

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

Fault-Originated Glassy Pseudotachylyte from the Fuyun Fault Zone, Northwest China

林 愛明*・戈 澍漠**
Aiming Lin* and Shumo Ge**

Abstract: Glassy and microlitic pseudotachylytes (PT) occur in the granitic mylonites, from the Fuyun fault zone, northwest China. The powder X-ray diffraction data indicate that the fine-grained matrix in the Fuyun PT varies from almost crystalline to complete glass. The X-ray diffraction analysis indicates that only quartz clasts are found in the glassy-type PT veins. This suggests that biotite and feldspars in the host rock have been preferentially melted during the PT formation.

Microlites showing quenching or rapid-cooling textures such as skeletal, dendritic and complex spherulitic shapes are found in the microlitic PT veins. There is a gradation in size and shape of microlites from the margins toward the center of veins. The microlites are mainly made up of sanidine, anorthoclase, pyrope, plagioclases (An_{30} - An_{70}), biotite and hornblende with high Ti content, which are not present in the host rocks that formed in sub-epidote-amphibolite facies conditions. The presence of high-temperature minerals of microlites indicates that they are primary crystals crystallized from the melt. The Fuyun PT contain vesicles and amygdules, flow structures resembling similar-folds in form, and rounded fragments.

The average bulk chemical compositions of the PT are very similar to that of the host rocks. But the SiO_2 content in the glassy matrix is lower than that of the country rock by 5-15 wt.%. Selective melting of minerals with lower melting temperature can account for the depletion of SiO_2 . The PT contain 2-3 wt.% water (H_2O). Using the experimental data relating the solubility of water to pressure in andesitic melt, a pressure of about 400 bars, corresponding to about 1.5 km depth of PT formation, is estimated. A minimum temperature of 1450°C estimate is obtained from the presence of the pure SiO_2 glass.

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.

**中国新疆维吾尔自治区地震局

Xinjiang Province Seismological Bureau, China

These results clearly demonstrate that the matrix of Fuyun PT formed by frictional melting rather than crushing.

はじめに

シュードタキライトはしばしば脈状またはネットワーク状に産する細粒・ち密な岩石で、大小様々な粉碎岩片を含んでいる。この一世紀にわたり、この岩石は世界各地の多くの断層帯で発見されている(例えば、Park, 1961; Philpotts, 1964; Sibson, 1975; Lin, 1988; 林; 1989; Lin, 1991, 1992, 1994a など)。しかし、シュードタキライトの成因については、地震断層運動の衝撃粉碎によって形成されたのか(Wenk, 1978)、地震時の急激な断層運動に伴う摩擦熱によりメルトが形成され、それが粉碎岩片といっしょに破断面に貫入して形成されたのかについて論争が続いてきた。特に、この岩石の細粒マトリックスはメルトの急冷によって形成されたという見方が一般的だが、Wenk (1978)の研究などからマトリックス部にガラスがほとんど含まれていない場合がむしろ多いことが判明しつつあり、シュードタキライトの起源の判定を難しくしている。

しかし、最近著者らは、中国北西部富蘊断層に産出するシュードタキライトがX線回析によっても確認できるほど多量のガラスを含んでいることを見出した。この岩石はシュードタキライトの細粒マトリックス部がメルト起源であることを明瞭に示しているので、ここにその岩石学的・変形組織学的特徴を報告する。

富蘊断層と周辺の地質

富蘊(Fuyun)地域は中国北西部・アルタイ(Aertai)山地の南西側に位置する(Fig. 1)。その基盤岩は結晶片岩・片麻岩・変成火成岩など古生代の変成岩と中生代の花こう岩・堆積岩から構成される。富蘊地域の基盤岩は二つの構造運動により、構造の輪郭が形成された(柏ほか, 1985)。一つは古生代の地層を褶曲させ、北西—

南東走向の褶曲を形成した古生代後期の海力西運動である。もう一つは、褶曲した古生代の地層に花こう岩体を貫入させた中生代の燕山運動である。花こう岩のK-Ar年代測定によると、この貫入時期は80-110Maである(柏ほか, 1985)。富蘊断層は北北西—南南東走向で、長さ180kmにわたって北西—南東走向のアルタイ山地を斜めに切断し、アルタイ山地と準葛尔(Zhuengeer)盆地の境界をなしている(Fig. 1)。富蘊断層は古生代の変成岩と中生代の花こう岩を26-30km右ずれに変位させ、完新世—中新世の段丘面を1mから数10mまで変位させたとされている(柏ほか, 1985)。1931年富蘊断層はM8の大地震を起し、既存断層に沿って、地表で最大右ずれ変位14m、長さ180kmの地震断層を形成したことで有名である。花こう岩体は断層沿いに幅数10mから1kmにわたってマイロナイト化され、マイロナイトの面構造は富蘊地域の古生代変成岩中の面構造とほぼ平行している(林・範, 1984)。微小構造の解析と鉱物の組合せからこのマイロナイトは深さ10-15km、緑簾石—角閃石重相の変成条件で形成したとされている(林・範, 1984)。断層沿いに幅数mから数百mの破碎帯がところどころに露出しており、割れ目沿いにネットワーク状の緑泥石脈・石英脈・炭酸塩脈が充填している。破碎帯は幅数10m—数百mで固結したカタクレサイト(cataclasite)、幅数m—数mの未固結の断層角礫(breccia)と幅数mm—数十cmのガウジ(gouge)から構成される。

以上述べてきたように、富蘊断層は中生代以来活動しつつあり、複雑な構造発達史を持つ活断層であることが明かである。

富蘊シュードタキライトの野外産状

シュードタキライトは断層沿いに分布し、海子口(Haizikou)露頭で最もよく露出している

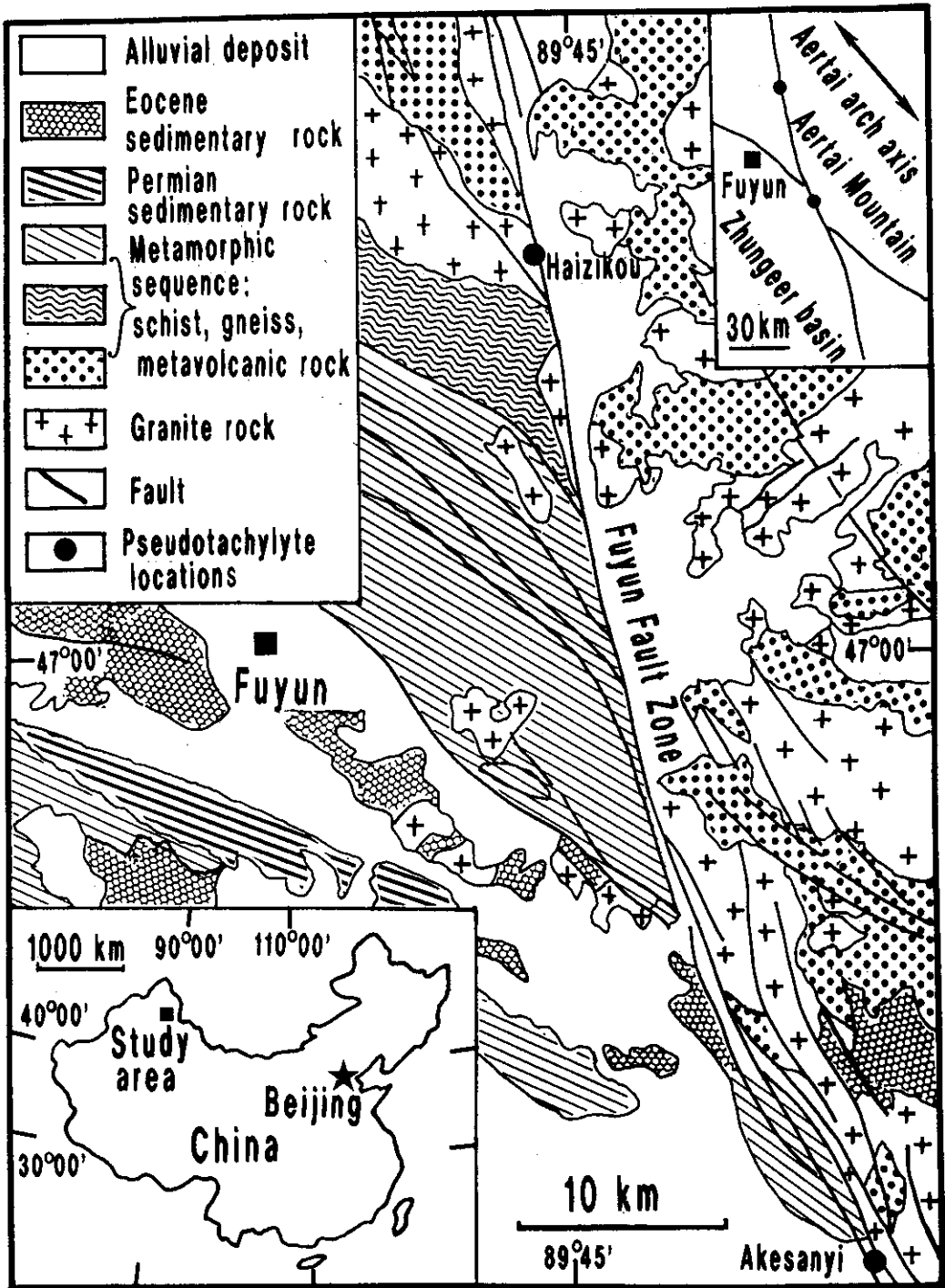


Fig. 1 Geological map of the Fuyun region, northwest China, simplified from the Regional Surveying Team of the Xingjiang Geological Bureau (1978).

(Figs. 1, 2). 富蘊地震断層から200mまでの西側の破碎帯において、花こう岩質マイロナイトが破碎されており、カタクレーサイト・断層角礫・ガウジが観察される(Figs. 2, 3). シュードタキライトを含有する破碎帯は幅数mから10数mで、断層帯中に数mから数10mの間隔で分布する。シュードタキライトは単一な脈状または複雑なネットワーク状にカタクレーサイトに産出しているが、未固結の断層角礫・ガウジ中には産出していない(Figs. 3, 4). 一部のシュードタキライトは明瞭な断層剪断面上にも薄い層状、または凹んだところではプール状に残されており、断層面上の条線方向と平行した流動状構造が観察される(Fig. 5a). 最も典型的なネットワーク状シュードタキライトの露頭断面から透写した産状を Fig. 4 に示している。この複雑な脈はかなり不規則的な方向と形態をもち、湾曲したり、枝分かれした産状を示す(Figs. 4, 5b, c). シュードタキライト脈は破

碎帯の割れ目を充填した緑泥石脈・石英脈・方解石脈などを切って産出するが、脈の両側の石英脈は殆ど変位されていない(Fig. 5b). これらのことから、富蘊シュードタキライトはカタクレーサイト及び石英脈と緑泥石脈の形成後、断層角礫およびガウジの形成前に地下の比較的浅所で形成されたと考えられる。

肉眼観察においては、シュードタキライトは細粒・ち密で硬く、黒色一暗褐色、一部灰色を呈しており、黒曜石のような貝殻状断口、珍珠状ガラス光沢を有する部分がある。シュードタキライト脈は、幅1mmから10数cmまで、数mm~1cmのものが最も多い。

岩石記載的特徴

顕微鏡下においては、普通の厚さの薄片では、シュードタキライトの細粒マトリックス部は不透明か暗褐色で、ほとんど微構造を観察することができないので、観察は薄い薄片で行わなければならない。露頭で見られるような不規則な脈状・ネットワーク状の構造は鏡下でも観察され、脈はその周囲の岩石と明瞭な境界で接している。新しい脈が古い脈の中に貫入した組織も観察される(Fig. 5d). これは同じ場所で、シュードタキライトを形成する断層運動が繰り返し起こったことを示している。薄い薄片においては、シュードタキライトは黒色・褐色・灰褐色から灰黄色・灰白色などで、半透明ないし透明の部分も見られる。シュードタキライトのマトリックスは、微晶質で細粒のマイクロライトを伴うか、あるいはガラス質である。マトリックス中には不規則な形態の円磨状、壘円磨状の粉碎岩片が多く含まれる。これらの詳細な特徴を以下に記載する。

マトリックス

顕微鏡下での観察、SEM(走査型電子顕微鏡)組成像の分析と粉末X線回析(後述)から、富蘊シュードタキライトのマトリックスは次の5つのタイプに分けられる。即ち：ガラス質(glassy, タイプI)、微隠晶質(cryptocrystalline,

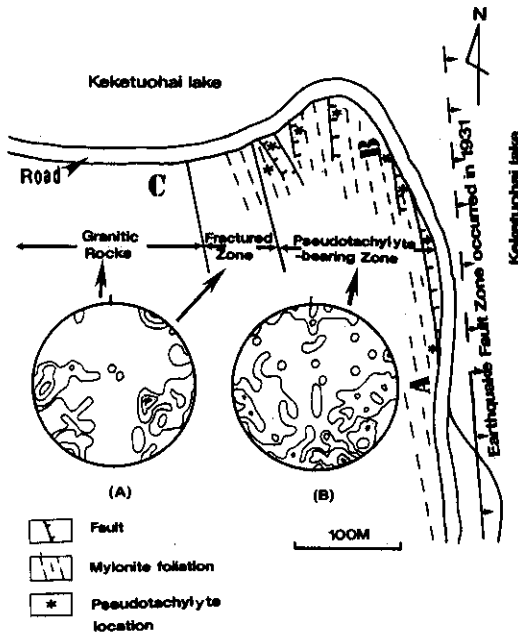


Fig. 2 Route map showing the distribution of pseudotachylytes on the outcrop of the Haizikou location. (A), (B): Equal area projection of fractures (lower hemisphere). Counters 13, 9, 5, 1% . (A): 243 datum points. (B): 204 datum points.

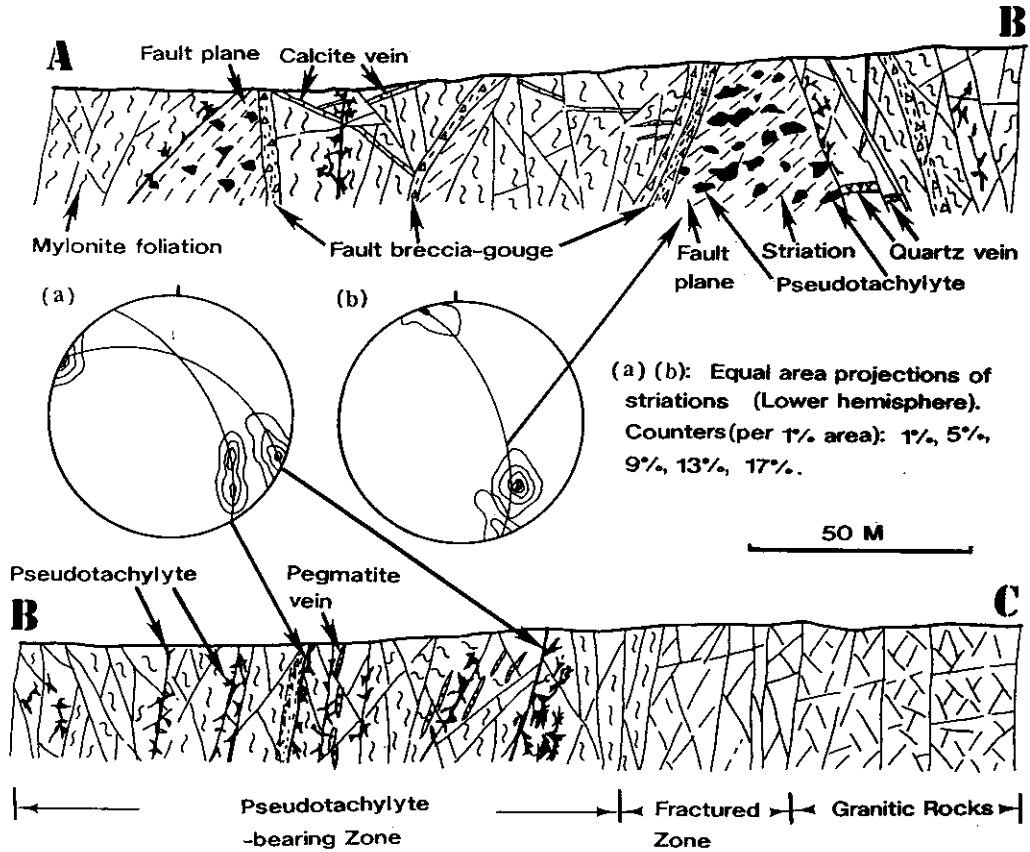


Fig. 3 Outcrop sketch of the Haizikou location showing the distribution of pseudotachylytes. (A), (B): Equal area projection of striations on minor faults within the Fuyun fault zone. (A): 142 datum points. (B): 138 datum points.

タイプⅡ), 微晶質(microcrystalline, タイプⅢ), マイクロナイト質(microlitic, タイプⅣ)および混合質(mixed, タイプⅤ)。

タイプⅠ (Fig. 5e): ガラス質のマトリックスは灰黄色～黄褐色, 部分的に透明・無色で, 光学的には等方性を示す。これらの色の変化により, 縞模様の流動状構造がよく観察される(Fig. 5e)。透明な部分は石英の粉碎岩片の周縁にあり, 石英(Si_2O)と一部長石の組成を持ち, その分布の形態から元々は粉碎岩片の一部であると考えられる(Figs. 6a, b)。顕微鏡下では, この透明のガラスはしばしば薄片のスライドガラスと区別し難い場合がある。粉末X線分析の結果

によると, このタイプのマトリックスは殆どガラス質の物質である。このタイプのシュードタキライト脈の新鮮な断面は珍珠状黒曜石のような貝殻状断口とガラス光沢を呈しており, 見かけ上黒曜石と非常によく似ている。

タイプⅡ (Fig. 5d): このタイプのマトリックスは褐色～褐黒色で, 微細粒の隠晶質部分と一部の微細粒の結晶質部分から構成される。顕微鏡下では, その微細構造を観察することができない。粉末X線分析の結果によると, このタイプのシュードタキライトは大部分結晶質のものと一部ガラス質のものから構成される。

タイプⅢ (Fig. 5f): 顕微鏡下においては, 細



Fig. 4 Drawing of outcrop section from field showing the occurrence of irregular network of pseudotachylyte veins injected in the granitic rocks.

粒の結晶が観察されるが、結晶粒が小さいので、結晶の鉱物種が判別できない。粉末X線分析の結果によると、このタイプのマトリックスの大部分は結晶質である。

タイプⅣ(Fig. 5g)：このタイプのマトリックスは殆どマイクロライトから構成される。これらのマイクロライトは直径 $1\ \mu\text{m}$ 以下から数十 μm 、長さ約 $200\ \mu\text{m}$ まで、その形は簡単なものから複雑なものまで様々である。顕微鏡下においては、大部分のマイクロライトの鉱物種は判別できないことがあるが、結晶粒が大きい場合には斜長石の双晶が観察される。

タイプⅤ(Fig. 5h)：このタイプのマトリックスはタイプⅠ-Ⅳのマトリックスの混合したものである。粉末X線の回折パターンはガラスと結晶質のものと混合した回折パターンを示す。

一般的に、これらのシュードタキライト脈の周縁部では、タイプⅠとⅡのマトリックスが認められる。

マイクロライト

富蘊シュードタキライトには、急冷を示す針状・残骸状・樹枝状・球体状など、様々な形態を持ったマイクロライトが存在しており、その形状のスケッチをFigs. 7, 8に示す。タイプⅤのシュードタキライト脈の周縁部では、ガラス質基質と細粒で、簡単な形状(針状)をもつマイクロライトしか認められないのに対して、中央部に向かって、粗粒で複雑な形状(残骸状、球体状、樹枝状)をもつマイクロライトが存在するようになる(Fig. 9)。この細粒・針状のマイクロライトの大部分はサニディン(sanidine)であり、粗粒の残骸状・樹枝状・球体状のマイクロライトは斜長石(An_{30-70})、アノーソクレス(anorthoclase)、輝石、 TiO の高い黒雲母、角閃石、ガーネット(garnet)などの鉱物から構成される(化学組成は後述)。マイクロライトについての詳細な記載は、Lin (1991; 1994b)を参照されたい。

粉碎岩片

富蘊シュードタキライトに含まれている粉碎岩片はほとんど石英の粉碎岩片から構成される。SEM組成像の観察により、シュードタキライト脈と周囲の岩石の境界のところに、少数の長石と黒雲母の粉碎岩片が観察される。タイプⅠのシュードタキライトの粉碎岩片の周囲には光学的に等方なガラスと考えられる透明物質が存在しており、しばしば薄片のスライドガラスと区別しにくい(Figs. 6a, b)。タイプⅣのシュードタキライトの大部分の粉碎岩片の周囲には、灰色・灰黄色・黄褐色あるいは灰黒色の微晶質部分又はマイクロライトから構成される球体状構造が観察される(Figs. 6c, d)。

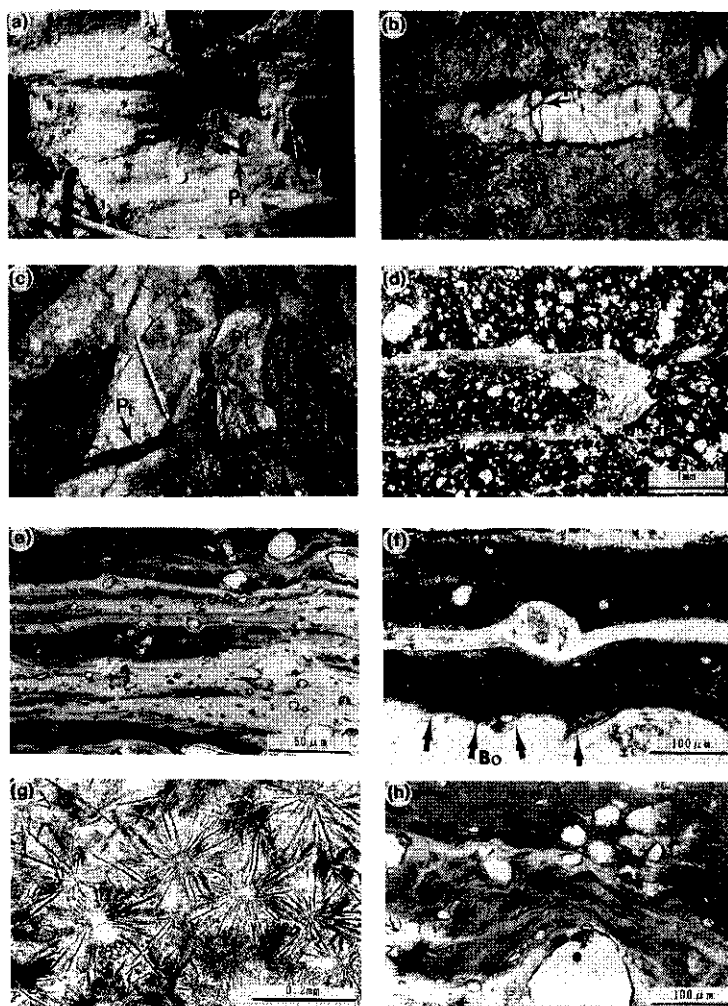


Fig. 5 Photographs showing the occurrences of pseudotachylyte veins (a-c) and photomicrographs showing the textures of fine-grained matrices of type I -type-V pseudotachylyte veins (d-h). a: Pseudotachylyte remained as a lump on concave surface on the fault plane. b: Pseudotachylyte veins cut and inject into the quartz vein (white portion) which has been cataclastically deformed and but has not displaced. c: Network pseudotachylyte veins inject into granitic country rock. d: Cryptocrystalline pseudotachylyte where the new pseudotachylyte vein (Np) inject into the old pseudotachylyte vein (type-II, Op), (PPL). e: Glass matrix in glass type pseudotachylyte (type-I) showing flow streaks, (PPL). f: Microcrystalline type pseudotachylyte (type-III) exhibiting flow structures similar to "pressure shadow" in mylonite, (PPL). g: Microlitic pseudotachylyte (type-IV) showing spherulitic texture, (PPL). h: Mixed pseudotachylyte (type-V) with the trichitic microlites (Mi) aligned parallel to the flow streaks, (PPL). Pt: Pseudotachylyte; Bo: Boundary between pseudotachylyte and country rock. Np: New pseudotachylyte; Op: Old pseudotachylyte. (Mi) microlites. PPL: plane polarized light.

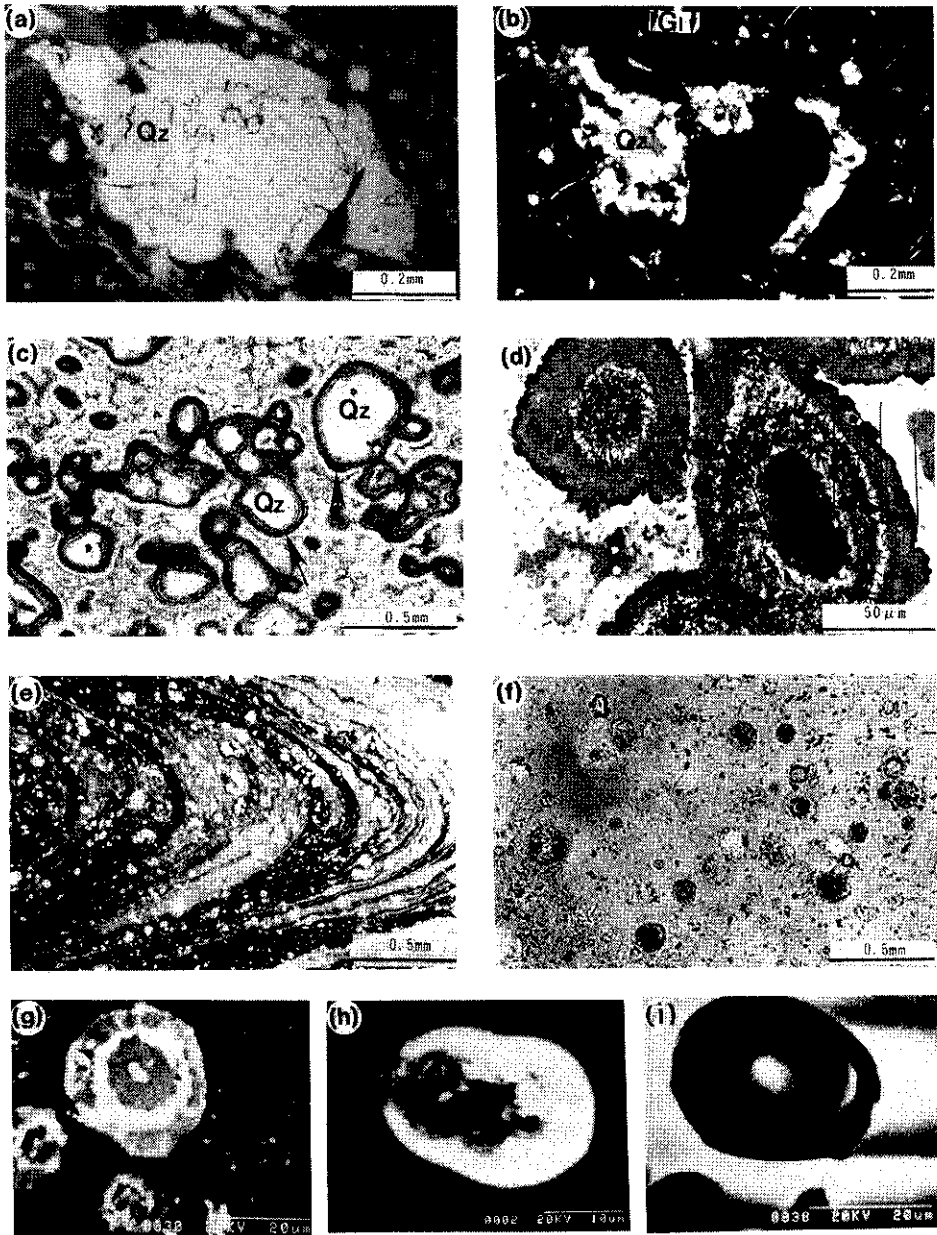


Fig. 6 Photomicrographs exhibiting microstructures of the pseudotachylytes. **a, b**: Transparent glass (Gl) with a silica halo around quartz fragment (Qz); the arrows point the glass portion. **a**: PPL; **b**: CPL (crossed-polarised light). **c**: Rounded fragments around which the opaque minerals form spherical textures; arrows point the spherical textures, (PPL). **d**: Spherical textures displaying zoning structure around the rounded fragment. **e**: Flow structure resembling a similar-fold in shape, (PPL). **f**: Vesicles and amygdules, (PPL). **g**–**i**: Ellipsoid vesicles and amygdules, (BSE).

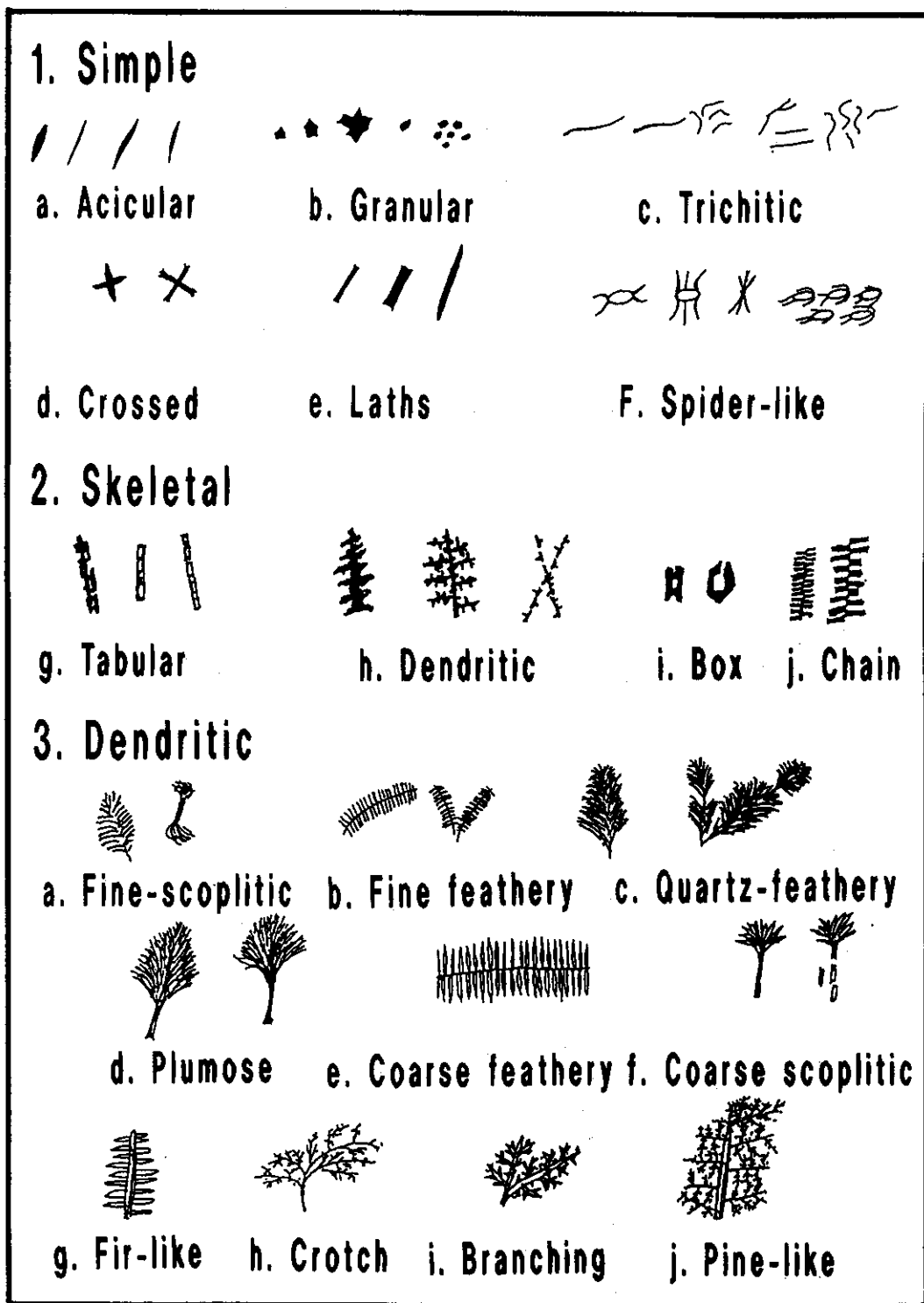


Fig. 7 Sketches of simple, skeletal, and dendritic microlites.

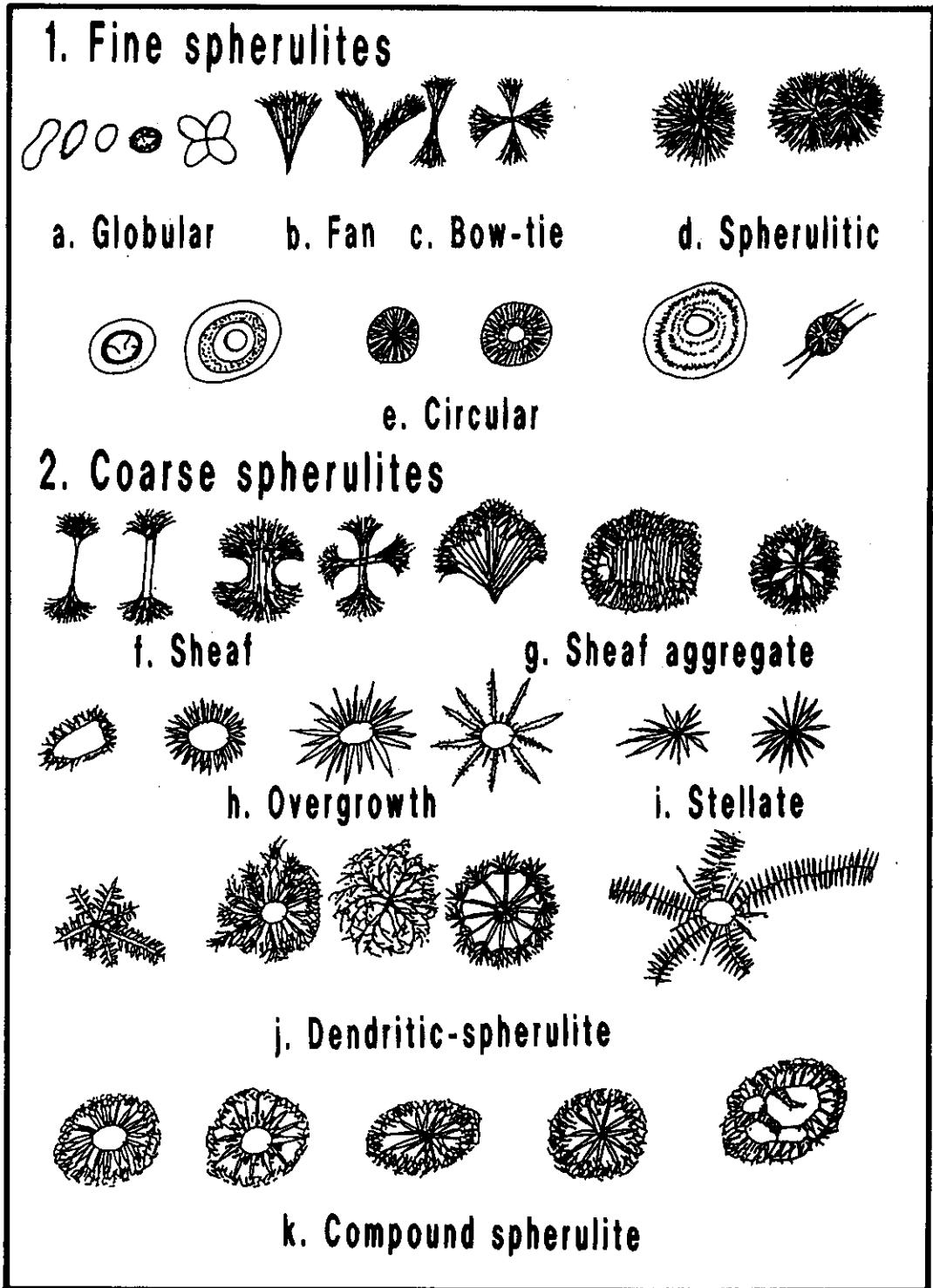


Fig. 8 Sketches of spherulitic microlites.

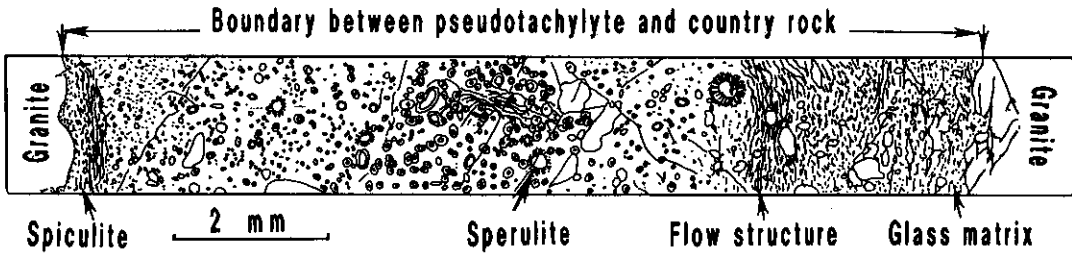


Fig. 9 Sketches showing the variation of microlite size and shape from the margins to the center of pseudotachylyte vein.

顕微鏡とSEM組成像の観察によると、ほとんどの粉碎岩片が $2\sim 3\mu\text{m}$ より大きい。モード測定の結果によると、タイプI・III・Vのシュードタキライト脈には、それぞれ10%・14%・16%の粉碎岩片が含まれている。

流動状構造

流動状構造は灰白色・灰黄色・褐黄色・褐黒色などの様々な色の層状変化による縞模様と、粉碎岩片の定向配列の組織などで特徴付けられる。円磨状粉碎岩片に沿って縞模様が湾曲しており、粉碎岩片に近いほど縞模様の密度が高い(Figs. 5e, h)。縁辺部の縞模様と針状マイクロライトは脈の縁辺と平行して配列する。一部のシュードタキライトでは脈両側の縁辺部から中心部に向かって縞模様が湾曲しており、相似褶曲のような形態を示す(Fig. 6e)。

気泡と杏仁状構造

顕微鏡下でもSEM組成像でも気泡と杏仁状構造がよく観察される(Figs. 6f-i)。一部の脈では、縁辺部から中心部に向かって気泡のサイズが大きくなり(数 $10\mu\text{m}$)、気泡の量が増加する傾向が認められる。杏仁構造の大部分が石灰質・鉄質のものに充填され、周囲のマトリックスと明瞭な境界で接している(Fig. 6g)。一部のものは充填されないまま、気孔の空間が残されている(Figs. 6h, i)。

粉末X線回折による分析

測定条件とシュードタキライトのX線回折パターン

シュードタキライトの細粒のマトリックスと粉碎岩片の結晶の性質を調べるため、MXP-SCIENCEのX線分析装置を用いて、粉末回折のX線測定を行った。測定の条件は以下の通りである。管球：Cu α ；管電圧：3kW, 40kV, 管電流：20mA；サンプリング幅： 0.02° ；走査速度： $3^\circ/\text{分}$ ；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；回転速度60回/分；モロクロメーター使用。

測定したタイプI-Vの脈のそれぞれの回折線をFig. 10に示した。比較するため、中部日本火山地域の和田峠の黒曜石も測定した(Fig. 10a)。これらのX線回折線の低角度($12\sim 42^\circ$)側には黒曜石のX線回折線と同じように一つ幅広いバントが認められる。この幅広いバントは非晶質物質によるものと考えられる。これらの非晶質物質の散乱程度はタイプI(バントの面積)で最も大きく、タイプVはタイプIとタイプII-IVの中間の強さを示す。

母岩花こう岩のX線回折線(Fig. 11b)には、石英・長石・黒雲母などのピークが認められるに対し、タイプIのX線回折線には、石英以外の鉱物のピークが認められない。この結果は顕微鏡とSEM組成の観察の結果と一致している。これは母岩花こう岩に存在していた長石・黒雲

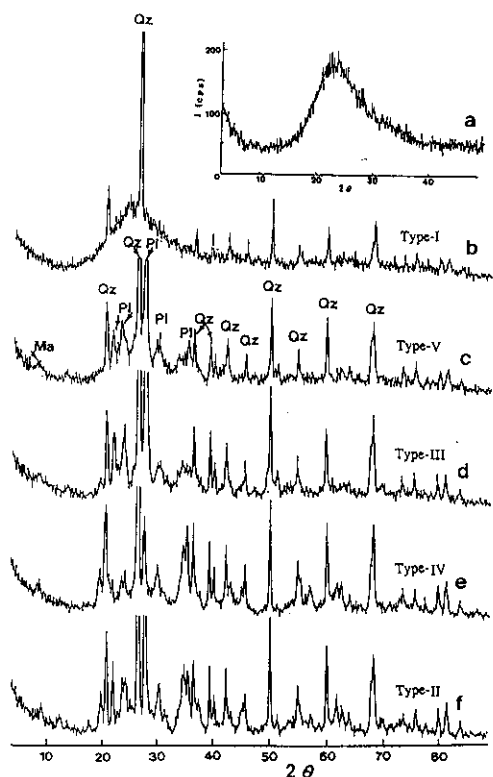


Fig.10 X-ray spectra of pseudotachylytes and volcanic glass. **a**: Volcanic glass (obsidian) from the Wada-toge volcanic area, central Japan. **b-f**: Type-I, V, II-IV pseudotachylyte veins from the Fuyun fault zone, northwest China.

母など融点の低い鉱物が優先的に熔融し、融点の高い石英がより多く、粉碎岩片として残ったことを示している。

ガラス質マトリックスのX線定量分析

X線回折による定量分析は、いくつかの相の回折強度が混合物中でその相の濃度に依存しているという事実に基づいている。本研究ではシュードタキライトの中のガラスと石英粉碎岩片を定量するため、定量分析を行った。母岩の花こう岩を高炉で融解してから作ったガラスおよび母岩花こう岩の粉末を一定の割合で混合させ、100wt.%, 95wt.%, 90wt.%, 80wt.%, 50wt.%, 0 wt. %ガラス物質を含む試料を標

準試料とした。(Figs. 11b-g)にこれらの標準試料のX線回折結果を示す。回折線Figs. 11c-gの低角度側の 2θ $12\sim 42^\circ$ の範囲ではFig. 10aの火山ガラスの回折線と同じように一つ非晶質による幅広いバントが認められる。バントの面積はガラスの散乱強度を示しており、ガラス物質の量の増加に伴ってFig. 11回折線b(0 wt.%)から回折線g(100wt.%)へと増加する。

標準試料のX線回折線Fig. 11e, fには、石英、長石の結晶ピークしか認められないが、X線回折線Fig. 11(b-d)には、石英・長石・黒雲母などのピークが認められる。これは10wt.%以上の母岩花こう岩の粉末があれば粉末X線の回折線から石英、長石、黒雲母の結晶の存在を検出することができることを示している。Fig. 10aに示すように近似三角形の面積をガラスの散乱強度として、回折線Fig. 11b-gのそれぞれのガラス散乱強度を測定し、最小二乗法でFig. 12aの検量線を作った。富蘊シュードタキライトの非晶質(Fig. 10b-f)の散乱強度を標準試料と同じように近似三角形法で測定し、Fig. 12aの検量線にプロットした。これによると、タイプI、タイプII-IVとタイプVにはそれぞれ89wt.%, 10-20wt.%, 34wt.%のガラス質物質が含まれている。

結晶質の定量分析

以上に述べたように、顕微鏡下ではタイプIのシュードタキライト中には石英の粉碎岩片しか認められないことは、粉末X線回折の結果にも示されている。この石英粉碎を定量するため、標準試料の回折線から、Fig. 10に示すようにX線ピークの最も強い 2θ 26.6° の石英ピークの高さを石英結晶の回折強度として測定して、最小二乗法で、Fig. 12bのような検量線を作った。同じ方法で測定したタイプIのシュードタキライト(Fig. 10b)の石英結晶のピークの強度をFig. 12bにプロットした。Fig. 12bに示すように母岩花こう岩に含まれた石英を100%とすれば、タイプIのシュードタキライトには母岩に含まれた石英の約34wt.%しか残っていない。すなわち、母岩花こう岩に含まれた石英の

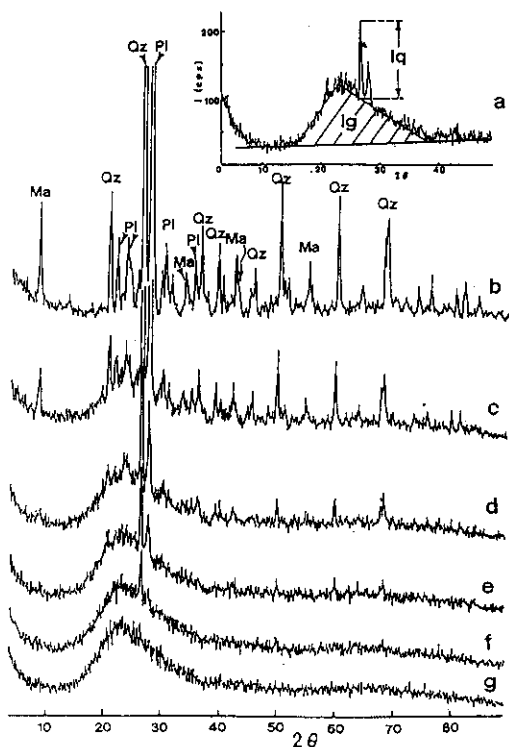


Fig.11 X-ray spectra of calibration substances. **a** shows the integrated intensity of glass material and quartz. **b-g** are the standard samples containing 0, 50, 80, 90 and 100 wt.% glass material fused from the granitic country rock. The scale of vertical axis is the same as in **b-g** curves. **Ma**: Micas; **Qz** Quartz; **Pl**: Plagioclases; **Iq**: Intensity of quartz; **Ig** Integrated intensity of glass material.

66wt.% のものが熔融したと思われる。

以上のX線定量分析結果は、タイプIのシュードタキライトが89wt.%のガラスと11wt.%の石英粉碎岩片から構成されることを示している。この結果は母岩の花こう岩に含まれた長石・黒雲母などの鉱物はほとんど熔融・分解されたのに対して、石英は66%が熔融され、34%が結晶としてシュードタキライト中に残ったことを示している。

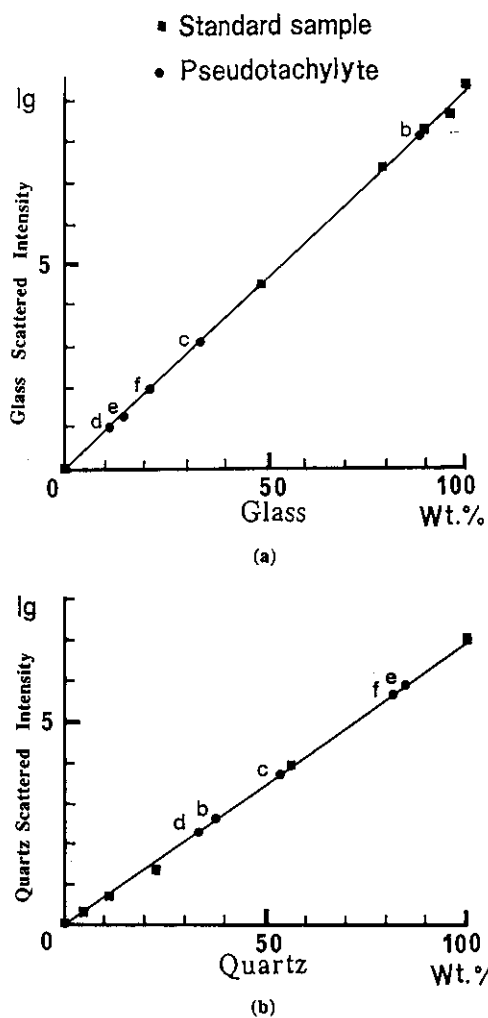


Fig.12 Diagrams showing the relation between the intensity (abscissa) and weight percentage of glass matrix **(a)** and crystalline quartz content **(b)** (ordinate) in calibration substances and pseudotachylytes. **b-f**: Datum points corresponding to that of the spectra **b-f** shown in Fig.10.

化学組成

平均化学組成

シュードタキライトはその周囲の岩石とほぼ同じような化学組成を持つことが多くの文献に報告されている(例えば, Shand, 1916;

Sibson, 1975). 同様の傾向は富蘊シュードタキライトでも認められる (Fig. 13; Lin, 1994). シュードタキライト脈全岩の主要酸化物 Na_2O , FeO , MgO , CaO と K_2O の量は周囲の花こう岩とほとんど同じである (Lin, 1994a). このことと野外産状からシュードタキライトはその周囲の花こう岩から由来したことが示される.

ガラス質マトリックスの化学組成

シュードタキライト脈の平均組成は母岩の平均組成に類似するが, その細粒マトリックス部の組成は母岩の組成と違うこともよく報告されている (Ermanovics et al., 1972; Masch et al., 1985; Toyoshima, 1990). ガラス質マトリックスの組成を SEM-EDX 装置で分析し, その結果を Fig. 13 に示す (分析表は Lin, 1994a; 参照). 一部の純 SiO_2 ガラスを除いて, 母岩花こう岩は 66~72wt.% の SiO_2 を含有するが, 富蘊シュードタキライトのガラス質マトリックスは平均 60~64wt.% の SiO_2 しか含まない. シュードタキライトのマトリックスは母岩花こう岩より 5~10wt.% SiO_2 に乏しく, 3~5 wt.% Al_2O_3 に富む. マトリックス中の CaO , K_2O と

FeO , MgO も母岩花こう岩より増加する傾向が認められる. これらのシュードタキライトと母岩花こう岩の主要酸化物の変化は粉末 X 線分析の結果と同じように, 母岩花こう岩中に含まれた長石, 黒雲母などの鉱物が優先的に融解し, 石英は部分的に融解したことを示している.

Figs 5e, h に示した流動状構造の浅い色から暗い黒色の部分へ, $\text{FeO} + \text{MgO}$ が 0.2wt.% から 15wt.% まで変化する (Lin, 1994a). このことからガラス質マトリックス中の流動状構造は主に FeO と MgO の量の変化によることがわかる.

微晶質マトリックスの化学組成

ガラス質マトリックスと同じように, 微晶質マトリックスも黒雲母マイクロライトの周辺部は黒雲母の構成元素に富み (Fig. 6d, Table 1, Ma1). また, 長石マイクロライトの周辺に長石の構成の元素が濃集する傾向が認められる (Table 1, Ma2-5), 分帯構造を示す球体状マイクロライトは組成的には層状に変化する. Fig. 6d に示した分帯構造では, 粉碎岩片と接したゾーン A と外側のゾーン C は斜長石に近い組成を (Table 1), ゾーン B は黒雲母に近い組成をもっている.

マイクロライトの化学組成

長石: 長石マイクロライトは富蘊シュードタキライト中でもっとも多く存在しており, 簡単な針状から複雑な樹枝状までの様々な形状を示し, 長石グループの広い範囲の組成を持っている (Tables 2, 3). Fig. 14 に示すように, 母岩の長石粉碎岩片は低温の Or_{88-96} のカリ長石と An_{21-29} の斜長石から構成されるのに対して, 長石マイクロライトは高温を示すサニディン (sanidine), アノソクレーズ (anorthoclase) (Or_{17-93} と An_{24-70}) と An 量の高い斜長石 (An_{24-70}) から構成される. これらの高温を示す長石マイクロライトは母岩の花こう岩質マイクロライトに存在しないので, 母岩より高温条件で形成したことを示している.

黒雲母, 角閃石: 黒雲母マイクロライトは角閃

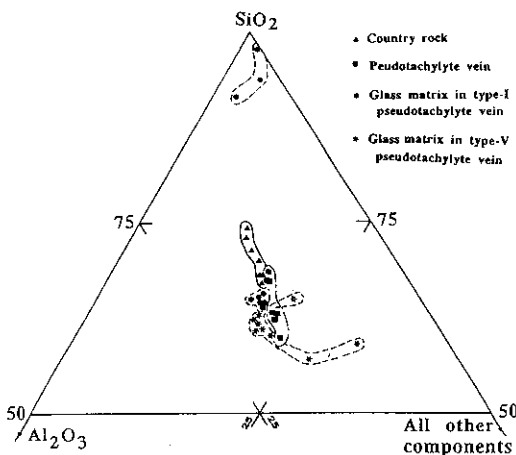


Fig.13 SiO_2 - Al_2O_3 -All other components diagram showing the relation between the glass matrices in the glass pseudotachylytes and the country rocks.

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

Table 1 Chemical compositions of fine-grained crystalline matrix in type-IV pseudotachylyte analyzed by EDX.

Wt%	Matrix in microlitic pseudotachylyte								
	Ma1	Ma2	Ma3	Ma4	Ma5	Ma6	Ma7	Ma8	Ma9
SiO ₂	39.73	63.58	63.38	64.18	62.61	63.81	63.70	65.89	41.81
TiO ₂	1.69	0.73	0.80	0.87	1.05	0.81	0.79	0.54	1.08
Al ₂ O ₃	15.34	21.38	21.02	21.54	21.73	21.04	21.11	20.15	14.84
FeO*	15.55	0.77	1.17	0.67	0.85	0.62	0.90	1.24	15.78
MnO	0.19	0.05	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.09	0.26
MgO	12.24	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.18	0.16	12.44
CaO	1.20	2.48	2.34	2.47	2.56	2.31	2.46	2.37	3.74
Na ₂ O	0.70	9.24	9.32	9.54	9.17	9.34	8.97	8.81	1.02
K ₂ O	4.46	0.12	0.00	0.07	0.24	0.09	0.25	0.20	3.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.13
NiO	0.12	0.07	0.00	0.13	0.05	0.00	0.00	0.00	0.14
P ₂ O ₅	0.12	0.34	0.50	0.52	0.42	0.44	0.60	0.50	0.29
Total	91.34	98.76	98.53	100.00	98.84	98.46	99.01	99.96	94.80

Table 2 Chemical compositions of feldspar microlites and fragments analyzed by EDX.

Wt%	Anorthoclase microlites				Alkali feldspar microlites						Alkali feldspar fragments			
	Anor1	Anor2	Anor3	Anor4	Alsp1	Alsp2	Alsp3	Alsp4	Alde1	Alde2	Frag1	Frag2	Frag3	Frag4
SiO ₂	62.59	61.95	64.27	63.23	65.09	66.73	66.70	62.55	60.54	60.85	62.83	64.43	64.13	64.34
TiO ₂	0.65	0.63	0.55	0.67	0.07	0.12	0.16	0.94	0.26	0.19	0.21	0.16	0.24	0.12
Al ₂ O ₃	19.68	19.70	19.74	21.39	18.99	19.49	19.35	18.89	19.29	18.70	17.67	18.72	18.95	18.75
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.19	0.19	0.08	0.04	0.00	0.00
FeO*	3.82	4.34	2.51	1.92	0.00	0.00	0.00	1.55	1.53	0.93	1.03	0.07	0.00	0.00
MnO	0.16	0.00	0.20	0.07	0.03	0.04	0.15	0.03	0.15	0.22	0.17	0.00	0.04	0.06
MgO	1.25	1.87	0.64	0.42	0.00	0.00	0.01	0.53	0.22	0.14	0.32	0.00	0.00	0.00
CaO	3.21	2.87	2.99	3.13	0.00	0.12	0.23	0.98	0.89	0.91	0.28	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	5.83	6.10	6.44	6.17	2.62	5.01	4.76	1.72	1.35	1.53	0.37	0.81	0.94	1.17
K ₂ O	2.69	3.04	2.62	3.61	11.83	5.80	5.65	12.21	15.22	14.74	18.26	14.35	14.80	14.16
Total	99.88	100.55	100.02	100.61	98.63	97.31	97.01	99.42	99.64	98.40	101.22	98.58	99.10	98.60
Number of ions the basis of eight oxygens														
Si	2.322	2.790	2.853	2.836	2.972	3.009	3.015	2.856	2.854	2.837	2.930	2.965	2.954	2.968
Ti	0.022	0.023	0.018	0.022	0.002	0.004	0.006	0.033	0.009	0.004	0.007	0.005	0.003	0.004
Al	1.045	1.046	1.036	1.096	1.022	1.006	1.027	1.027	1.072	1.045	0.971	1.015	1.029	1.019
Cr	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.007	0.007	0.003	0.002	0.000	0.000
Fe	0.144	0.167	0.094	0.070	0.000	0.000	0.000	0.020	0.060	0.033	0.040	0.003	0.000	0.000
Mn	0.006	0.000	0.008	0.003	0.001	0.001	0.006	0.001	0.006	0.009	0.007	0.000	0.002	0.002
Ca	0.155	0.138	0.143	0.146	0.000	0.006	0.005	0.049	0.045	0.046	0.014	0.000	0.000	0.000
Na	0.510	0.533	0.556	0.520	0.232	0.438	0.417	0.154	0.123	0.140	0.033	0.072	0.084	0.105
K	0.155	0.448	0.149	0.200	0.689	0.334	0.326	0.719	0.916	0.892	1.086	0.872	0.870	0.834
An: Ab: Or ratios														
An	18.90	16.35	16.85	16.83	0.000	7.61	0.81	0.05	4.16	4.30	1.24	0.00	0.00	0.00
Ab	62.20	62.96	65.55	60.07	25.19	56.44	55.67	16.70	11.37	13.03	2.91	7.63	3.80	11.18
Or	18.90	20.69	17.60	23.10	74.81	35.95	43.52	83.25	84.47	82.67	95.85	92.37	91.20	88.82

Table 3 Chemical compositions of plagioclase microlites and fragments analyzed by EDX.

Wt%	Plagioclase microlites											Plagioclase fragments			
	Lab1	Lab2	Lab3	Lab4	Olig1	Olig2	Olig3	Bct1	And1	And2	Frag5	Frag6	Frag7	Frag8	
SiO ₂	51.88	50.42	50.46	50.99	60.79	60.48	61.33	50.38	60.99	55.01	62.36	64.69	61.14	61.97	
TiO ₂	0.43	0.25	0.32	0.44	0.06	0.05	0.18	0.40	0.40	0.08	0.18	0.13	0.29	0.19	
Al ₂ O ₃	29.43	31.01	30.10	30.28	24.65	24.47	24.10	29.02	22.36	27.99	23.62	22.17	24.40	24.57	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.06	0.10	0.03	0.00	0.03	0.11	0.06	0.00	0.04	0.07	0.07	0.06	
FeO*	0.99	0.98	1.10	0.91	0.44	0.55	0.38	1.04	1.78	1.53	0.45	0.32	0.73	0.48	
MnO	0.00	0.08	0.00	0.01	0.04	0.06	0.00	0.20	0.08	0.00	0.00	0.01	0.10	0.05	
MgO	0.16	0.18	0.07	0.16	0.05	0.07	0.00	0.18	0.53	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	11.67	13.01	12.25	12.44	5.46	5.43	4.72	13.43	6.01	9.54	4.36	4.12	5.08	5.82	
Na ₂ O	3.92	3.30	3.23	3.66	7.72	7.74	7.89	2.84	6.60	5.02	8.27	8.20	7.83	7.53	
K ₂ O	0.45	0.37	0.42	0.38	0.31	0.15	0.44	0.58	0.32	0.56	0.38	0.11	0.25	0.44	
Total	98.99	99.65	98.01	99.37	99.55	99.00	99.07	98.18	99.13	100.18	99.66	99.82	99.89	101.19	
Number of ions on the basis of eight oxygens															
Si	2.384	2.305	2.327	2.332	2.699	2.703	2.734	2.315	2.722	2.482	2.762	2.838	2.713	2.688	
Ti	0.015	0.009	0.011	0.015	0.002	0.002	0.006	0.014	0.014	0.003	0.006	0.004	0.010	0.006	
Al	1.594	1.671	1.644	1.632	1.290	1.293	0.267	1.617	1.509	1.489	1.233	1.146	1.276	1.306	
Cr	0.002	0.002	0.002	0.004	0.001	0.000	0.001	0.004	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.002	
Fe	0.034	0.034	0.043	0.035	0.016	0.021	0.014	0.041	0.066	0.058	0.017	0.012	0.027	0.017	
Mn	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.024	0.009	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	
Mg	0.006	0.013	0.005	0.011	0.003	0.004	0.000	0.013	0.035	0.030	0.000	0.000	0.000	0.005	
Ca	0.565	0.673	0.622	0.609	0.259	0.261	0.226	9.680	0.287	0.461	0.207	0.194	0.241	0.271	
Na	0.349	0.293	0.290	0.325	0.665	0.673	0.682	0.294	0.571	0.440	0.711	0.698	0.674	0.633	
K	0.026	0.021	0.025	0.022	0.018	0.008	0.025	0.026	0.018	0.032	0.022	0.006	0.014	0.024	
An: Ab: Or ratios															
An	60.07	66.97	66.15	63.75	27.56	27.11	24.19	69.73	32.73	49.41	22.02	21.60	25.94	29.20	
Ab	37.16	30.79	30.97	33.95	70.53	71.41	73.13	26.68	65.13	47.16	75.64	77.73	72.55	68.21	
Or	2.77	2.24	2.83	2.30	1.91	1.48	2.68	3.59	4.09	3.43	2.34	1.67	1.51	2.59	

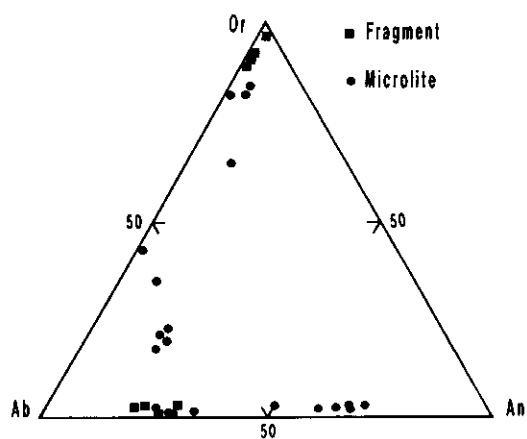


Fig.14 Or-Ab-An diagram showing the compositional variation of feldspar microlites.

石マイクロライトとともに産出することが多く、針状、短柱状または樹枝状マイクロライトの枝状の部分を作している。黒雲母と角閃石マイクロライト中のTi含有量は母岩の黒雲母と角閃石それぞれのTiの量より高い(Tables 4, 5, Fig. 15).

輝石、ザクロ石：輝石とザクロ石マイクロライトは樹枝状と球体状の形態を示しており、両者は共存する場合が多い。輝石マイクロライトはクリノハイパーシムとピジョン輝石、ザクロ石マイクロライトはほとんどグロシュラール(grossular)から構成される(Tables 6, 7)。輝石とザクロ石マイクロライトはCa量の低い、Alの高い異常な組成を示す。同様なことは日高変成岩に産出するシュードタキライトについて

でも記載されており (Toyoshima, 1990), これは非平衡の条件で急冷により形成された結果と考えられる。輝石とザクロ石の存在は母岩の花こう岩質マイロナイト中には認められない。

イルメナイト, スピネル, 磁鉄鉱: イルメナイト・スピネルと磁鉄鉱マイクロライトはよく輝石・黒雲母と角閃石などのマイクロライトとともに産出しており, 顆粒状・針状・樹枝状を示す。これらのマイクロライトの組成は Table 8 に示されている。

水の含有量

シュードタキライトと母岩花こう岩中の水の含有量を Fig. 16 に示す。結晶水 (H_2O^+) と間隙水 (H_2O^-) はそれぞれ 960 度と 110 度で減少したサンプル重量から求めた。Fe を全部 FeO として補正を行った。シュードタキライトの水 (H_2O

⁺) 含有量は 2.0–2.65 wt.% で, 母岩花こう岩中の水 (H_2O^+) の量 (0.5 wt.%) より 1.5–2.2 wt.% ほど多い (Fig. 16)。上述したようにシュードタキライトに気泡と杏仁状の組織が発達していることは, シュードタキライト形成時に水は飽和状態にあったことを示す。さらにガラス脈には変質したような組織が認められないので, シュードタキライト中の結晶水 (H_2O^+) はシュードタキライト形成時に溶け込んだものと考えられる。

考察と結論

シュードタキライトの成因に関してなされてきた最も重要な議論は, この岩石の細粒のマトリックスが地震時の高速断層運動に伴う摩擦熱によって形成されたメルトとして割れ目に貫入

Table 4 Chemical compositions of biotite microlites and fragments analyzed by EDX-
---: undetermined.

Wt%	Biotite microlites									Biotite fragments				
	Bio1	Bio2	Bio3	Bio4	Bio5	Bio6	Bio7	Bio8	Bio9	Bio10	Bio11	Bio12	Bio13	Bio14
SiO ₂	35.53	36.67	37.20	38.76	37.52	36.70	37.32	37.43	36.99	36.48	37.00	37.13	36.97	36.94
TiO ₂	5.48	2.25	2.27	6.90	4.28	4.44	4.15	7.27	2.82	2.42	2.32	2.25	2.49	2.40
Al ₂ O ₃	15.67	17.43	16.28	15.93	17.89	17.78	17.39	16.66	17.65	17.33	18.08	18.28	17.78	17.89
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.04	0.14	0.09	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	18.57	22.74	17.73	11.62	15.30	14.40	13.65	11.35	17.65	21.01	21.19	20.93	21.44	21.12
MnO	0.15	0.51	0.23	0.17	0.20	0.24	0.08	0.26	0.24	0.32	0.50	0.45	0.36	0.30
MgO	11.04	10.40	12.43	14.13	11.38	13.22	13.93	14.11	12.95	8.01	8.44	8.30	8.32	8.01
CaO	0.36	0.32	0.34	0.76	0.23	0.16	0.10	0.23	0.18	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.68	0.60	0.34	1.80	0.76	0.86	0.87	1.21	0.58	0.00	0.05	0.18	0.22	0.00
K ₂ O	7.35	7.91	8.55	7.51	8.79	8.45	8.60	7.60	8.57	9.45	9.35	9.70	9.58	9.82
P ₂ O ₅	—	0.31	0.34	0.16	0.01	0.16	0.10	0.06	0.12	0.18	0.27	0.17	0.31	0.21
Total	94.87	99.14	95.71	97.78	96.50	96.50	96.19	96.17	97.77	95.28	97.20	97.39	97.49	96.69
Number of ions on the basis of twenty-two oxygens														
Si	5.352	5.401	5.555	5.515	5.512	5.367	5.453	5.403	4.133	5.854	5.545	5.543	5.531	5.573
Ti	0.624	0.250	0.251	0.738	0.473	0.488	0.456	0.790	0.237	0.278	0.262	0.253	0.273	0.272
Al	2.797	3.028	2.866	2.671	3.098	3.065	2.996	2.834	2.137	3.126	3.193	3.215	3.135	3.177
Cr	0.005	0.000	0.000	0.004	0.013	0.011	0.000	0.000	0.003	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	2.353	2.802	2.214	1.382	1.880	1.765	1.668	1.370	1.650	2.688	2.653	2.612	2.632	2.664
Mn	0.019	0.063	0.030	0.020	0.025	0.029	0.010	0.032	0.022	0.042	0.064	0.001	0.045	0.038
Mg	2.492	2.305	2.767	2.975	2.491	2.882	3.033	3.036	2.156	1.829	1.884	1.848	1.856	1.802
Ca	0.059	0.050	0.055	0.115	0.036	0.024	0.015	0.036	0.022	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Na	0.200	0.173	0.096	0.497	0.216	0.244	0.245	0.340	0.127	0.000	0.015	0.053	0.064	0.000
K	1.421	1.488	1.628	1.362	0.648	1.578	1.603	1.400	1.221	1.846	1.787	1.847	1.802	1.754
P	—	0.039	0.041	0.019	0.001	0.022	0.012	0.006	0.011	0.024	0.035	0.021	0.043	0.027
XMg	0.51	0.45	0.55	0.68	0.59	0.62	0.61	0.68	0.56	0.40	0.42	0.41	0.41	0.40

Table 5 Chemical compositions of hornblende microlites and fragments analyzed by EDX.

Wt%	Hornblende microlites						Fragments	
	Horn1	Horn2	Horn3	Horn4	Horn5	Horn6	Horn7	Hor7
SiO ₂	42.17	37.85	36.30	44.17	44.24	45.18	46.16	42.83
TiO ₂	2.88	6.14	7.02	1.62	1.25	0.88	0.65	1.08
Al ₂ O ₃	10.74	13.00	11.10	13.27	14.65	13.47	11.37	14.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.13	0.00	0.00	0.00	0.01	0.15
FeO*	14.50	13.38	17.70	15.93	14.65	16.74	14.90	15.68
MnO	0.44	0.93	0.73	0.34	0.34	0.30	0.26	0.36
MgO	12.26	10.32	9.48	11.33	11.98	11.27	11.21	12.34
CaO	9.17	9.46	9.45	6.25	6.81	9.01	8.48	3.74
Na ₂ O	2.44	1.88	2.03	2.79	2.33	1.41	2.45	2.12
K ₂ O	0.71	1.70	1.30	0.64	0.61	0.88	1.11	3.17
P ₂ O ₅	0.88	0.47	0.36	0.24	0.47	0.36	0.28	0.29
Total	96.19	95.21	95.60	96.58	97.33	99.50	96.88	96.68
Number of ions on the basis of twenty-three oxygens								
Si	6.340	5.830	5.705	6.546	6.475	6.787	6.905	6.352
Ti	0.326	0.711	0.830	0.181	0.138	0.100	0.085	0.124
Al	1.902	2.361	2.056	2.317	2.478	1.804	1.942	2.657
Cr	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.001	0.015
Fe	1.824	1.723	2.326	1.974	1.973	2.103	1.865	2.006
Mn	0.056	0.121	0.097	0.042	0.042	0.038	0.033	0.034
Mg	0.748	2.368	2.221	2.503	2.614	2.524	2.477	2.817
Ca	1.477	1.562	1.592	0.993	1.068	1.450	1.353	0.609
Na	0.710	0.560	0.619	0.803	0.661	0.411	0.431	0.609
K	0.135	0.334	0.261	0.121	0.114	0.168	0.192	0.635
P	0.112	0.062	0.048	0.030	0.059	0.046	0.023	0.037
XMg	0.60	0.58	0.49	0.55	0.59	0.541	0.57	0.58

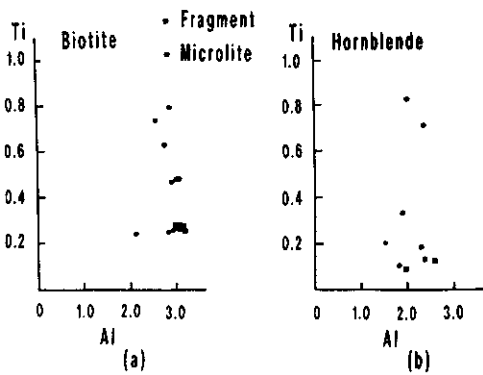


Fig.15 Ti-Al diagrams showing the compositional variation of biotite and hornblende microlites.

してできたのか(メルト起源), それとも微粒粉砕物として注入してできたのか(粉砕起源), という問題である. 特に最近の10年余りの間に論争の焦点となったのは, 細粒マトリックスの多くがガラス質に見えて, 実は微晶質(cryptocrystalline)であり, その成因をどう考えるかという点であった(Wenk, 1978; Allen, 1979; Wenk & Weiss, 1982; Weiss & Wenk, 1983; Maddock, 1983; Macaudiere et al., 1985). この微晶質マトリックスの成因については次の二つの可能性があると考えられている(Wenk & Weiss, 1982). 一つは, 微結晶はメルトの急冷中に晶出したか, またはメルトの急

中国西北部富蘊断層沿いに産するガラス質シュードタキライト

Table 6 Chemical compositions of pyroxene microlites analyzed by EDX.

Wt%	Pyroxene microlites					
	Pyr1	Pyr2	Pyr3	Pyr4	Pyr5	Pyr6
SiO ₂	45.50	47.26	45.95	46.22	46.62	45.75
TiO ₂	1.11	1.08	1.07	1.03	0.92	1.09
Al ₂ O ₃	14.80	14.50	14.18	13.36	13.20	13.68
Cr ₂ O ₃	0.14	0.04	0.08	0.00	0.16	0.01
FeO*	15.00	14.73	14.59	15.52	15.15	16.18
MnO	0.19	0.33	0.28	0.21	0.08	0.30
MgO	20.17	16.41	17.83	19.41	20.63	19.58
CaO	1.03	1.73	1.68	1.31	0.92	1.50
Na ₂ O	0.72	1.10	1.68	0.71	0.42	0.38
K ₂ O	0.31	0.23	0.39	0.37	0.16	0.02
P ₂ O ₅	0.32	0.31	0.20	0.33	0.26	0.32
Total	99.29	97.72	97.93	98.47	98.52	98.81
Number of ions on the basis of six oxygens						
Si	1.660	1.742	1.714	1.704	1.708	1.684
Ti	0.031	0.030	0.030	0.029	0.025	0.030
Al	0.636	0.631	0.624	0.585	0.570	0.594
Cr	0.004	0.002	0.001	0.000	0.003	0.000
Fe	0.458	0.504	0.505	0.478	0.464	0.498
Mn	0.006	0.011	0.008	0.008	0.003	0.009
Mg	1.097	0.902	0.991	1.067	1.127	1.074
Ca	0.040	0.069	0.067	0.052	0.036	0.509
Na	0.051	0.079	0.059	0.053	0.030	0.027
K	0.015	0.011	0.019	0.017	0.008	0.001
P	0.010	0.009	0.007	0.010	0.008	0.010
Ca: Fe: Mg ratios						
Ca	2.51	4.81	4.43	3.24	2.21	3.62
Fe	28.69	31.87	30.02	29.96	28.53	30.53
Mg	68.80	63.32	65.55	66.80	69.26	65.85

Table 7 Chemical compositions of garnet microlites analyzed by EDX.

Wt%	Garnets (Grossular) in spherulitic microlites				
	Gar1	Gar2	Gar3	Gar4	Gar5
SiO ₂	38.21	49.38	39.13	39.09	38.69
TiO ₂	0.02	0.49	0.04	0.06	0.11
Al ₂ O ₃	25.44	18.78	24.76	25.83	38.69
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09	0.08	0.12	0.07
FeO*	9.61	10.17	10.14	9.80	10.37
MnO	0.24	0.00	0.20	0.22	0.21
MgO	0.18	0.61	0.05	0.06	0.18
CaO	22.66	17.19	22.69	22.99	21.99
Na ₂ O	0.13	1.14	0.10	0.12	0.00
K ₂ O	0.00	0.11	0.02	0.00	0.27
P ₂ O ₅	0.14	0.57	0.21	0.16	0.20
Total	96.74	98.53	97.42	98.45	100.78
Number of ions on the basis of twelve oxygens					
Si	2.952	3.633	2.966	2.967	2.990
Ti	0.002	0.027	0.002	0.003	0.006
Al	2.316	1.629	2.270	2.312	2.258
Cr	0.006	0.006	0.004	0.008	0.005
Fe	0.620	0.626	0.660	0.623	0.671
Mn	0.016	0.000	0.014	0.014	0.014
Mg	0.020	0.066	0.006	0.008	0.021
Ca	1.876	1.355	1.892	1.871	1.821
Na	0.024	0.162	0.016	0.017	0.000
K	0.000	0.011	0.002	0.000	0.023
P	0.008	0.036	0.014	0.011	0.014
Mn: Fe: Mg ratios					
Mn	2.44	0.00	2.06	2.17	2.13
Fe	94.51	90.46	97.06	96.59	94.90
Mg	3.05	9.54	0.88	1.24	2.97

冷によってできたガラス質なものから脱ガラス作用により結晶化したものであるという可能性である(メルト起源)。もう一つは、この微晶質部分はガラスから再結晶したものではなく、もともと細粒破砕物であったとする考え方である(粉碎起源)。本節では、いくつかの根拠により、富蘊シュードタキライトが明白にメルト起源であることを論じる。

ガラス質マトリックス

粉末X線回折法を用いてシュードタキライトの細粒マトリックスがガラスかどうかを調べる研究も報告されている(William, 1938; Macaudiere et al., 1985; Toyoshima, 1990)が、ガラスの存在の確証をあげた論文は非常に少ない。富蘊のタイプIシュードタキライトの粉末X線回折パターンは最も典型的な非晶質物質の

Table 8 Chemical compositions of ilmenite, spinel, and magnetic mineral microlites analyzed by EDX.

Wt%	Ilmenite		Spinel	Magnetic mineral
	Illm1	Illm2	Spil	
SiO ₂	2.58	4.10	11.33	19.39
TiO ₂	47.33	55.63	0.31	5.55
Al ₂ O ₃	3.18	3.28	46.18	9.03
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.07	0.15
FeO*	36.37	27.20	27.83	50.43
MnO	0.13	1.27	0.55	0.96
MgO	4.35	1.79	7.46	3.65
CaO	0.13	0.31	0.75	0.50
Na ₂ O	0.34	0.53	1.09	0.71
K ₂ O	0.26	0.13	0.61	3.40
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.00	0.20
NiO	0.00	0.01	0.00	0.28
Total	98.88	94.37	96.18	94.26

Atomic ratios (Ilmenite: 6; Spinel and magnetic mineral: 24)

Si	0.122	0.147	1.715	4.024
Ti	2.049	2.005	0.040	0.868
Al	0.178	0.185	9.203	2.208
Cr	0.001	0.000	0.010	0.024
Fe	1.045	1.089	3.934	8.752
Mn	0.005	0.051	0.078	0.168
Mg	0.309	0.128	1.870	0.282
Ca	0.009	0.016	0.135	0.112
Na	0.032	0.049	0.356	0.288
K	0.016	0.008	0.131	0.225
P	0.008	0.008	0.000	0.026
Ni	0.002	0.000	0.000	0.038
Total	3.776	3.686	17.68	17.40

回折パターンを示しており、火山ガラス及び母岩花こう岩から作ったガラスの回折パターンに類似している。特に、X線回折によって90%ものガラス質物質が確認されたのは全く初めてである。この点と、以下の理由から、富蘊シュードタキライトの細粒マトリックスは融解により形成されたガラス質の物質によるものと結論できる。

a)もし、このマトリックスがWenk (1978)

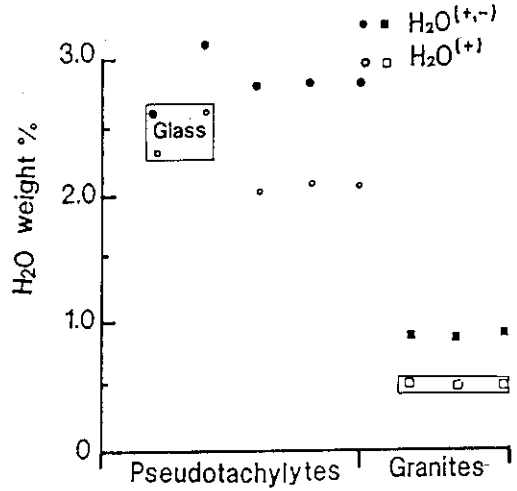


Fig.16 Diagram showing the water contents in the pseudotachylytes and country rocks.

の指摘したように細粒—微細粒の母岩の粉碎岩片から構成されるならば、粉末X線回折チャートには母岩花こう岩のX線回折線に示されたように石英、長石、黒雲母などの結晶のピークが存在するはずであるが、タイプIのシュードタキライトの回折チャートには、石英結晶以外の回折ピークが認められない。花こう岩の高速摩擦融解実験の結果によって、黒雲母・長石は石英より優先的に融解することが示されている (Lin,1991; 林・嶋本, 本特集号)。富蘊シュードタキライトも母岩花こう岩中の黒雲母・長石などの優先的な融解により形成されたと考えられる。

b)顕微鏡下で、光学的に等方性の褐黄色—黄褐色のマトリックスは母岩花こう岩の組成より5-15wt.% SiO₂が乏しい。マトリックスが母岩花こう岩の細粒粉碎岩片の集まりだとすると、その平均組成は花こう岩の平均組成と同じでなければならない。黒雲母・長石などの融点の低い鉱物が優先的に融解し、融点の高い石英が粉碎岩片として残されたことにより、マトリックスの平均組成が母岩よりSiO₂に乏しくなるこ

とが高速摩擦実験の結果でも示されている (Lin, 1991, 林・嶋本, 本特集号). 富蘊シュードタキライトのマトリックスの SiO_2 が母岩より乏しいことは, このような母岩の鉱物の選択融解によるものと考えられる.

- c) 粉末 X 線の定量分析の結果によると, タイプ I のシュードタキライトの 90% の物質は非晶質の回折パターンを示す. 一般的に, 非晶質の回折パターンは非晶質 (ガラス) か超微粒結晶粉末 ($< 0.1 \mu\text{m}$) によるものである. この 90wt. % の物質が母岩の細粒粉砕岩片であれば, その粉砕岩片のサイズは $0.1 \mu\text{m}$ より小さいことになる. 粒度分析と X 線定量分析の結果によると, タイプ I のシュードタキライトは 10% の粉砕岩片 ($> 2 \mu\text{m}$) と 90% の非結晶か細粒結晶 ($< 0.1 \mu\text{m}$) から構成される. もし, タイプ I のシュードタキライトが全部細粒の粉砕岩片から構成されるとすれば, 粒径が $0.1 \mu\text{m} \sim 2 \mu\text{m}$ の粉砕岩片が欠けていることになる. 断層運動に伴って様々なサイズの断層破砕物が生じるので, 10% の $2 \mu\text{m}$ より大きい粉砕岩片からジャンプして, $0.1 \mu\text{m}$ 以下の破砕物を 90% も作ることは考えられない (嶋本・長濱, 1991 参照).
- d) 一方, マトラリックスには, 気泡または杏仁状組織と流動状構造が認められ, シュードタキライトは形成時にメルト状態にあったことを示している.

マイクロライト

シュードタキライトに, 針状, 樹枝状及び球体状のマイクロライトの産出することは多くの文献に記載されているが, その成因についての論争はシュードタキライトの成因の論争とともに今世紀初め頃からずっと続いてきた.

Water & Campbell (1935) は, マイクロライトは火山岩によく産出するが, チャートと変成岩にも少なくないと指摘した. Masch et al. (1985) は Silvelta シュードタキライトのマイクロライトのほとんどはアルバイトであること

を指摘し, これは融解によるものではなく, 変成作用によるものであると結論した. さらに, Masch et al. (1985) は球体組織は低変成度の変成岩にもよく産出することを指摘し, この球体組織のマイクロライトはポーフィロクラスト (porphyroclast) であると主張した. しかし, 本論で報告したマイクロライトは以下の考察のように, 変質またはポーフィロクラスト起源のものではなく, メルトの固化時に晶出したと考えられる.

- a) サニデイン, アノーソクレス, An の高い斜長石 (An_{40-70}), 輝石, ザクロ石及び Ti の高い黒雲母, 角閃石のマイクロライトの存在は, これらのマイクロライトが高温の条件で形成されたことを示す. 変成岩の場合, サニデイン, アノーソクレスはグラニュライト相の変成岩にしか存在しないものであり, 緑簾石-角閃石亜相の低変成度の母岩には存在し得ない. 斜長石の An の量は一般的に変成の温度の上昇につれて増えることが天然の岩石 (Sen, 1959) 及び実験の結果 (Lofgren, 1974) にも示されている. Fig. 14 に示すように, 母岩の斜長石の殆どは $\text{An} < 30$ のものであるのに対し, 斜長石のマイクロライトの殆どは An_{30-70} のものから構成される. このことは斜長石マイクロライトは母岩の斜長石より遥かに高温の条件で形成したことを示す. 一方, 変成岩においては一般的に温度の上昇につれて黒雲母と角閃石の Ti 量は増える傾向があることが知られている (都城, 1965). 母岩の黒雲母と角閃石のそれぞれの Ti 量より高い Ti を含む黒雲母と角閃石マイクロライトは, 母岩より高温の条件で形成したものであると考えられる.

富蘊断層沿いの断層岩の微細構造と鉱物の組合せから, 富蘊シュードタキライトの母岩マイロナイト深さは 10-15km の緑簾石-角閃石亜相の条件で形成したとされている (林・範, 1984). このマイロナイト中には後期の脆性変形により, 多くの石灰質脈・石英脈と緑泥石脈が割れ目ぞいに貫入

した。シュードタキライトはさらにこれらの脈を切って貫入しており、このことはシュードタキライトは10-15kmより浅い脆性変形領域で、300-400℃より低い温度条件の深度で形成したことを示している。このような低い温度条件ではサニディン、アノーソクレス、An₄₀₋₇₀のような高温鉱物は形成されないで、これらのマイクロライトは変成作用によるものではなく、高温メルトから晶出したものと考えられる。

- b) シュードタキライト脈の周辺では、ガラス質マトリックスと細粒な顆粒状・針状のマイクロライトしか認められないのに対して、中央部に向かって粗粒な樹枝状・残骸状および球体状などの複雑な形態を持ったマイクロライトが存在するようになる。このような組織変化は岩脈にはよく見られる。結晶形状とサイズはメルトの冷却速度によることが長石、輝石などの結晶実験結果により示されている(Lofgren, 1980)。冷却速度の減少につれて、結晶の形態は細粒の針状から複雑な残骸状・樹枝状・球体状に変化し、そのサイズも大きくなるのがAn-Ab-H₂O系の結晶実験の結果により示されている(Lofgren, 1974; 1980)。シュードタキライト脈の縁辺部から中心部に向かってのマイクロライトの組織変化はこの冷却速度の違いによるものと考えられる。シュードタキライトの縁辺部では、冷却速度は中心部より早いのでガラス質マトリックスおよび一部の細粒結晶しか形成されないのに対して、中心部は縁辺部より冷却速度が遅いので縁辺部より粗粒で複雑な樹枝状・球体状のマイクロライトが形成される。
- c) Ti量の高い黒雲母と角閃石マイクロライトは、高温の斜長石(An>40)のマイクロライトの上にオーバグロース(overgrowth)し、複雑な樹枝状~枝状の部分を生じている。このようなオーバグロース組織は火山岩にはよく見られる(Lofgren, 1971a, b)。

オーバグロース組織はマイクロライト成長に2つステージがあったことを示唆している。つまり、最初のステージでは、An量の高い斜長石が成長した。第2ステージでは、前のステージで形成した斜長石マイクロライトがさらに結晶核となって、その上に黒雲母と角閃石マイクロライトが成長した。マイクロライトのオーバグロース組織は、メルトからこのようにいくつかのステージで成長したものと考えられる。

- d) 多くのマイクロライトは、シュードタキライトのマトリックスの流動状構造と平行か斜交、またはほぼ直交に配列する。Fig. 5hに示されているように、あめんぼ状のマイクロライトの大部分はガラス質マトリックスの流動状構造と平行配列しており、流紋の湾曲にそって湾曲している。これはマイクロライトはシュードタキライト形成時のメルトの流動にともなって形成したことを物語っている。一方、一部のあめんぼ状のマイクロライトの身の部分(サニディン)は流動状構造と平行配列しているが、足の部分は流動状構造と斜交か直交配列している。これは身の部分は流動時に形成し、足の部分は流動停止後に形成したと考えられる。これもマルチステージのプロセスによるものと思われる。

富蘊シュードタキライトの形成深度と温度

気孔または杏仁状構造およびガラスの存在は、富蘊シュードタキライトが非常に浅いところで形成したことを示唆している。一方、富蘊シュードタキライトには母岩より2-3 wt.% 多く水が存在している。この多量の水は含水量の低い母岩の含水鉱物からの分解のみでは説明できないこと、ガラス質シュードタキライトの変質も殆ど認められないことから、シュードタキライト形成時に割れ目か破碎帯に存在した水がメルトに溶け込んで形成したと考えられる。気孔または杏仁状構造及び過量の水の存在は、富蘊シュードタキライトはSibson (1975, 1980)の指摘したような無水(dry)の条件下ではな

く、水の飽和条件で形成したことを示す。水の存在はガラス質基質の脱ガラス作用を加速させることがよく知られている。水が多く含まれているにもかかわらず、新鮮(fresh)なガラス脈も残されていることから、富蘊シュードタキライトは非常に新しい時期に浅い所でできたことを暗示している。シュードタキライトの形成深度推定には、一定組成のメルトの水の融解度(solubility)と圧力の関係の実験結果が利用される(Maddock et al, 1987; Toyoshima, 1990)。富蘊シュードタキライトには2.3-2.6wt.%の結晶水(H_2O^+)が含まれている。富蘊シュードタキライトのガラスマトリックスの組成は不均質であるが、全体の組成は安山岩質溶岩の組成に近い。安山岩質ガラスの含水量と圧力との関係(Hamilton et al., 1964)から、シュードタキライト形成時の最大圧力は400bar(1.5km深度に相当)であると推測される。しかし、摩擦融解は非平衡な現象であるので(嶋本・林, 本特集号), このような平衡条件下のデータからの見積もりは概算的なものである。

SiO_2 組成のガラスの存在から、 SiO_2-H_2O 系の熔融実験結果(Kennedy et al., 1962)により、富蘊シュードタキライト形成時の最低温度は1450度と推測される。摩擦融解の時間は非常に短いので、石英を瞬間で融解させるため、石英の融点より高い温度が必要であると思われる。従って、推定した1450度はあくまでも最低温度にすぎないと考えられる。

おわりに

本論で報告した富蘊シュードタキライトは、間違いなく摩擦融解起源のものであることが示された。一方、林ら(本特集号)の記載したように、粉碎起源と思えるシュードタキライトも存在する。おそらくこの両者の中間のものも存在すると思われる。今後の調査研究に期待される。

謝辞: 本論は筆者の一人(林)の博士論文の一部であり、東京大学松田時彦教授(現九州大学教授)と嶋本利彦助教授には御指導を頂いた。岩

石学とX線分析に東京大学藤井敏嗣教授と国立博物館加藤昭氏と斉藤靖二氏に御助言を頂いた。現地調査にあたっては、中国新疆维吾尔自治区地震局の高国英氏と魏若平氏に御協力を頂いた。また、嶋本利彦助教授には、原稿を読んで貴重なご意見を頂いた。以上の方々に心より御礼申し上げる。

文 献

- Allen, A.R., 1979, Mechanism of frictional fusion in fault zones. *J. Struct. Geol.*, 1, 231-243.
- 柏 美祥・呉 裕文・範 福田・羅 福忠, 1985, 二台断裂的新活動. 富蘊地震断層帯, 丁国瑜編集, 地震出版社, p142-162.
- 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.
- Hamilton, D. L., Wayne Burnhm, C. and Osborn, E. F., 1964, The Solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.* 5, 21-39.
- Kennedy, G. C., Wasserburg, G. J., Heard, H. C. and Newton, R. C., 1962, The upper three-phase region in the system SiO_2-H_2O . *Am. J. Sci.*, 260, 501-521.
- Lin, A., 1988, Active faults and their ESR and TL ages in the Iida area, Nagano Prefecture, Japan. M. S. Thesis, University of Tokyo, 70p.
- 林 愛明, 1989, 伊那谷南部・飯田地域の活断層のESR及びTL年代測定. 活断層研究, 7, 49-62.
- Lin, A., 1991, Origin of the fault-generated pseudotachylites. Doctoral thesis, University of Tokyo, 108p.
- Lin, A., 1992, Glassy and microlitic pseudo-

- tachylytes from the Fuyun Fault Zone, northwest China. 29th IGC abstract. 1/3, 169.
- Lin, A., 1994a, Glassy pseudotachylytes from the Fuyun fault zone, northwest China. *J. Struct. Geol.*, 16, 71-83.
- Lin, A., 1994b, Microlite morphology and chemistry in pseudotachylyte, from the Fuyun Fault Zone, China. *J. Geol.*, 102, 317-329.
- 林 愛明・松田時彦・嶋本利彦, 1994, 長野県飯田-松川断層沿いに産出するシェードタキライト: 粉碎起源のシェードタキライト?, 本特集号.
- 林 愛明・嶋本利彦, 1994, 実験的に形成されたシェードタキライトの化学組成, 本特集号.
- 林 傅勇・範 福田, 1984, 新疆富蘊断層帯の顕微構造分析. *地震地質*. No.2, 1-8.
- Lofgren, G., 1971a, Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 76, 23, 5635-5648.
- Lofgren, G., 1971b: Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 116-124.
- Lofgren, G., 1974, An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Am. J. Sci.*, 274, 243-273.
- Lofgren, G., 1980, Experimental studies on the dynamic crystallization of silica melts. In: *Physical Magmatic Process*, edited by Hagraves, R. B., 487-551.
- Macaudiere, J., Brown, W. L. and Ohnenstetter, D., 1985, Microcrystal-crystalline textures resulting from rapid crystallization in a pseudotachylyte melt in a meta-anorthosite. *Contrib. Miner. Petro.*, 89, 39-51.
- Maddock, R. H., 1983, Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures. *Geology*, 11, 105-108.
- Maddock, R. H., Grocott, J. and Van Nes, M., 1987, Vesicles, amygdules and similar structures in fault-generated pseudotachylytes. *Lithos*, 20, 419-432.
- Masch, L., Wenk, H. R. and Preuss, E., 1985, Electron microscopy study of hyalomylonites-evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics*, 115, 131-160.
- 都城秋恵, 1965, 変成岩と変成帯. 458p. 岩波書店.
- Park, R. G., 1961, The pseudotachylyte of the Gairloch district, Ross-shire, Scotland. *Am. J. Sci.*, 259, 542-550.
- Philpotts, A. R., 1964, Origin of pseudotachylytes. *Am. J. Sci.*, 262, 1008-1035.
- Regional Surveying Team of the Xingjiang Geological Bureau, 1978, Geological map of the Fuyun area. Xingjiang Geological Press.
- Sen, S. K., 1959, Potassium content of natural plagioclases and origin of antiperthites. *J. Geol.*, 67, 479-495.
- Shand, S. J., 1916, The pseudotachylyte of parijis (Orange Free State), and its relation to 'trap-shotten gneiss' and 'flinty crush-rock'. *Quart. J. Geol. Soc. 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・長濱裕幸, 1991, シェードタキライトの起源と地殻応力問題. *月刊地球*, 13, 416-427.
- Sibson, R. H., 1975, Generation of pseudotachylyte 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.
- Toyoshima, T., 1990, Pseudotachylite from the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *J. Meta. Geol.*, 8, 507-523.
- Waters, A. C. and Campbell, C.D., 1935, Mylonites from the San Andres fault zone. *Am. J. Sci.*, 29, 473-503.
- Weiss, L. E. and Wenk, H. R., 1983, Experimentally produced pseudotachylite-like veins in gabbro. *Tectonophysics*, 96, 299-310.
- Wenk, R. H., 1978, Are pseudotachylites products of fracture or fusion. *Geology*, 6, 507-511.
- Wenk, R. H. & Weiss, L. E., 1982, Al-rich calcic pyroxene in pseudotachylite: an indicator of high pressure and high temperature? *Tectonophysics*, 84, 329-341.
- William, J., 1938, On the old granite of the Vredefort region and some of its associated rocks. *Geo. Soc. South Africa. Trans.*, 40, 43-119.