融・固化したマトリックスの組成は、母岩の組成より数%から10数% SiO_2 に乏しい(Figs. 5-6)。粗粒花こう岩サンプルのマトリックスの組成変化は大きく、母岩の構成鉱物の輝石と長石の組成に集中する傾向が認められる(Tables 4-6)。粗粒花こう岩には多くの石英が含まれているが、マトリックスには純粋に SiO_2 の組成の部分認められない。中粒と細粒花こう岩サンプルのマトリックスの組成は、一

実験的に形成されたシュードタキライトの化学組成

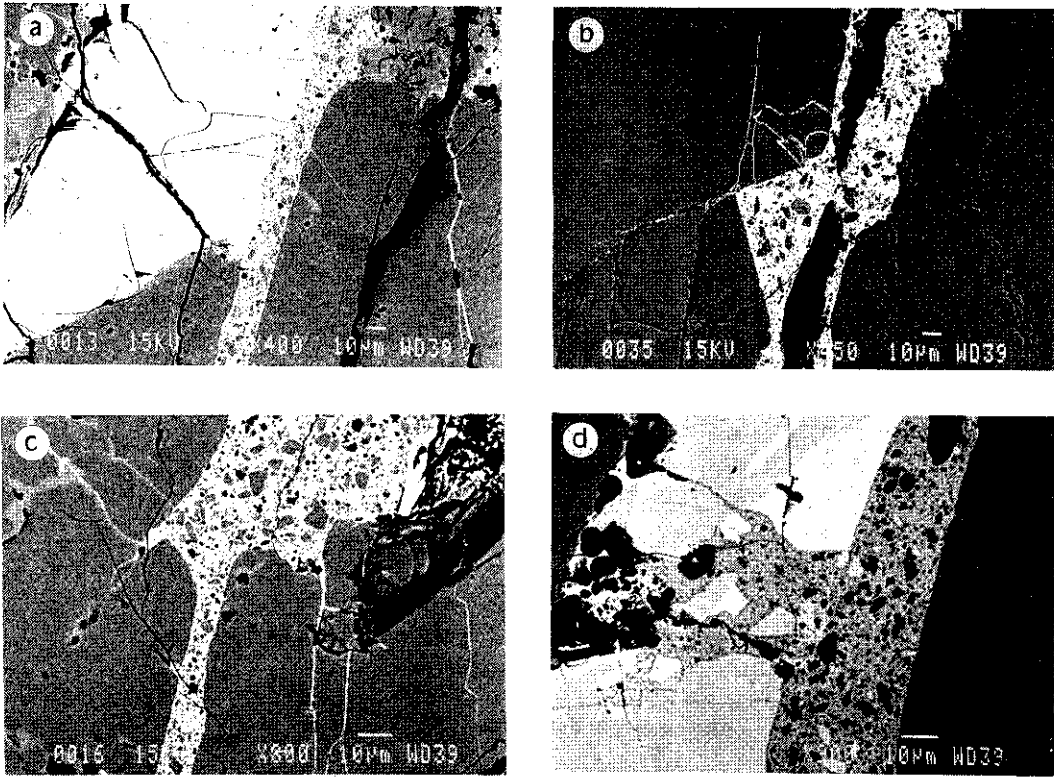


Fig. 3 Photomicrographs showing the textures of the experimentally-generated pseudo-tachylyte veins along the shear zone and in network veins injected into the host rock. The thin section was cut normal to the shear zone and parallel to the cylinder axis. Note that most fragments are rounded in shape and aligned parallel to the main pseudotachylyte vein.

Table 1 Bulk composition of rocks used in frictional experiments by XRF. 01: medium-grained gabbro; 02: fine-grained gabbro; 03: coarse-grained granite; 04: medium-grained granite; 05: fine-grained granite.

Wt%	01	02	03	04	05
SiO ₂	52.51	49.85	72.75	71.93	71.60
TiO ₂	0.19	2.85	0.24	0.30	0.49
Al ₂ O ₃	18.44	16.56	14.07	15.21	15.10
FeO*	5.97	10.11	2.14	2.39	2.94
MnO	0.15	0.15	0.06	0.06	0.07
MgO	6.94	4.90	0.37	0.48	0.64
CaO	13.25	8.20	1.40	2.37	2.16
Na ₂ O	2.38	3.13	3.87	3.50	3.05
K ₂ O	0.18	2.76	5.01	3.16	4.00
P ₂ O ₅	0.01	1.58	0.10	0.09	0.15
Total	100.02	100.09	100.01	99.49	100.20

部の測定点を除いてほぼ均質で一定の組成範囲に集中している (Fig. 6). Figs. 7-9 に示されるようにマトリックスの主要酸化物の量の変化も大きい。Al₂O₃, FeO+MgO, CaO, Na₂O, K₂O などの酸化物の量は母岩よりも多い傾向が認められる。Al₂O₃ の量は母岩のより数% から 10 数% 多く、ほぼ長石の Al₂O₃ の量に相当する。(FeO+MgO) の量は一般的に母岩より 1-2% 高く、局所的には母岩より 10 数% 高くして黒雲母の (FeO+MgO) の量に近いものもある。CaO, K₂O と Na₂O の量も母岩より高い傾向を示している。

Table 2 Chemical compositions of glass matrix in experimental pseudotachylyte generated in medium-grained gabbro sample analyzed by EDX.

Wt%	Ga1	Ga2	Ga3	Ga4	Ga5	Ga6	Ga7	Ga8	Ga9
SiO ₂	53.09	53.22	53.24	53.94	52.17	52.83	52.36	52.65	52.38
TiO ₂	0.18	0.13	0.16	0.00	0.36	0.00	0.25	0.50	0.35
Al ₂ O ₃	16.88	16.28	18.92	24.24	1.20	25.25	14.97	1.11	1.36
FeO	6.15	6.51	5.42	2.46	8.24	2.56	7.94	8.53	9.11
MnO	0.26	0.00	0.11	0.04	0.16	0.04	0.06	0.45	0.16
MgO	7.52	9.30	5.80	3.12	13.60	3.02	8.32	14.42	14.08
CaO	12.27	12.26	12.04	12.21	20.68	12.20	11.80	21.10	20.60
Na ₂ O	1.83	1.90	2.54	3.33	0.00	3.43	1.42	0.16	0.01
K ₂ O	0.23	0.27	0.13	0.24	0.11	0.24	0.26	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.19	0.03	0.16	0.04	0.16	0.00	0.23
NiO	0.62	0.29	0.00	0.00	0.07	0.00	0.35	0.36	0.23
P ₂ O ₅	0.18	0.43	0.32	0.13	0.19	0.12	0.27	0.21	0.29
Total	99.26	100.59	98.87	99.72	96.94	99.73	98.16	99.49	98.82

Table 3 Chemical compositions of glass matrix in experimental pseudotachylyte generated in fine-grained gabbro sample analyzed by EDX.

Wt%	Glass matrix in fine-grained gabbro sample								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47.53	49.18	46.91	47.78	46.83	47.27	47.17	46.32	46.62
TiO ₂	3.54	3.02	3.56	3.28	2.99	3.35	3.23	3.45	3.62
Al ₂ O ₃	16.33	16.86	16.23	16.88	16.40	16.97	15.75	16.40	16.35
FeO*	9.88	8.57	10.11	9.60	10.43	9.96	10.31	10.04	10.28
MnO	0.16	0.20	0.15	0.22	0.21	0.24	0.11	0.00	0.09
MgO	6.32	5.18	5.41	5.95	5.74	5.60	6.27	6.28	6.22
CaO	6.98	5.88	7.46	7.25	7.09	7.37	7.48	6.93	6.92
Na ₂ O	2.64	2.63	2.66	3.02	3.07	2.70	2.80	2.76	2.48
K ₂ O	3.78	5.14	2.92	2.98	3.16	3.10	3.48	3.54	3.59
Cr ₂ O ₃	0.14	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.14	0.06
NiO	0.08	0.00	0.08	0.26	0.00	0.15	0.07	0.48	0.01
P ₂ O ₅	1.77	1.43	1.60	1.80	1.59	1.55	1.58	1.45	1.60
SeO	0.07	0.70	0.26	0.40	0.17	0.20	0.39	0.41	0.34
Total	99.22	98.87	97.35	99.42	97.68	98.46	98.69	98.20	98.18

X線回折による分析

熔融物のX線回折分析

上述の観察と熔融物の分析結果は、明らかに高速摩擦実験でメルトが生じたことを示している。ガラスと鉱物の量を定量的に見積もるため

に、粉末X線回折による分析を行った。測定条件は以下の通りである。管球：CuK α ；管電圧：3 kw, 40kv；管電流：20mA；サンプリング幅：0.020；走査速度：3°/分；発散スリット：1°；散乱スリット：1°；受光スリット：0.15mm；アタッチメント：標準試料ホルダー；

実験的に形成されたシュードタキライトの化学組成

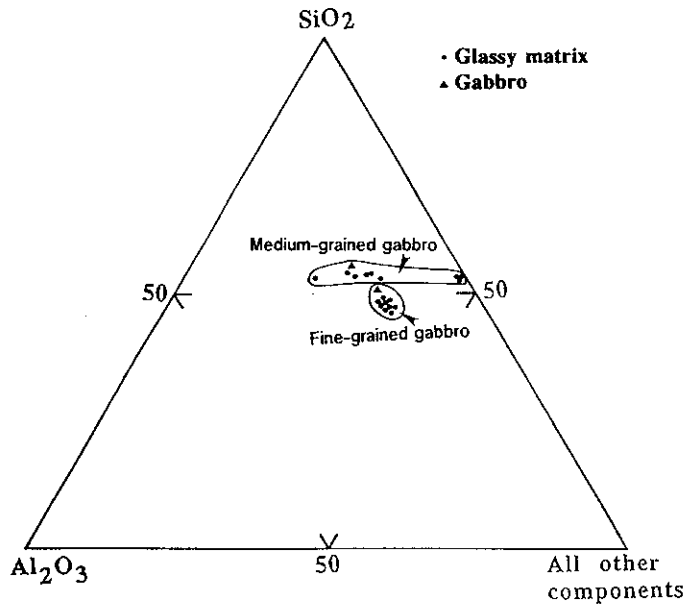


Fig. 4 SiO_2 - Al_2O_3 - "All other components" diagram showing the compositional variation of the glassy matrix generated in fine-grained gabbro, medium-grained gabbros, and host gabbros used in the experiments.

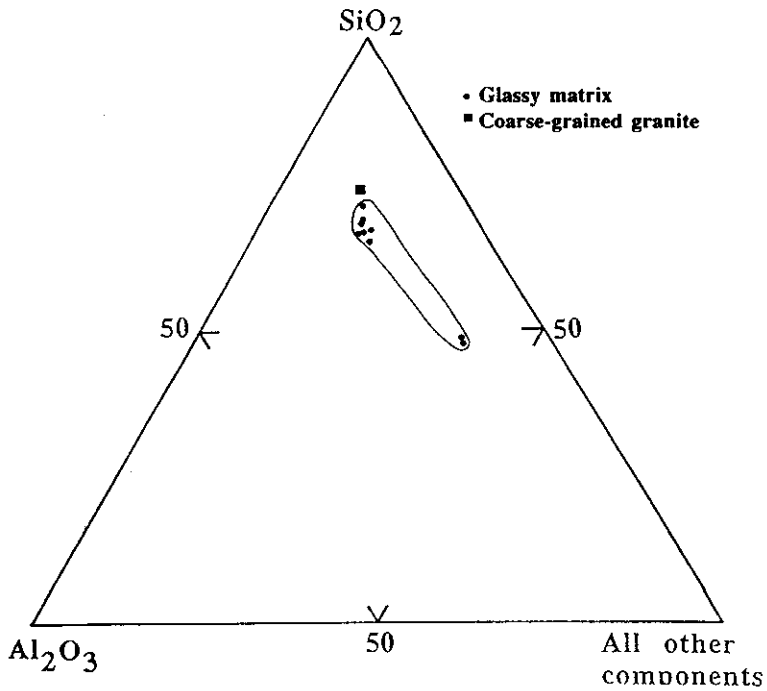


Fig. 5 SiO_2 - Al_2O_3 - "All other components" diagram showing the compositional variation of the glassy matrix generated in coarse-grained granite and host granite used in the experiments.

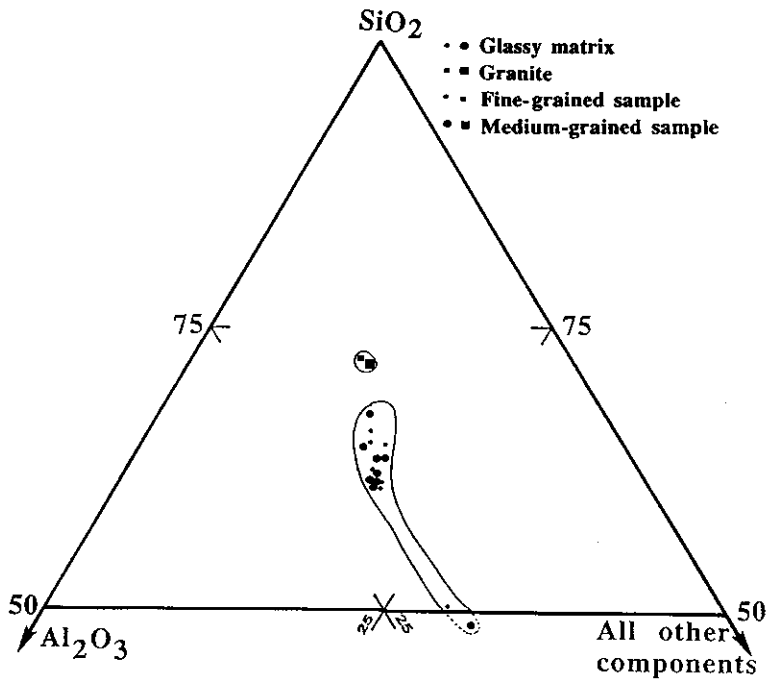


Fig. 6 SiO_2 - Al_2O_3 - "All other components" diagram showing the compositional variation of the glassy matrix generated in fine-grained granite, medium-grained granite, and host granites used in the experiments.

Table 4 Chemical compositions of glass matrix in experimental pseudotachylyte generated in coarse-grained granite sample analyzed.

Wt%	Glass matrix in coarse-grained granite sample								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	65.56	65.62	66.24	64.18	70.27	67.40	68.36	47.78	46.72
TiO_2	0.09	0.20	0.31	0.29	0.09	0.26	0.32	11.08	11.31
Al_2O_3	18.75	19.12	17.26	18.49	16.56	17.86	17.33	13.67	13.26
FeO^*	0.94	2.41	1.73	2.18	0.71	1.01	1.29	7.82	8.23
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.05	0.02	1.49	1.56
MgO	0.00	0.30	0.04	0.30	0.18	0.25	0.21	0.38	0.22
CaO	1.02	1.02	0.85	1.02	0.71	0.93	0.90	1.74	1.73
Na_2O	5.81	4.02	4.09	3.98	4.29	4.22	4.38	2.79	2.73
K_2O	5.00	6.83	6.29	6.24	6.20	7.15	5.59	4.67	4.47
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.07	0.09	0.09	0.05	0.06	0.03	0.04
NiO	0.00	0.10	0.08	0.00	0.04	0.06	0.03	0.04	0.00
P_2O_5	0.35	0.68	0.11	0.36	0.54	0.37	0.48	0.68	1.66
SeO	0.60	0.20	0.00	0.19	0.52	0.62	0.53	0.50	0.52
Total	98.12	100.50	97.07	97.36	100.15	100.15	99.50	92.67	91.46

実験的に形成されたシュードタキライトの化学組成

Table 5 Chemical compositions of glass matrix in experimental pseudotachylyte in medium-grained granite sample.

Wt%	Glass matrix in medium-grained granite sample								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	61.12	64.53	65.51	61.67	63.12	63.10	60.81	67.31	41.13
TiO ₂	0.51	0.17	0.14	0.42	0.48	0.35	0.49	0.29	1.85
Al ₂ O ₃	20.52	20.37	20.68	19.78	20.54	21.39	20.58	17.15	20.21
FeO*	3.72	1.52	1.74	3.80	3.29	3.65	3.76	2.65	18.45
MnO	0.18	0.02	0.08	0.01	0.00	0.01	0.08	0.10	0.74
MgO	0.62	0.34	0.50	0.83	0.55	0.67	0.72	0.66	8.70
CaO	3.11	3.55	3.59	3.07	2.59	3.60	2.95	2.68	2.20
Na ₂ O	3.71	5.00	4.98	3.48	3.92	4.54	3.56	3.59	1.58
K ₂ O	4.36	3.67	3.06	4.51	3.40	3.26	5.14	3.40	3.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.10	0.00	0.05	0.03	0.00	0.06	0.03
NiO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.05	0.06	0.06	0.00
P ₂ O ₅	0.34	0.14	0.28	0.28	0.29	0.26	0.37	0.49	0.15
SeO	0.00	0.33	0.07	0.10	0.00	0.00	0.11	0.58	0.17
Total	98.19	99.65	100.83	97.90	98.26	100.91	98.63	99.02	98.37

Table 6 Chemical compositions of glass matrix in experimental pseudotachylyte generated in fine-grained granite sample.

Wt%	Glass matrix in fine-grained granite sample								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65.70	61.58	63.53	62.43	61.26	61.73	64.02	64.86	50.07
TiO ₂	0.41	0.45	0.47	0.37	0.48	0.52	0.25	0.52	1.04
Al ₂ O ₃	17.48	19.98	17.87	19.32	19.82	19.97	19.93	18.61	19.61
FeO*	2.48	3.56	3.85	3.20	3.38	3.61	1.95	3.59	11.98
MnO	0.04	0.05	0.00	0.05	0.18	0.08	0.01	0.03	0.48
MgO	0.44	0.79	0.69	0.74	0.60	0.57	0.17	0.72	1.11
CaO	2.56	2.85	2.57	2.56	2.82	2.91	3.21	2.42	3.87
Na ₂ O	4.18	3.88	3.70	4.00	3.86	3.81	4.76	3.26	3.40
K ₂ O	3.64	4.58	4.40	4.93	4.86	4.40	3.43	4.46	2.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.07	0.01	0.06	0.05
SeO	0.04	0.06	0.07	0.04	0.06	0.04	0.02	0.02	0.03
Total	97.03	97.86	97.21	97.69	97.36	97.71	97.76	98.57	94.41

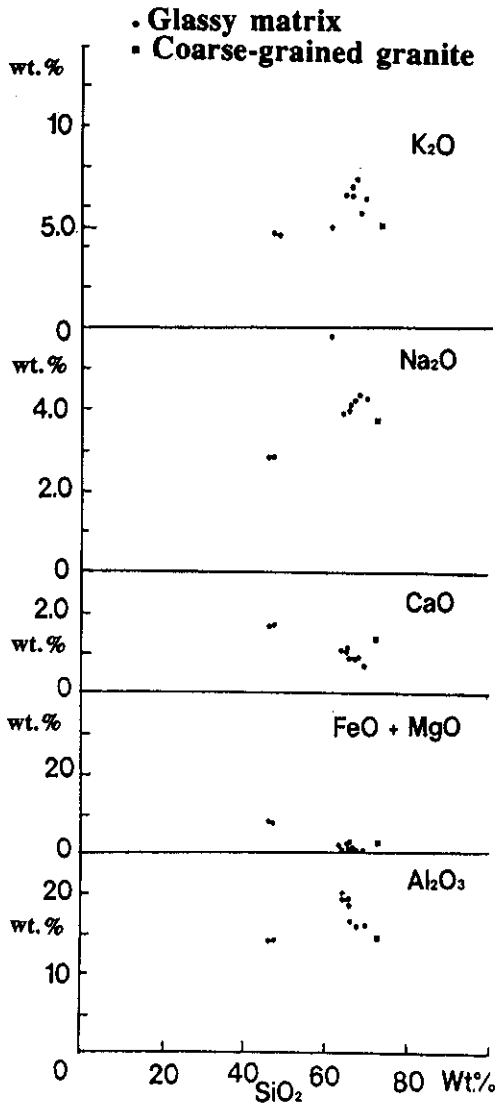


Fig. 7 Variation of oxides in the glassy matrix of coarse-grained granite sample generated in frictional experiment.

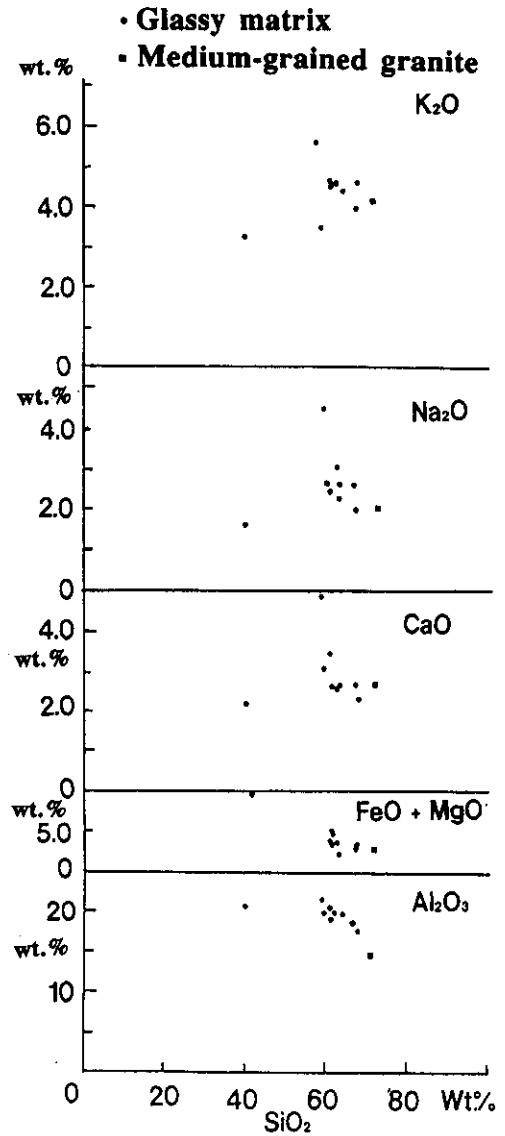


Fig. 8 Variation of oxides in the glass matrix of medium-grained granite sample generated in frictional experiment.

回転速度：60回/分；モロクロメーター：使用。

測定した細粒花こう岩と細粒斑れい岩の熔融物のX線の回折像はそれぞれFig. 10Aのb, cとFig. 10Bのb, cに示されている。比較のため

に、母岩の花こう岩と斑れい岩のX線回折像もそれぞれFig. 10aとFig. 11aに示される。熔融物のX線回折像の低角度側(2θ 12~42°)には、一つの幅広いバックグラウンドの盛り上がりは認められる(Fig. 10Aのb, cとFig. 10Bのb,

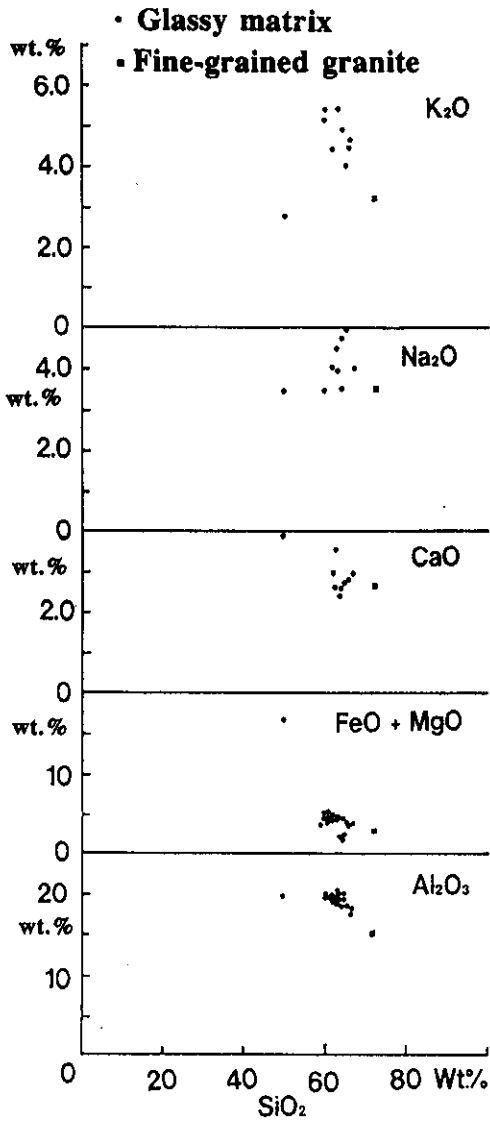


Fig. 9 Variation of oxides content in the glass matrix of fine-grained granite sample generated in frictional experiment.

c)に対して、母岩のX線回折像にはこのようなバックグラウンドの盛り上がりは認められない (Fig. 10AのaとFig. 10Bのa)。この幅広いバントは、一般的にはガラスを含む非晶質物質の存在によるものである。天然の火山ガラスとシュードタキライトのX線回折線にもこのよう

な盛り上がりバントが報告されている (Lin, 1991, 1994; 林・戈, 本特集号)。

細粒花こう岩のX線回折像 (Fig. 10Aのa)には、石英・長石と雲母の回折ピークが認められるのに対して、花こう岩サンプルの熔融物のX線回折像 (Fig. 10Aのb, c)には、石英と長石の回折ピークは認められるが、雲母の回折ピークは認められない。花こう岩サンプルと同様に、斑れい岩のX線回折像 (Fig. 10Aのa)には、長石・輝石と雲母の回折ピークが認められるのに対して、その熔融物のX線回折像 (Fig. 10Bのb, c)には、長石と輝石の回折ピークは認められるが、雲母の回折ピークは認められない。熔融物のX線回折像の結晶の回折ピークの散乱強度は、母岩中の同じ 2θ の位置の同種類の結晶回折ピークの散乱強度 (ピークの高さに相当する) よりも弱いことが、花こう岩のサンプルでも斑れい岩のサンプルでも認められる。

X線定量分析

X線回折像のパターンから熔融物にはガラスの存在が示されており、母岩の結晶が部分的に熔融したことも推測される。摩擦熔融のプロセスを明らかにするために、熔融物のガラス質マトリックスおよび結晶ピークの認定しやすい石英と長石結晶に対して、定量分析を行った。ここでは熔融物の多い細粒花こう岩と細粒斑れい岩のサンプルに対して定量分析を行った。定量分析用の標準試料としては、母岩花こう岩と斑れい岩の粉末を高温炉中で、1500℃の温度のもとで24時間保って熔融させ、水中で急冷させて形成したガラスを使用した。

標準試料としてのガラス粉末を母岩の粉末と10, 20, 50, 75wt.%の割合で混合させ、それぞれ0, 10, 20, 50, 75と100wt.%ガラス粉末を含む分析用標準サンプルに対してX線測定を行った。測定した花こう岩と斑れい岩の標準サンプルのX線回折像はFigs. 11A, Bに示した。これらのX線回折像には三つの特徴が認められる。1)母岩以外のX線回折像 (Fig. 11Aのb-fとFig. 11Bのb-f)の低角度側 (2θ 12°~40°)には、一つの盛り上がった幅広いバントが示され、ガラスの含有量の多いほど、バント

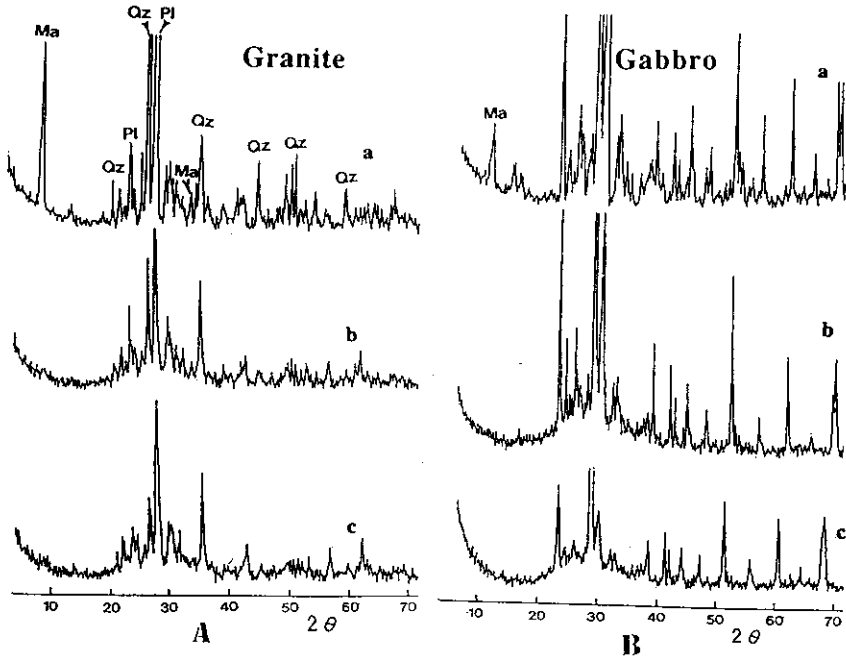


Fig.10 X-ray diffraction spectra of experimentally-generated pseudotachyrites. (A): Fine-grained granite. (B): Fine-grained gabbro. a: Host rock. b, c: Experimentally-generated pseudotachyrites.

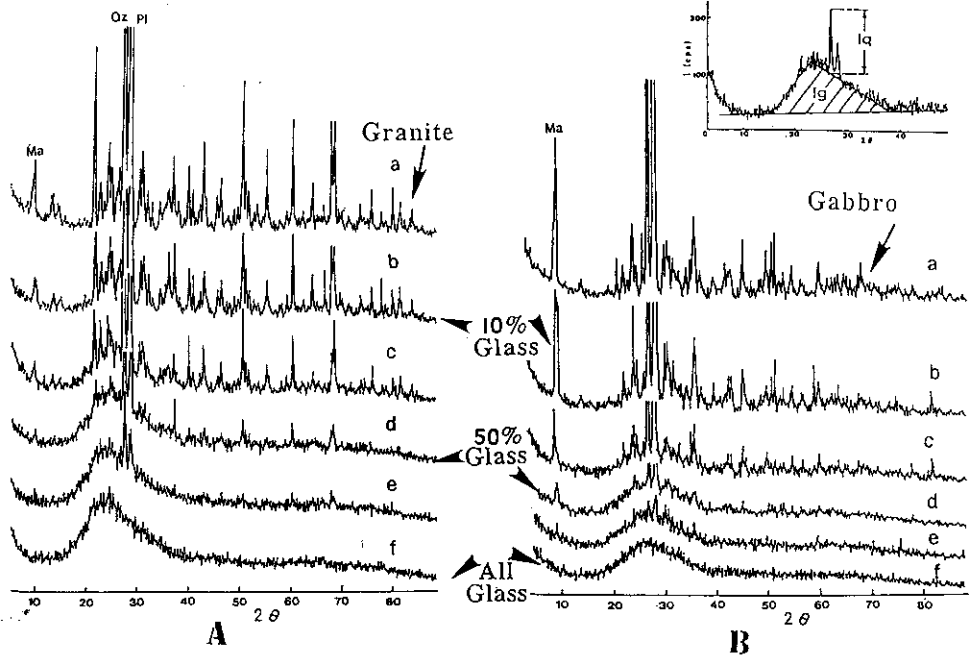


Fig.11 X-ray diffraction spectra of standard samples. (A): Fine-grained granite. (B): Fine-grained gabbro. a-f spectra corresponding to the glass contents of 0, 10, 20, 50, 75, and 100 wt.%, respectively.

の面積(散乱強度に相当する)が大きくなる。2) 同じ 2θ 位置の結晶回折ピークの強度(ピークの高さに相当する)がガラスの含有量の減少につれて大きくなる。3) 回折線には、ガラスの含有量が75wt.%以下であれば黒雲母の回折ピークが認められる。

標準サンプルのガラスの部分の散乱強度 (Fig. 11Bの影の部分)を三角面積近似法で測定して、 I_g (ガラス散乱強度)と W_g (ガラスの含有量)をFig. 12A, Bにプロットした。最小二乗法によりFig. 12A(相関係数0.9987)とFig. 12B(相関係数0.9982)のような直線状検量線を得た。花こう岩と斑れい岩サンプルの熔融物のX線回折像(Fig. 10)からガラスバンド部分の散乱強度を測定して、それぞれFig. 12AとFig. 12Bの検量線図にプロットした。Fig. 12AとFig. 12Bの検量線から、花こう岩と斑れい岩サンプルの熔融物にはそれぞれ約43~45wt.%と45~52wt.%のガラスの量が認定できる。

ガラスの検量線の作り方と同様に、標準サンプルのX線回折線から、結晶回折ピークの高さを結晶のX線散乱強度として、Fig. 11Bのように石英と長石の散乱強度を測定して、 I_q (石英

の散乱強度)と W_q (石英含有量)関係および I_f (曹長石)の散乱強度) W_f (長石の含有量)の関係をそれぞれFig. 13AとFig. 13Bにプロットした。最小二乗法により、Fig. 13A, Bの検量線の相関係数は、それぞれ0.988, 0.995である。この検量線は、母岩中の石英およびアルバイトの量を100%として作成されている。花こう岩サンプルの熔融物のX線回折像(Fig. 10A)から、石英と長石結晶の散乱強度を測定して、Fig. 13AとFig. 13Bにプロットした。石英はそれぞれ46と87wt.%, 長石は二つのサンプルとも約35wt.%ほど、結晶として(熔融しないで)残されたことが、Fig. 13から直接読み取れる。

考察と結論

本研究の最大の成果は、高速摩擦実験によって、組織および化学組成に関して天然のシュードタキライトに非常によく似た岩石が地下数10mの条件下で実験的に再現出来たことである。実験的に形成されたシュードタキライトは、以下の点で天然のシュードタキライトの特徴によく似ている。

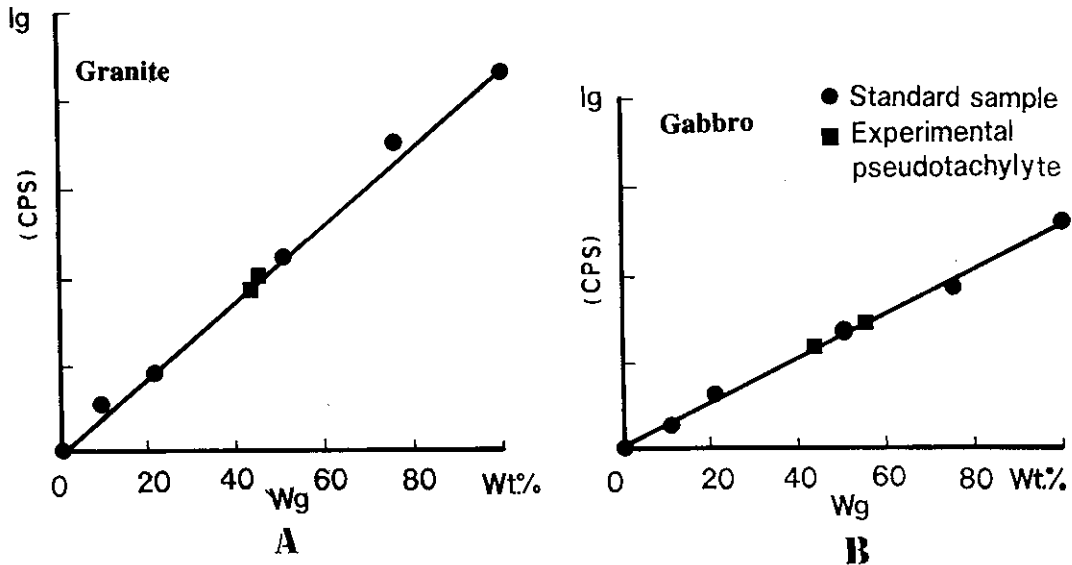


Fig.12 Calibration curves for the content (W_g) of glassy matrix relative to the bulk specimen. (A): Fine-grained granite specimen. (B): Fine-grained gabbro specimen.

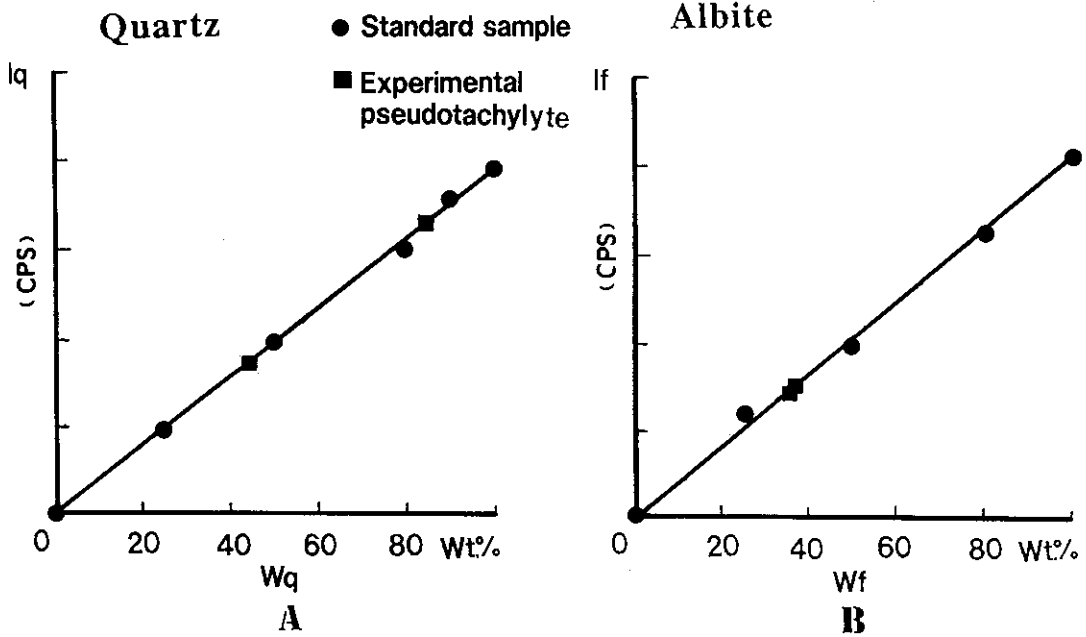


Fig.13 Calibration curves for the content of (A): quartz crystals and (B): feldspar (albite) crystal in fine-grained granite specimens.

変形組織

実験で形成されたシュードタキライトは、摩擦熔融で形成されたメルトが急冷したマトリックスと母岩の粉碎岩片からなり、脈状またはネットワーク状に産出する(Fig. 3)。マトリックス中には多数の気泡が認められ、杏仁状構造(Philpotts, 1964; Maddock et al., 1987; Lin, 1991, 1994)とよく似ている。マトリックス中に散在する粉碎岩片の多くが円礫~亜円礫状の形をしている点も、天然のシュードタキライトの特徴とよく似ている(Fig. 3)。堤(本特集号)は、同様の高速摩擦実験を行って、この粉碎岩片の粒径分布が天然のシュードタキライト中に含まれる岩片(Clast)の粒径分布と定量的に一致することを示している。今回の実験では、天然のシュードタキライト中にしばしば産するマイクロライト(Lin, 1994; 林・戈, 本特集号; 参照)だけは再現できなかった。これは、今回の実験ではメルトが急冷しすぎるために結晶が晶出する時間がなかったためと考えられる。

細粒マトリックス部の化学組成

シュードタキライトはマトリックス中に様々なサイズ(数cmから数ミクロン以下)の岩片を含むために、非常に小さい鉱物片を分析領域から除くことは、ほとんど不可能であるので、測定したシュードタキライトの化学組成には母岩の微細な破片も含まれている可能性が大きい。現在までに報告された多くのシュードタキライトの組成は母岩全体の熔融にはほぼ一致していることから、シュードタキライトは母岩の全岩熔融により形成されたと推測されている(例えば: Philpotts, 1964; Ermanovics et al, 1972; Masch et al, 1985; Toyoshima, 1990)。しかし、シュードタキライトのマトリックスの組成は、母岩の組成よりSiO₂の量が乏しいことがしばしば報告されている(例えば: Shand, 1916; Sibson, 1975; Ermanovics et al., 1972; Toyoshima, 1990; Lin, 1991, Lin, 1994; 林・戈, 本特集号)。Lin(1991, 1994)および林・戈(本特集号)は、中国富蘊シュードタキライト脈の平均組成は母

岩の組成に一致しているが、ガラス質マトリックス部の組成は母岩より5-10% SiO₂が乏しいこと、およびX線分析により母岩花こう岩の構成鉱物の長石と雲母が完全に溶けたのに対して、石英は元の量の11%が破片として残されていることを示した。

本研究において実験的に作られた花こう岩サンプルのガラス質マトリックス部の組成は、母岩の花こう岩の組成より5-15% SiO₂に乏しくなっている。さらに、X線回折による定量分析によって、母岩の構成鉱物の雲母がほとんど全部熔融したのに対して、長石は約65wt.%, 石英は17-54wt.%だけが熔融したことが明らかになった。実験のデータは多くはないが、これらの結果は、大気中での分解温度の低い雲母(約650℃)が最も熔けやすく、融点の高い石英(1730℃)は最も熔けにくく、この両者の中間の融点をもつ長石(1100℃~1550℃)は雲母と石英の間であることを示唆している。この実験結果は、富蘊シュードタキライトの化学組成および鉱物組成をほぼ定量的に再現していると言えよう。

嶋本・林(本特集号)は、岩石の摩擦熔融が平衡熔融か、それとも非平衡熔融かを検証する実験を行い、摩擦熔融のような急速な加熱熔融時には化学平衡は成立していないことを示した。

ここで報告した実験結果および天然のシュードタキライトの化学組成の特徴は、摩擦熔融は母岩の構成鉱物全体の一様な熔融ではなくて、融点の低い鉱物が優先的に熔融することを強く示唆している。シュードタキライトのマトリックス部が母岩全体よりもSiO₂にやや乏しくなるのは、このような非平衡条件下における低融点鉱物の選択的熔融によって説明できよう。

摩擦熔融時の温度

シュードタキライト形成時の温度は、ガラス質マトリックス部の組成と地質温度計としてのマイクロナイトから見積もられることが多い。これまでに報告されているシュードタキライトの形成温度は750~1400℃である(Table 7)。また、ヒマラヤのLangtangの地すべりに伴う摩擦熔融によって形成されたシュードタキライトにはシリカ組成のガラスが存在することから、その形成時の温度は1520℃にも達したと推定されている。摩擦実験およびボーリング掘削時にも、熔融・急冷したガラスの存在により、摩擦熔融的の温度は800~1400℃以上と推定されている(Spray, 1987; Killick, 1990; Lin, 1991)。

しかし、上述のように、摩擦熔融は非平衡な現象なので、化学平衡下で決められた地質温度計などは、摩擦熔融時のメルトの温度を大きく

Table 7 Formation depth of pseudotachylytes (PT).

Location	Formation depth	Temperature (°C)	References
Outer Hebrides Thrust, Scotland	4 ~ 5	1100	Sibson (1975)
Australia	< 5		Allen (1979)
Alpine Fault New Zealand	2.2 2 ~ 7	750	Seward & Sibson (1985), Wallace (1976)
Ikevaqu Greenland	1.6		Maddock et al. (1987)
Hitaka Metamorphic Zone Japan	4	1100	Toyoshima (1990)
Fuyun Fault Zone China	1.5	>1400	Lin (1991, 1994), 林・戈 (本特集号)

過小評価してしまう可能性がある。また、摩擦発熱のような急速な加熱時には、断層帯内部において相当の温度の不均一があったはずである。我々の実験において、花こう岩の摩擦熔融物の中に黒雲母が全く残っていないことから、温度は少なくとも黒雲母の分解温度650℃ (Spray, 1992)以上には達したはずである。

また、X線回折による分析結果では、石英も部分的に熔融しているため、断層帯内部の温度は局所的には1700℃以上に達したと思われる。細粒斑れい岩の実験では、温度センサーを用いた直接測定により摩擦熔融時の温度は平均1100℃以上に達したことが報告されている(堤・嶋本, 本特集号)。この実測値は上述の推論と矛盾しない。

シュードタキライトの形成深度

実験的研究によって、地下数10mの深さに相当する低圧力下においても天然のシュードタキライトに非常によく似た細粒・緻密な脈状岩が形成されることが示された。このことは断層帯内部の非常に狭い領域に変形集中が起これば、シュードタキライトは非常に浅い所でも形成され得ることを示している。

一方、天然のシュードタキライトにも、気泡または杏仁状構造(発泡の証拠)、メルトの急冷でできたガラスの存在などから、地殻浅部で形成されたものがあることがわかる。これまでに報告されたシュードタキライトには、形成深度は1.5~5 kmの間のもが多い(Table 7)。しかし、シュードタキライト中にはマイロナイトと密接に伴って産出するシュードタキライトもしばしば報告されており(Sibson, 1980; Passchier, 1982; Hobbs et al., 1986)、この岩石は浅所から深所に至る様々な深さで形成されることがわかる。

謝辞: 本論の作成にあたり、東京大学松田時彦教授(現九州大学教授)に御指導を頂いた。X線分析と岩石学に東京大学藤井敏嗣教授に御助言を頂いた。摩擦実験では静岡大学長濱裕幸博士、東京大学堤昭人博士に御討議を頂いた。以上の

方々に心より御礼申し上げる。本研究は、文部省科研費補助金(一般研究B, 02452068, 研究代表者嶋本利彦)を用いて製作した試験機を用いて行った。

文 献

- Allen, A. R., 1979, Mechanism of frictional fusion in fault zones. *J. Struct. Geol.*, 1, 231-234.
- Ermanovics, I. F., Helmstaedt, H. and Plant, A. G., 1972, An occurrence of Archean pseudotachylite from Southeastern Manitoba. *Canadian J. Earth Sci.*, 9, 257-265.
- Hobbs, E. B., Ord, A. and Teyssier, C., 1986, Earthquake in ductile regime? in *Internal Structure of Fault Zones* (edit by Chi-yuen Wang), 124, Nos 1/2, 309-336.
- Killick, A. M., 1990, Pseudotachylite generated as a result of a drilling "Burn-in". *Tectonophysics*, 171, 221-227.
- Lin, A., 1991, Origin of fault-generated pseudotachylites. Doctoral thesis, University of Tokyo. 108p.
- Lin, A., 1994, Glassy pseudotachylites from Fuyun fault zone, northwest China. *J. Struct. Geol.* 16, 71-83.
- 林 愛明・戈 澍漠, 1994, 中国北西部富蘊断層沿いに産するガラス質シュードタキライト. 本特集号.
- Maddock, R. H., Grocott, J. and Van Nes, M., 1987, Vesicles, amygdules and similar structures in fault-generated pseudotachylites. *Lithos*, 20, 419-432.
- Magloughlin, J. F., 1992, Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasis-pseudotachylite formation. *Tectonophysics*, 204, 243-260.
- 大友幸子・嶋本利彦, 1994, 高速断層運動時の

- 断層破砕物形成過程における熱クラックの重要性：実験的検証。本特集号。
- Masch, L. Wenk, H. R. and Preuss, E., (1985), Electron microscopy study of hyalo mylonites-evidence for frictional melting in landslide. *Tectonophysics*, 115, 131-160.
- Passchier, C. W., 1982, Pseudotachylite and the development of ultramylonite Massif, French Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, 69-79.
- Philpotts, A. R., 1964, Origin of pseudotachylites. *Am. J. Sci.*, 262, 1008-1035.
- Seward, D. and Sibson, R. H., 1985, Fission-track age for a pseudotachylite from the Alpine Fault, New Zealand. *J. Geol. Geophys.*, 28, 553-557.
- Shand, S. J., 1916, The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State), and its relation to 'trap-shotten gneiss' and 'flinty crush-rock'. *Quart. J. Geol. London*. 72, 198-221.
- 嶋本利彦・林 愛明, 1994, 摩擦熔融は平衡熔融か, それとも非平衡熔融か? 本特集号。
- 嶋本利彦・堤 昭人, 1994, 新しい回転式高速剪断摩擦試験機：その基本設計と研究目的, 本特集号。
- Sibson, R. H., 1975, Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. Royal Astro. Soc.*, 43, 775-794.
- Sibson, R. H., 1980, Power dissipation and stress levels on faults in the upper crust. *J. Geophys. Res.*, 85, 6239-6247.
- Spray, J. G., 1987, Artificial generation of pseudotachylite using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane. *J. Struct. Geol.*, 9, 49-60.
- Spray, J. G., 1992, A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, 204, 205-221.
- Toyoshima, T., 1990, Pseudotachylite from the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *J. Meta. Geol.*, 8, 507-523.
- 堤 昭人, 1994, 高速摩擦実験によって形成したシュードタキライト中の破砕岩片の粒径分布, 本特集号。
- 堤 昭人・嶋本利彦, 1994, 高速断層運動時に生成した岩石の摩擦熔融物の温度を測定する試み, 本特集号。
- Wallace, R. C., 1976, Partial fusion along the Alpine Fault Zone, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1225-1228.