

~~~~~  
 原著論文  
 ~~~~~

## 砥沢岩体の粘土鉱物：X線粉末回折法による予察的検討

佐藤興平<sup>1)</sup>・谷口政碩<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門：〒305-8567 つくば市東1-1-1中央第7

<sup>2)</sup> 元産業技術総合研究所主任研究員：〒300-0832 土浦市桜ヶ丘町16-31

**要旨：**群馬県南西部南牧村砥沢の砥沢岩体は、関東山地北部の秩父帯の堆積岩類を貫く鮮新世のデイサイト質浅所貫入岩体で、熱水変質を受けて一部が良質な砥石鉱床となり、我が国有数の砥石産地となってきた。砥沢岩体の熱水変質の実態を解明する目的で、化学組成やK-Ar年代を求めた代表的変質岩につき、水簸により粘土鉱物を濃集して定方位試料を作成し、エチレングリコールや塩酸による処理も加えて、X線粉末回折法により解析し、これまでの全岩X線粉末回折結果を検証した。

砥沢岩体南部に産する砥石鉱床の主な粘土鉱物は、絹雲母・緑泥石およびカオリン鉱物である。この絹雲母は、金の鉱化を伴う岩体北部の強変質帯に産する結晶度の高い絹雲母よりも結晶度が低く、スメクタイトとの混合層鉱物であると判断される。それらの(001)面の反射は、強変質帯の絹雲母が示す10.0Åより低角側の10.4-11.4Åにピークを持ち、幅も広がっている。ピーク位置が11.4Åに及ぶ一試料は、比較的多くのカオリン鉱物を伴い、Reichweite  $g=1$  の積層秩序をもつ絹雲母/スメクタイト混合層鉱物とみられる。この砥石鉱床を形成した熱水変質は、CO<sub>2</sub>分圧が比較的高い条件下で進行したため、Caを含まない珪酸塩鉱物+炭酸塩鉱物の鉱物組み合わせをもつに至ったと考えられる。

キーワード：砥沢岩体、砥石、南牧村、熱水変質、X線回折、絹雲母、緑泥石、カオリン鉱物、スメクタイト、混合層鉱物、粘土鉱物、水簸

### Clay minerals in the Tozawa pluton : a preliminary study by X-ray powder diffraction method

SATO Kohei and TANIGUCHI Masahiro

*Geological Survey of Japan, AIST : Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan*

**Abstract :** Tozawa pluton in Nanmoku, southwestern Gunma is a Pliocene dacitic pluton which was emplaced in a shallow level within the Mesozoic sedimentary sequences of the northern Kanto Mountains. The pluton was hydrothermally altered, and its fine-grained matrix with phenocrysts replaced by clay and carbonate minerals was favorable for high-quality whetstone (*toishi*); the southern part of the pluton was one of the most productive sites of *toishi* mining in Japan until the middle 20 th century.

Representative specimens provided for chemical analysis or K-Ar dating in the previous reports (Sato, 2002, 2006) were studied by X-ray powder diffraction method using clay-rich fractions which were prepared by hydraulic elutriation. Clay minerals within the altered rocks near the *toishi* mine sites are sericite, chlorite and kaoline. Sericite is actually sericite/smectite mixed-layer mineral with broad peaks around 10.4-10.6Å or 11.4Å which were shifted toward higher angles by ethylene-glycol treatment. These features are in contrast with those of sericite of high-crystallinity in the northern part of the pluton where the hydrothermal alteration was accompanied by Au mineralization and crystallization of pyrite. Mineral



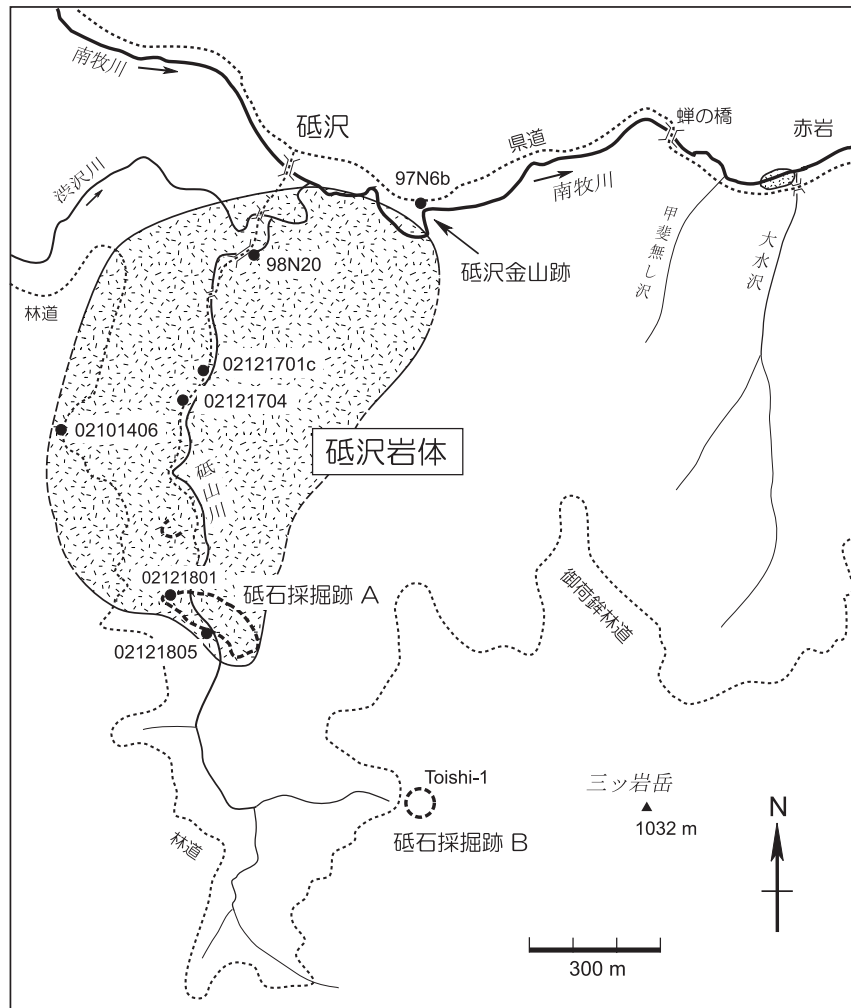


図2 砥沢岩体の試料採取地点. 佐藤 (2006) を改変.

### 砥沢岩体の概略

砥沢岩体は南牧村砥沢集落の南方に露出し、その南端部や衛星岩体から良質な砥石を産する(図2)。岩体南端部には江戸-明治期の露天掘り採掘跡が残り(「砥石採掘跡A」)、その一部には坑内採掘跡と推定される坑口も認められる。最後まで採掘が行われていたのは、図2の「砥石採掘跡B」付近の小岩体であるが、現在はズリが散在するだけで、岩体の詳しい産状は未解明である。今回検討した試料の採取地点を図2に示した。

砥沢岩体は、秩父帯の堆積岩類を貫き、いくぶん南北に延びた径1 km程度の露出をなす。岩体西縁部には火道角礫の可能性ある凝灰質角礫岩も認められ、デイサイト質ポーフィリーとした主岩相中にも同質の岩脈が認められることがあり、この岩体は何回かの貫入活動でできた複合岩体とみられる(佐藤, 2006)。熱水変質により砥石となった砥沢岩体の主岩相は、おそらく火道を利用して上昇してきたデイサイト質マグマが浅所で急冷・固結し、引き続いて変質を受けたものと解される(佐藤, 2006)。岩体北部の変質岩(絹雲母)につき5-4MaのK-Ar

年代が得られており、砥沢岩体は前期鮮新世の火成活動で形成されたと考えられる(佐藤, 2002)。砥沢岩体の特徴付ける石英斑晶を欠く細粒な岩石組織は、砥石鉱床形成の必須条件であり、熱水変質で斜長石や角閃石や磁鉄鉱などの硬い斑晶鉱物が軟らかい粘土鉱物や炭酸塩鉱物に交代されるという好条件が重なって、良質な砥石鉱床ができたと考えられる(佐藤, 2006)。

砥沢岩体の中でも熱水変質の様式は南部と北部では明瞭に異なる。北部の南牧川河床付近では黄鉄鉱に富むが炭酸塩鉱物を欠き、一部にAuの鉱化を伴う(佐藤, 2001)。黄鉄鉱を含むことが砥石としての適性を欠くため、この付近の変質岩は砥石鉱床にはならなかったと考えられる(佐藤, 2005a, 2006)。一方、砥石鉱床を産する南部では、炭酸塩鉱物を含むが黄鉄鉱は極めて少ないか含まれず、近傍に金鉱床は確認されていない(佐藤, 2001, 2002)。北部では熱水変質が岩体周辺の秩父帯の堆積岩類にまで及んでいるのに対して、南部では岩体に接する秩父帯の岩石に明瞭な変質の証拠が見られず、このことも熱水活動の温度やスタイルが南北で異なっていたことを示唆する。

## 試料の調整とX線回折

化学分析に用いた粉末試料から水簸により粘土鉱物を濃集して定方位試料を作成し、X線回折に供した。今回新たに検討した2試料(98N20, Toishi-1)も同様の方法で調整した。この方法で、岩石中の主要鉱物である石英がほとんど全て除かれるなど(図4)、きわめて良好な結果が得られた。試料の調整法は以下の通りである。検討した岩石の特徴は既報(佐藤, 2002, 2006)に記載されている(註1)。

1) 3-5gの粉末を、脱イオン水を満たした2リットル容量のピーカーに入れて攪拌・分散させて14-15時間放置し、粘土分を懸濁させる。

2) ピーカーの上澄み液をサイフォンで450-500ml採取して遠心分離器で濃集し(2000回転/分, 20分間)、沈降管底の濃縮液をピペットで薄片用スライドガラス上に滴下して乾燥させ、無処理の定方位試料とした。この乾燥には、常温の室内に放置した状態で、1昼夜で十分であった。

3) 試料中の緑泥石を取り除く目的で、上記の2リットルピーカーに残った上澄み液を同様の方法で濃縮して塩酸処理を行った。濃縮試料の50mlをナルゲン(プラスチックの1種)製の沈降管に移して、等量の塩酸を加え(濃度約6規定)、95℃前後に保った湯煎上で30分間加熱処理した。この試料を遠心分離器にかけて濃縮し(1000回転/分, 5分間)、上澄み液を捨て、新たに脱イオン水を加えて攪拌し再濃縮する作業を3-4回繰り返すことにより、試料を洗浄した。最終的な濃縮試料をスライドガラスに滴下し、乾燥させて定方位試料とした。

4) スメクタイトや混合層鉱物の検出を目的に、2)の方法で作成した定方位試料にエチレングリコール液を3-4滴垂らし、余剰の液を除いてから約15分間放置した後でX線回折を行った。

5) 1)の段階で分散不良と思われた試料は、再度攪拌して4-5時間放置してから上澄みを採って遠心分離器にかけた。以上のような処理によって得られた粘土鉱物の粒度は、これまでの多くの研究から判断して(例えば、須藤, 1958)、2 $\mu$ m以下と見積もられる。

X線回折には理学電気製の回折装置RINT2550V/PCを用いた。測定条件については、Cu回転対陰極(40kV, 100mA) X線源を用い、ゴニオメーター(NiフィルターおよびGraphiteモノクロメーターを装着)の走査速度は4.0度/分( $2\theta$ )で、X線強度のサンプリング幅は0.02度であった。走査範囲は3-45度( $2\theta$ )で、塩酸およびエチレングリコール処理を行った試料も機械的に同様の範囲を走査した。全岩試料については、スライドガラスを掘り込んだくぼみ(1.5 $\times$ 2cm, 深さ0.5mm)に粉末を詰め、別のスライドガラスを押しつけて平滑な試料面を整えた。

全岩の測定はこれまでの報告のため実施していたもので、走査範囲が5-40度( $2\theta$ )である以外の測定条件は、今回の鉱物分離試料と同様であった。

## X線回折の結果

X線粉末回折の結果を図3と図4にまとめて示した。

### 1) 全岩試料

今回検討した砥沢岩体の試料の全岩X線回折パターンは以下の3種類に分類される。図3には代表例を示した。

- I) 絹雲母による10Å付近の反射が強く明瞭なもの(97N6b, 98N20)。
- II) 絹雲母による10Å付近の反射が不明瞭で、方解石の回折線が認められるもの(02121801, 02121805, Toishi-1, 02101406)。
- III) 絹雲母を含まず、角閃石とともに緑泥石やスメクタイトの回折線が認められるもの(02121701c, 02121704)。

I群は砥沢岩体北部の比較的強変質を受けた部分から採取したもので(図2)、絹雲母の結晶度が高く炭酸塩鉱物を含まないことから、年代測定に供された試料である(佐藤, 2002)。変質により斜長石はほとんど全て分解しており、これらの試料が主に石英と絹雲母からなることがX線回折パターンに表れている(図3)。含まれる黄鉄鉱は微量で、主要3強線が微弱なピークとしてかすかに認められる程度であった。

II群は砥石採掘跡付近で採取されたもので(図2)、I群とは明瞭に異なる複雑な回折パターンを示す(図3)。これは絹雲母や緑泥石や炭酸塩鉱物といった変質鉱物に加え、多数の回折線を示す斜長石が残存するためである。II群の中でも低角側の回折パターンは試料ごとに微妙に異なる。これは粘土鉱物の特徴が試料ごとに異なるため、水簸試料の回折結果と合わせて後で記述する。

III群は砥沢岩体中央部で見出された弱変質小岩体の試料で、変質鉱物としては緑泥石またはスメクタイトが特徴的であり、絹雲母は含まれない。安山岩02121704には変質で生じた石英も含まれ、2つの試料は類似の鉱物組み合わせをもつ。これらは鏡下では著しく異なる組織をもつが(佐藤, 2006)、類似の全岩X線回折パターンを示すので、ここでは便宜上一括した。

### 2) 水簸試料

水簸によって得られた粘土鉱物の定方位試料と同一の試料にエチレングリコール(EG)および塩酸(HCl)処理を施した試料の回折結果を図4に示した。薬品処理を施した試料の回折パターンは、見易くするため、3-20度( $2\theta$ )の範囲だけを採用し、未処理の回折パターンの上方にずらして表示した。20度以上の回折パターンは未処理のものと同様である。



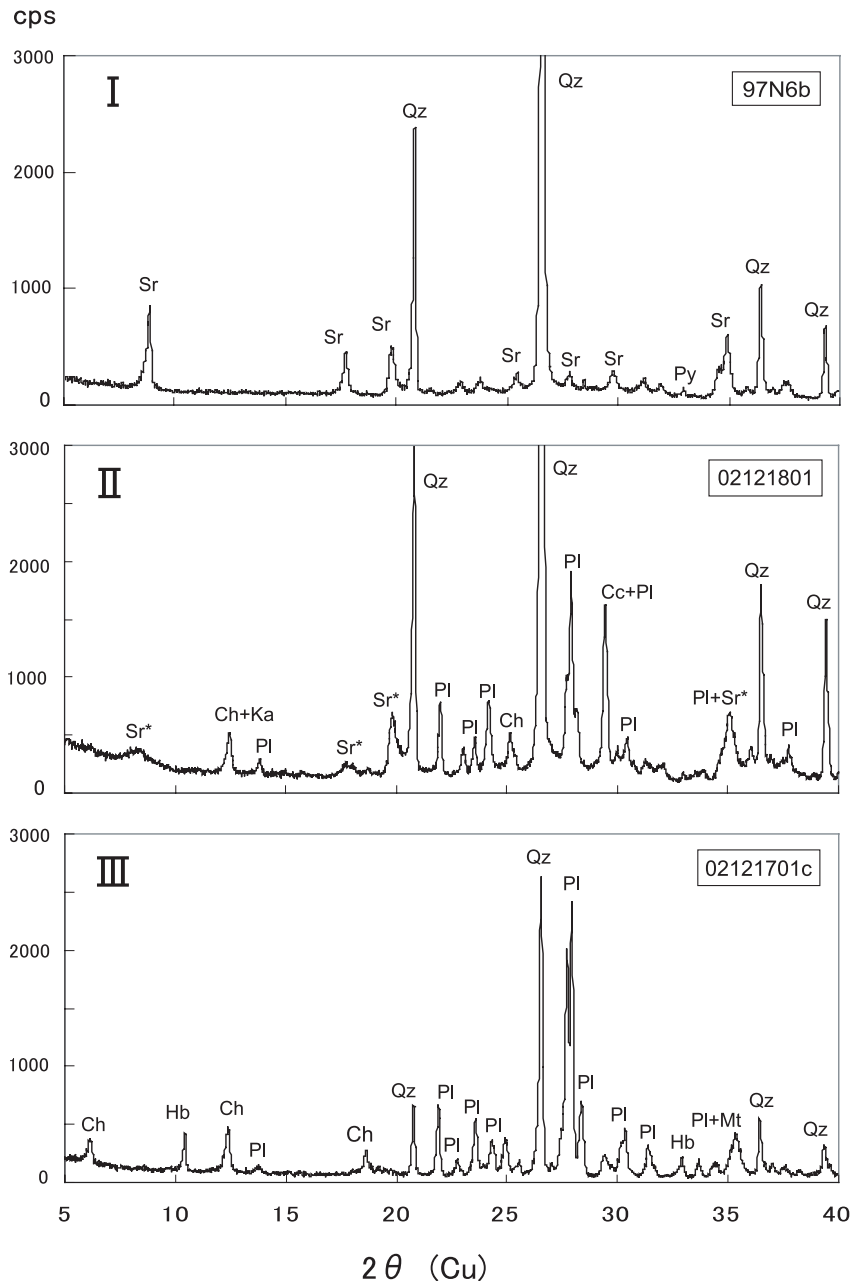


図3 砥沢岩体の全岩試料のX線粉末回折図の代表例。

Qz：石英，Pl：斜長石，Ch：緑泥石，Sr：絹雲母，Ka：カオリナイト，Hb：角閃石，Py：黄鉄鉱，Mt：磁鉄鉱，Sm：スメクタイト．I，IIおよびIIIの分類は以下の通り（本文参照）．

- I) 絹雲母による10Å付近の反射が強く明瞭なもの．この絹雲母は， $2\theta = 25\text{--}30$ 度の特徴的な回折線などから，ポリタイプは $2M_1$ と判定される．
- II) 絹雲母による10Å付近の反射が不明瞭で，方解石の回折線が認められるもの．このグループの絹雲母（ $Sr^*$ ）は，実際にはスメクタイトとの混合層鉱物．
- III) 絹雲母を含まず，角閃石とともに緑泥石やスメクタイトの回折線が認められるもの．

I) 全岩試料でI群とした2試料（97N6b，98N20）は互いに良く似ており，ほとんど全て絹雲母からなる．II群の試料に含まれる緑泥石やカオリン鉱物は検出されなかった．絹雲母の回折線は鋭く明瞭で，(001)面の反射のd値は $10.04\text{\AA}$ （97N6b）と $10.02\text{\AA}$ （98N20）であった．これらは薬品処理によっても顕著な変化を示さない（図4a）．既に指摘したように（佐藤，2004，2006），この絹雲母は結晶度が高く，白雲母（muscovite）に近い化学組

成と結晶構造をもつものと推定される．これら砥沢岩体北部で金や黄鉄鉱を伴う熱水変質により形成された絹雲母と比べ，次に述べる砥石鉱床の絹雲母の結晶度は低く，混合層鉱物になっていると思われる．

II) 砥石鉱床周辺のII群の4試料では，絹雲母の10Å付近の反射の幅が広く，かついくぶん底角側にずれていることが，I群の試料と明瞭に異なる（図4）．この反射は，幅が広いだけでなく，形態も試料ごとに微妙に異なり，

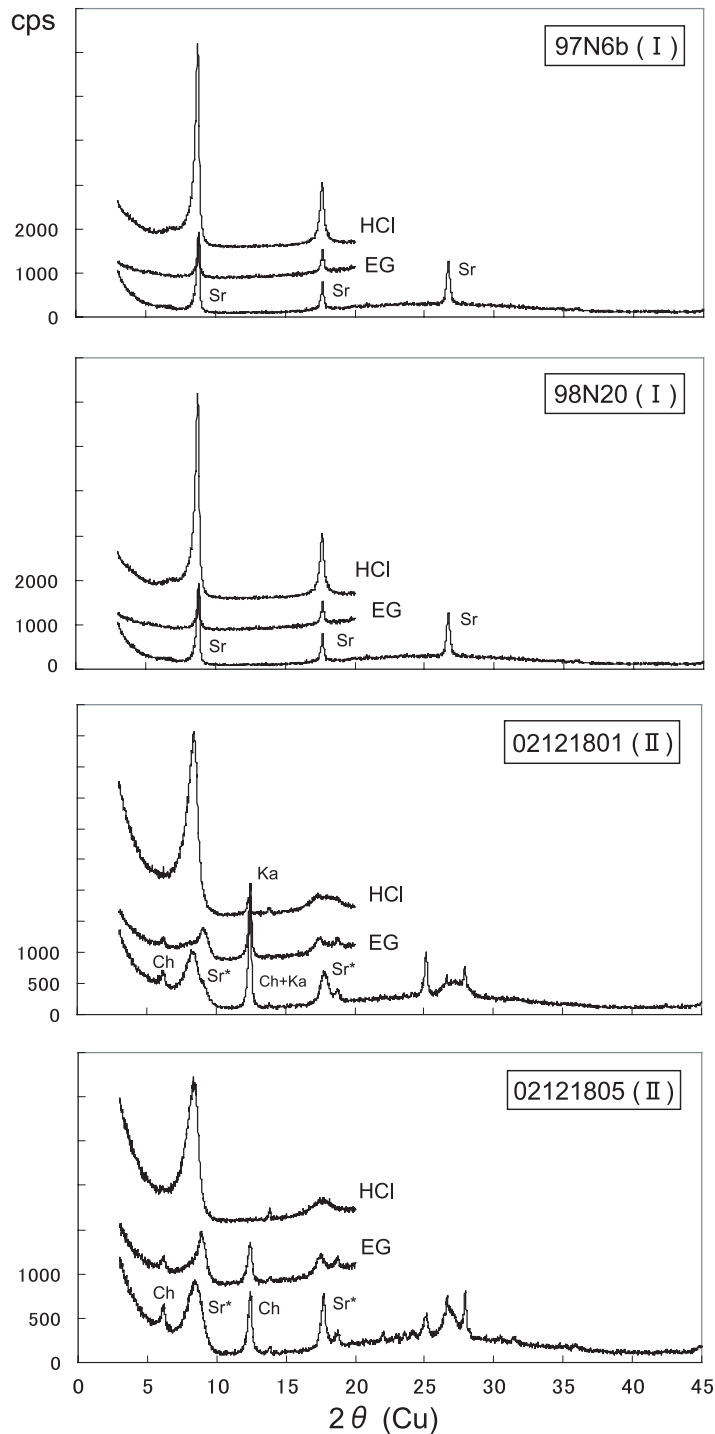


図4a 砥沢岩体の水籤試料のX線粉末回折図。

薬品処理を施した試料の回折強度が未処理試料の回折強度と異なるのは、同一試料を別々のスライドガラスにマウントしたため、それぞれの試料濃度が同一ではないことによる。Qz：石英、Pl：斜長石、Ch：緑泥石、Sr：絹雲母、Ka：カオリンナイト、Hb：角閃石、Sm：スメクタイト、EG：エチレングリコール処理試料、HCl：塩酸処理試料。試料番号の後に付けたIおよびIIの分類は図3と同様。II群の絹雲母(Sr\*)は、実際にはスメクタイトとの混合層鉱物(本文参照)。

特に02101406では底角側へのずれが著しく、いくぶん非対称な形状を示す(図4b)。EG処理の結果、02121801・02121804およびToishi-1の3試料ではこのピークが高角側にずれた単純なパターンを示すのに対して、02101406ではピークが大きく2つに分かれ、高角側のピークはさらに2つのピークからなる点でも特異である。これらの特徴は、砥石鉱床周辺の変質岩中の絹雲母が、実際にはスメクタイトとの混合層鉱物であり、スメクタイトの割合あるいは積層構造が試料により異なるためとみられるので、考察の項で改めて検討する。

また、II群の4試料については、02101406以外の3試料で緑泥石が、02121805以外の3試料でカオリン鉱物が検出され、全岩X線回折を基にした前報(佐藤, 2006)の粘土鉱物の同定が妥当であったことが確認された。試料02121805には比較的少量の緑泥石が含まれ、その回折線がカオリン鉱物の回折線と重複している可能性が考えられたので前報では同定を控えたが(佐藤, 2006, 表1)、今回の水籤試料の塩酸処理により、少なくともX線粉末回折で検出できるほどのカオリン鉱物は含まれていないことが確認された。試料02101406に比較的多くのカオリン

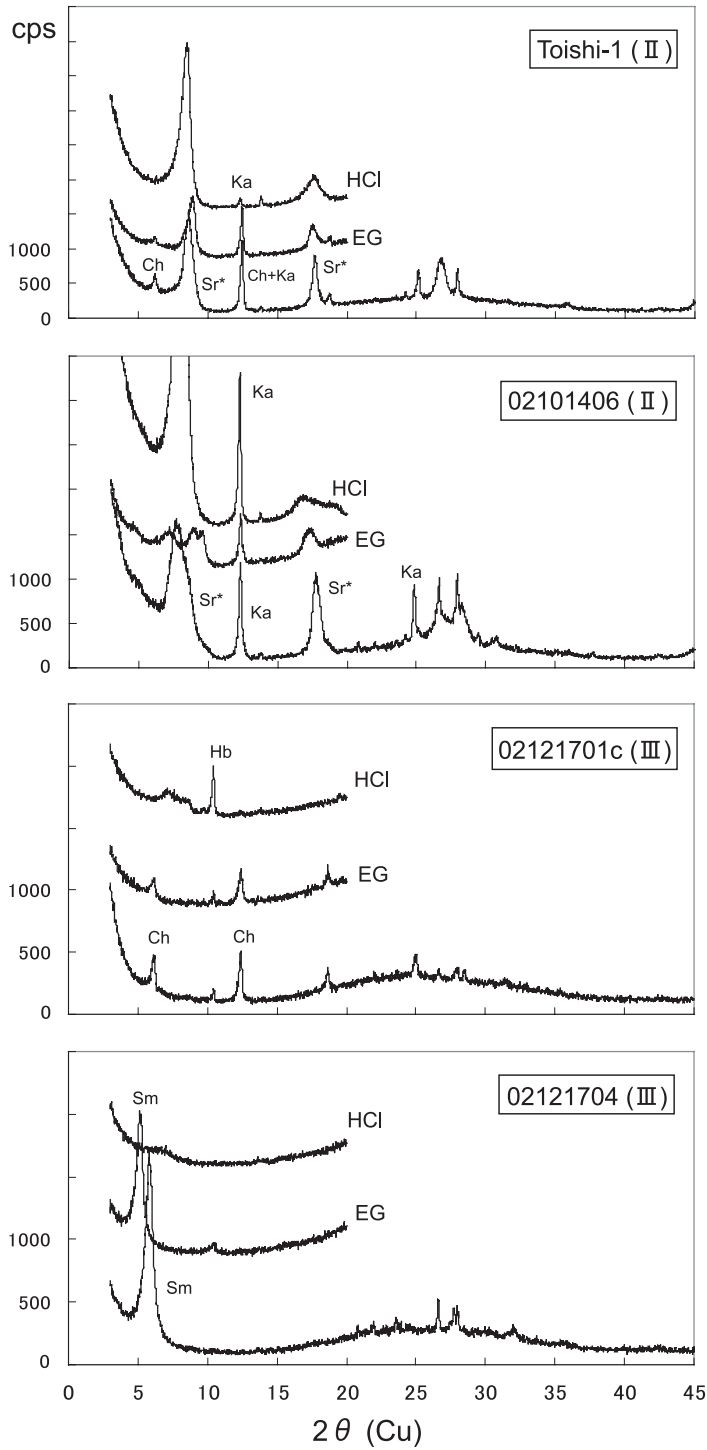


図4b 砥沢岩体の水籤試料のX線粉末回折図。

測定条件および鉱物の略号は図4aと同様。EG：エチレングリコール処理試料，HCl：塩酸処理試料。試料番号の後に付けたIIおよびIIIの分類は図3と同様。II群の絹雲母（Sr\*）は、実際にはスメクタイトとの混合層鉱物（本文参照）。

鉱物が含まれることは、混合層鉱物のピークの形状が他の試料と異なることと合わせて注目される。

III) III群の試料の粘土鉱物は、02121701cが緑泥石、02121704はスメクタイトからなり、前報（佐藤，2006）の同定結果が再確認された。後者のピークはEG処理によって低角側に明瞭にずれており、スメクタイトの特徴が良く表れている。前者には斑晶鉱物の角閃石が認められるが、この試料は粘土分が少ないため静置時間を短くして懸濁物を多めに採取したので、緑泥石化した角閃石の一部が紛れ込む結果になったものと思われる。

## 考 察

### 1) 砥石鉱床周辺の混合層鉱物

絹雲母の10Å付近の反射は、02121801・02121805およびToishi-1では10.4-10.6Åにピークがあるが、02101406ではピークが11.4Åにあり、上述のように、かすかではあるが高角側が緩やかな非対称な形状を示す（図4b）。EG処理によって、前者は高角側の9.7-10.0Åにずれるが、後者は3つのピークに分離する。

エチレングリコール処理を施した02101406の水籤試料

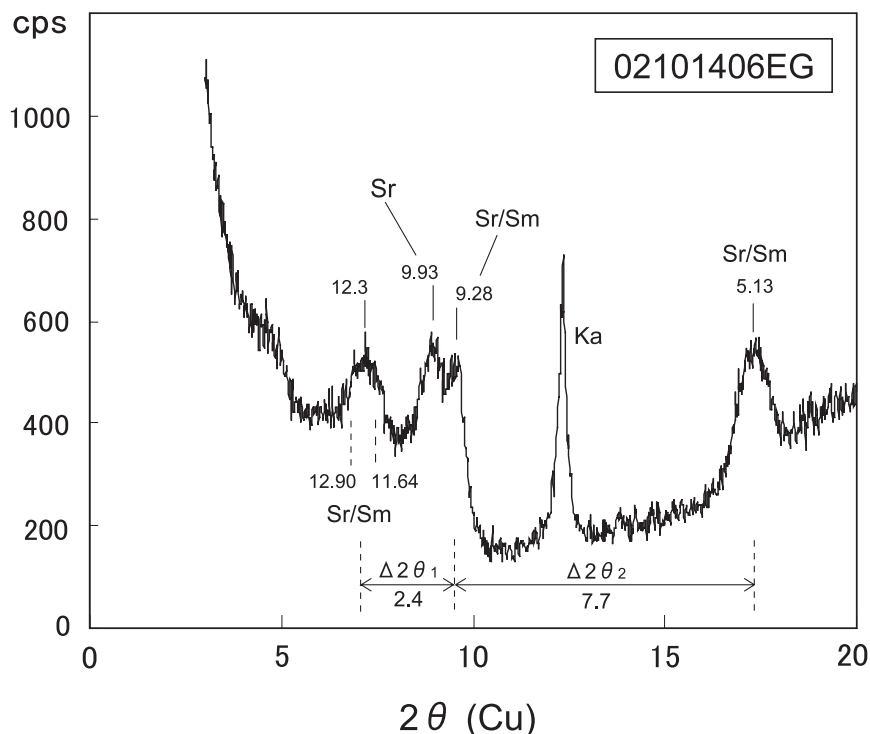


図5 エチレングリコール処理を施した02101406の水簾試料のX線回折結果の拡大図。  
Sr/Sm：絹雲母／スメクタイト混合層鉱物，Sr：絹雲母，Ka：カオリナイト。

のX線回折結果を拡大したものを図5に示す。上記の3つのピークのうち、中央の9.93Åのピークは絹雲母、12.3Å付近の幅の広いピークと右の9.28Åのピークは絹雲母／スメクタイトの混合層鉱物の回折線と考えられる。これら混合層鉱物の2つのピークの角度の差を $\Delta 2\theta_1$ 、9.28Åと5.13Åのピークの角度の差を $\Delta 2\theta_2$ として、 $\Delta 2\theta_1$ と $\Delta 2\theta_2$ の値をWatanabe (1988) に当てはめると、この混合層鉱物にはReichweite  $g=1$  の秩序度でスメクタイトが約20%混合していると見積もられる。一方、佐藤 (1973) を基にすると、この12.3Åの反射は、11.64Åと12.90Åの2つの回折線が重なったものと見なすことができる。後者は9.28Åのピークの $g=1$  の底角側の反射に対応し、スメクタイトの割合は約30%と見積もられる (註2)。この場合、11.64Åのピークはハロイサイトあるいは加水雲母の可能性が考えられるが、今回の解析からは判定できなかった。

なお、02121801・02121805およびToishi-1の3試料では、スメクタイトの割合が10%程度と低いため、EG処理したときに現れるべき低角側の反射が図4には現れていないものと考えられる。

## 2) 砥石鉱床周辺のカオリン鉱物

カオリン鉱物は、金属鉱床や地熱地帯の熱水変質帯に産し、しばしば黄鉄鉱や明礬石を伴い、酸性変質の指示鉱物とされることが多い (例えば、Utada, 1980)。ところが、砥沢岩体の砥石鉱床周辺の変質岩中には、少量な

がカオリン鉱物が含まれ、炭酸塩鉱物と共存する。この共存関係は酸性変質岩には見られない特徴である。砥石鉱床を形成した変質作用は、典型的な酸性変質作用とは異なり、酸性-アルカリ性の中間的な条件下で進行したのであろう。

$H_2O-CO_2$ 系流体と共存するCa珪酸塩鉱物の安定関係に関するSeki and Liou (1981) の研究を参照すると (註3)、砥沢の砥石鉱床を形成した熱水変質作用は $CO_2$ の分圧が比較的高い条件下で進行したため、Caを含まない珪酸塩鉱物+炭酸塩鉱物の組み合わせが安定になったものと考えられる。地熱変質帯や低変成度の変成岩にしばしば産するCa珪酸塩鉱物である沸石が見られないのは、このためであらう。

また、この砥石鉱床の変質岩は、斜長石斑晶が絹雲母と炭酸塩鉱物によって交代される組織で特徴付けられる。 $CO_2$ の分圧が比較的高い条件下で反応が進行すると、斜長石 ( $CaAl_2Si_2O_8-NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8$ ) 中のCaO成分は $CO_2$ と結合して炭酸塩鉱物 ( $CaCO_3$ ) に移行し、 $Al_2O_3$ や $SiO_2$ 成分は斑晶内外の $K_2O$ 成分や $H_2O$ と結合して絹雲母 ( $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ ) を形成するのであろう。変質過程における物質収支の詳細は今後の検討課題であるが、全岩化学組成のデータと合わせ考えても (佐藤, 2006)、 $H_2O$ と $CO_2$ 以外の成分の大規模な出入りは考えにくい。



### 3) 砥沢岩体の熱水変質に見られる南北の違い

これまで指摘してきたように（佐藤，2002，2006），砥石鉱床付近の砥沢岩体南部と，金の鉱化を伴う砥沢岩体北部では，変質帯の広がりや変質鉱物の特徴が明瞭に異なる．南部では一般的な炭酸塩鉱物が北部では見られないのに対して，南部ではきわめて稀な黄鉄鉱が北部では広く認められる．今回報告したように，主要変質鉱物である絹雲母の性格も南北で異なる．このような南北の差異は，熱水変質の物理化学的条件の違いを反映しており，おそらく北側がより高温だったのであろう．砥沢岩体では変質作用の温度を推定する具体的なデータは得られていないが，浅熱水性鉱床や活地熱系との比較から何らかの手がかりが得られると期待される．例えば，浅熱水性鉱床の変質鉱物の組み合わせと鉱脈の流体包有物の研究を参照すると，砥沢岩体と似た粘土鉱物の組み合わせが150-250℃程度の温度でできたと判断される例がある（例えば，Izawa et al., 1990；茨城・鈴木，1990）．砥沢岩体の変質もこれと類似の温度条件下で起こっていたとしても不思議ではない．熱水変質の物理化学的条件の詳細については今後の研究に待たなければならないが，ここでは砥沢岩体の熱水変質のスタイルが南北で異なる地質学的な背景について，考えられる可能性を指摘しておくたい．

もし，熱水変質の熱源が砥沢岩体自身にあり，岩体が垂直な円柱状形態をもつとすれば，南北で変質のスタイルが異なる理由の説明は難しい．砥沢岩体に貫かれる秩父帯のジュラ系は，全体としてNW-SE系の走行でNE方向に傾斜する構造を持ち，南北いずれも主に泥岩とチャートからなり，南北で顕著な違いがあるわけではない．したがって，南北で異なる熱水変質の原因を野外観察で見られる貫入母岩に求めることも困難である．一方，岩体北部の南牧川の河床では，変質が秩父帯の堆積岩類にまで及び，その変質帯が下流側に広がっていることが注目される．その先の蟬の溪谷東側の赤岩には，小規模ながらホルンフェルスを伴う石英閃緑岩体が露出する（図2）．砥沢岩体は，現在の露出面では垂直に近い貫入境界をもつのかもしれないが（佐藤，2006），深部では北東方向に広がっている可能性も考えられる（佐藤，2002）．図2には示していないが，赤岩南方の大水沢にアンチモン（Sb）の鉱化を伴う小岩体が露出するという事実もこの推定と調和的である（佐藤ほか，2003）．このような貫入岩体の地下構造が熱水変質の空間分布を規定した可能性は充分考えられる．ただし，砥沢岩体の変質が南北で同時に進行したのかどうかは，厳密には不明である．砥沢岩体北部の変質は，いくぶん遅れて貫入してきた石英閃緑岩体に起因するというような場合も否定しきれない．

### まとめ

砥沢岩体の化学組成やK-Ar年代を求めた代表的熱水変質岩につき，水簸により濃集した粘土鉱物の定方位試料を作成し，X線粉末回折法により解析した．その結果，これまでの全岩X線粉末解析による鉱物同定が妥当なものであったことが確認された．砥石鉱床の主要変質鉱物である絹雲母は，スメクタイトとの混合層鉱物であり，(001)面の反射が岩体北部の強変質帯に産する結晶度の高い絹雲母の示す10.02-10.04Åよりも幾分低角側にずれ，10.4-10.6Åにピークをもち，幅も広がっている．これらは，スメクタイトの割合が約10%と見積もられた．ピーク位置が11.4Åに及ぶ一試料は，カオリン鉱物に富み，Reichweite  $g = 1$  の積層秩序でスメクタイトを20-30%含む絹雲母／スメクタイト混合層鉱物であることがわかった．砥沢岩体の砥石鉱床を形成した熱水変質は，CO<sub>2</sub>分圧が比較的高く中性に近い条件下で進行したため，Caを含まない珪酸塩鉱物＋炭酸塩鉱物の鉱物組み合わせをもつに至ったと考えられる．

### 謝辞

砥石の製品Toishi-1は，砥石鉱山を最後まで経営していた浅川礼太郎氏から提供されたものである．九州大学工学部の井澤英二名誉教授は，丁寧な査読で原稿の不備を指摘・改良してくださった．篤くお礼申し上げます．

### 〈註〉

- 註1) これまでの報告でToishi-1は記載していないが，この試料の鏡下の組織や帯磁率は試料02121801に酷似する．  
 註2) 混合層鉱物のX線の回折角度は，2相の混合比と積層の秩序性により変化する．Reichweite  $g$ （整数）は積層構造の秩序度を示し， $g = 0$ では無秩序， $g \geq 1$ では規則性をもつ．ここでは，02101406の混合層鉱物は $g = 1$ と判定した．もし $g = 0$ であれば14.2Åの反射が認められるはずであるが，そのようなピークは認められない．  
 註3) Seki and Liou (1981)は，沸石の安定関係を規定する反応として，例えばワイラケ沸石について次の反応を提示している．  

$$\text{Wairakite (CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O)} + \text{CO}_2 = \text{Kaolinite (Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4) + 2\text{Quartz (SiO}_2) + \text{Calcite (CaCO}_3) + 2\text{H}_2\text{O}$$

### 引用文献

- 地質調査所（1951）：日本鉱産誌，BII，主として化学鉱工業原料及び肥料原料となる鉱石．329pp．鉱山別表付き．  
 茨城謙三・鈴木良一（1990）：菱刈鉱山鉱床母岩の熱水変質について．  
 鉱山地質，40：97-106．  
 Izawa, E., Urashima, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawasaki, K., Koga, A. and Taguchi, S. (1990): The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *Jour. Geochem. Explor.*, 36：1-56．  
 佐藤興平（2001）：群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告：鉱床地質の概況と鉱山開発の歴史．群馬県立自然史博物館研究報告，

- (5) : 77-96.
- 佐藤興平 (2002) : 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(続) : 砥沢岩体のK-Ar年代と南牧村周辺地域の新生代火成活動史. 群馬県立自然史博物館研究報告, (6) : 59-74.
- 佐藤興平 (2004) : 妙義-荒船-佐久地域の火山岩類のK-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, (8) : 109-118.
- 佐藤興平 (2005a) : 砥沢の砥石 : 地質と歴史. 群馬県立自然史博物館研究報告, (9) : 1-9.
- 佐藤興平 (2005b) : 荒船山の火山岩のK-Ar年代と本宿カルデラ活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (9) : 11-27.
- 佐藤興平 (2006) : 砥沢岩体の帯磁率と化学組成 : 砥石鉱床の成因に関する予察的検討. 群馬県立自然史博物館研究報告, (10) : 63-80.
- 佐藤興平・野村 哲・水沢幸蔵・茂木 清・浅川礼太郎・市川菊次郎・浅川一義・市川太平 (2003) : 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(補足) : 甲斐無し沢に出現した旧坑について. 群馬県立自然史博物館研究報告, (7) : 69-76.
- 佐藤満男 (1973) : 混合層構造のX線解析. 粘土科学, 13 : 39-47.
- Seki, Y. and Liou, J.G. (1981) : Recent studies on low-grade metamorphism. Mem. Geol. Soc. China, (4) : 207-228.
- 須藤俊男 (1958) : 粘土鉱物 増補版, 岩波書店, 東京, 276p.
- Utada, M. (1980) : Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. Mining Geol., Spec. Issue, (8) : 67-83.
- Watanabe, T. (1988) : The structural model of illite/smectite interstratified mineral and the diagram for its identification. Clay Science, 7 : 97-114.