

近畿地方鈴鹿花崗岩に認められる断層岩類のカソードルミネッセンス像*

Cathodoluminescence images of fault rocks found in the Suzuka granite, central Japan*

大谷具幸**

Tomoyuki Ohtani**

1995年5月12日受付.

1995年10月2日受理.

** 地質調査所地殻熱部.

Geothermal Research Department, Geological Survey of
 Japan, Tsukuba 305, Japan

*Key words : cathodoluminescence image, Suzuka
 granite, fault rocks, Shiga Prefecture, Mie Prefecture*

はじめに

近畿地方の中東部に、ほぼ南北方向に伸びる鈴鹿山脈の中軸部に沿って、白亜紀後期の鈴鹿花崗岩が分布している (Fig. 1). この花崗岩には、幅数 mm～約 10 cm の剪断帯が発達している。このような剪断帯は鈴鹿花崗岩には普遍的に認められるにもかかわらず、その岩石学的な特徴については、これまで報告されていない。

剪断帯を構成する岩石の変形構造を調べる方法として、通常の光学顕微鏡を用いる方法のほかに、カソードルミネッセンス (CL) 像を用いる方法が知られている。Kanaori (1986) は跡津川断層周辺に分布する船津型花崗岩類の石英の CL 像を観察し、石英結晶中に認められる癒合割れ目の形成と断層運動との関連性を考察した。Shimamoto et al. (1991) は糸魚川-静岡構造線に沿う鳳凰花崗岩中に認められるマイロナイトの CL 像を観察して、マイロナイト化のときに溶液から晶出した石英と花崗岩固結時にマグマから晶出した石英を識別可能であることを報告した。

ここでは、鈴鹿花崗岩に認められた剪断帯を構成している断層岩の変形様式を明らかにするために、CL 像の特徴を記載し、CL 観察により推定される断層岩の変形様式、CL コントラストの原因について議論する。

地質概説

調査地域は鈴鹿花崗岩体を横断するルートとして、三重県菰野町湯の山から武平峠、滋賀県土山町野洲川上流ニゴリ谷周辺を選定した (Fig. 1). 調査地域には、鈴鹿花崗岩と美濃帯中生界が分布する。

鈴鹿花崗岩は岩相より黒雲母花崗岩と花崗斑岩に区分できる。黒雲母花崗岩は、優白色を示し、中～粗粒塊状で弱斑状組織をもつ。花崗斑岩は、灰色で斑状組織を示し、カリ長石斑晶が定向配列している。また、黒雲母花崗岩や中生界の泥岩を捕獲している。捕獲されている黒雲母花崗岩には、変形

が認められるものがある。これに反し、その周囲の花崗斑岩は変形していない。

美濃帯中生界は中部ジュラ系と推定されており (原山ほか, 1989), 主に泥岩からなる。鈴鹿花崗岩体東側のジュラ系は、岩体の近くで接触変成作用により、黒雲母ホルンフェルスになっている。花崗岩体西側のジュラ系は鈴鹿花崗岩体と断層関係で接しており、一般に接触変成作用の影響が認められない。

剪断帯は幅数 mm～約 10 cm で、ほぼ南北方向に分布するものが多い。このような剪断帯が幅約 10～20 m の間に網目状に発達しており、剪断帯に囲まれた領域では変形はほとんど認められない。このような剪断帯は鈴鹿花崗岩に数多く存在している。

剪断帯を構成する断層岩は、野外での産状および光学顕微鏡での観察結果に基づくと、3 種類のタイプ (タイプ A, タイプ B, タイプ C) に分類することができる。ここで記載する断層岩は、従来から報告されているカタクレーサイトとマイロナイト (例えば, Sibson, 1977) の両方の特徴を兼ね備えているため、このような岩石名を使うことをさけた。

タイプ A 断層岩 (Fig. 2A): 基質が優黒色を示す幅 5～7 cm の脈状部 (以下、黒色部 Fig. 2A-a) を伴うことにより特徴づけられる。黒色部の周囲 (以下、白色部 Fig. 2A-b) にも変形が認められる。縞状構造は黒色部の分布と平行に配列している。このタイプに類似した断層岩は、阿武隈山地の花崗岩類中に報告されている (久保ほか, 1990)。

タイプ B 断層岩 (Fig. 2B): 幅 10 cm 以下で、黒雲母花崗岩と同じ優白色から一部では淡緑色を示し、ポーフィロクラスティックであり、縞状構造が発達することにより特徴づけられる。シアバンドが発達しており、縞状構造は弱く S 字形のパターンを示す。

タイプ C 断層岩 (Fig. 2C): 幅が 0.5 cm 以下のものが多く、最大で 4 cm である。このタイプの断層岩には、伸張した黒雲母による弱い縞状構造が認められる。縞状構造の発達はタイプ B 断層岩より弱い。一部でシアバンドが発達しており、シアバンドの近傍で縞状構造は弱く S 字形のパターンを示す。タイプ C 断層岩に類似した断層岩は阿寺断層 (Kanaori et al., 1991) や境峠断層 (Kano and Sato, 1988) に認められる。

タイプ A とタイプ B 断層岩は黒雲母花崗岩だけに確認されるのに対して、タイプ C 断層岩は黒雲母花崗岩と花崗斑岩の両方に認められる。

変形微細組織と CL 像

鈴鹿花崗岩に認められる変形構造を詳細に調べるために、

* 日本地質学会第 101 年学術大会 (札幌) にて一部講演。

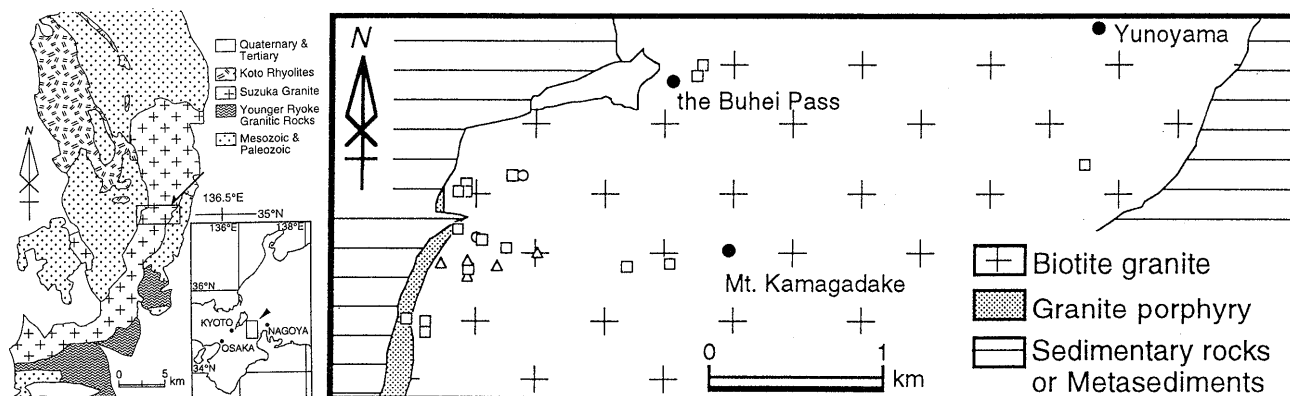


Fig. 1. Geologic map of the Suzuka granite and its vicinity (after Yamada et al., 1981) and the study area. Circle, triangle and square indicate type-A, B and C fault rocks, respectively.

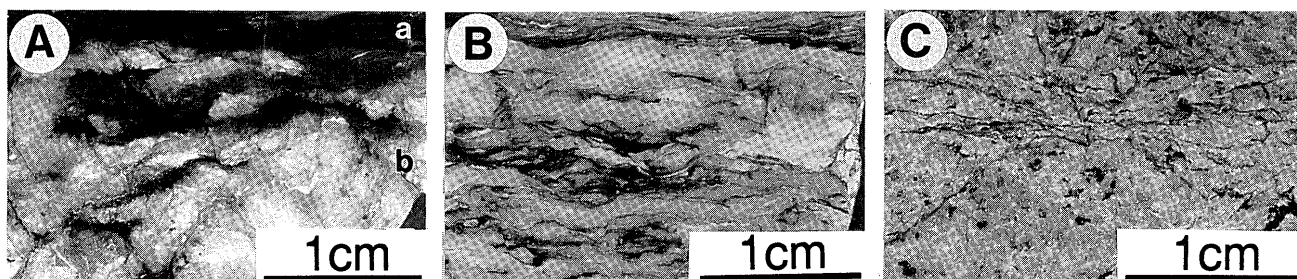


Fig. 2. Photographs of polished rock slices (A, B) and an outcrop (C). (A), (B) and (C) are type-A, B and C fault rocks, respectively.

光学顕微鏡観察と合わせて、走査型電子顕微鏡を用いて石英のCL像を観察した。また、CL像を観察した同一視野で反射電子像も同時に観察し、光学顕微鏡による鉱物鑑定に対するクロスチェックを行った。

なお、観察には岐阜大学に設置されているCL検出器を取り付けた走査型電子顕微鏡（日立S-450）を使用し、観察時の加速電圧は20 keVとした。

タイプA断層岩の黒色部はボーフィロクラストと基質に分けられる。ボーフィロクラストは石英、カリ長石、斜長石から構成され、周囲に非対称のプレッシャーシャドウがしばしば認められる。石英ボーフィロクラストのCL像には、楕円形を示す明瞭な累帯構造が確認される。この石英ボーフィロクラストには、CL発光の弱い領域（Fig. 3B-a）が存在する。これは光学顕微鏡観察から細粒石英集合体の領域（Fig. 3A-a）であることがわかる。CL発光の弱い領域をはさんで、累帯構造に変位が認められる。また、石英粒の上端（Fig. 3B-b）にもCL発光の弱い領域は認められ、これも光学顕微鏡観察の細粒石英集合体の領域（Fig. 3A-b）に一致している。

タイプA断層岩の白色部には石英、カリ長石、斜長石、黒雲母からなる縞状構造が認められる。粗粒の石英に認められる細粒石英集合体（Fig. 3C-a）ではCL発光が弱い（Fig. 3D-a）。細粒の石英からなる領域では、縞状構造に平行にCL発光の弱い領域が認められる（Fig. 3D-b）。また、CL発光の

弱い領域は石英粒の上端にも認められる（Fig. 3D-c）。それ以外では、CL発光は石英では粒度に関係なくほとんど同程度であり、カリ長石で強い（Fig. 3D-d）。

タイプB断層岩はボーフィロクラストと基質からなる。ボーフィロクラストは石英、カリ長石、斜長石、花崗岩片から構成されている。石英ボーフィロクラストは角張った形態を持ち、著しい波動消光を示す。基質の石英はタイプA断層岩のものより細粒であり、相対的に粗粒で角張った石英粒（Fig. 3E-a, b）と細粒で丸みを帯びた石英粒の2種類に分けることができる。それぞれの石英粒をCL観察すると、相対的に粗粒で角張った石英粒は明るく発光（Fig. 3F-a, b）し、その周囲に存在する細粒で丸みを帯びた石英粒は、明るく発光する粒子の間の発光の弱い部分に相当していることがわかる（Fig. 3F）。

タイプC断層岩は黒雲母による弱い縞状構造を持ち、石英、斜長石、カリ長石が角張った形態を示すことにより特徴づけられる（Fig. 3G）。細粒黒雲母集合体が方向性を持ち、縞状構造の上に認められる条線を形成している。石英は割れて完全に分離する（Fig. 3G-a）場合と、細粒石英集合体を形成する（Fig. 3G-b）場合の2種類に分けられる。石英には波動消光、割れが認められる。CL像では、粗粒で角張った石英粒に互いに発光の程度が類似するものが認められる（Fig. 3H-a）。また、細粒石英集合体でのCL発光は均質ではなく、異なる発光を示す粒子が混在している（Fig. 3H-b）。

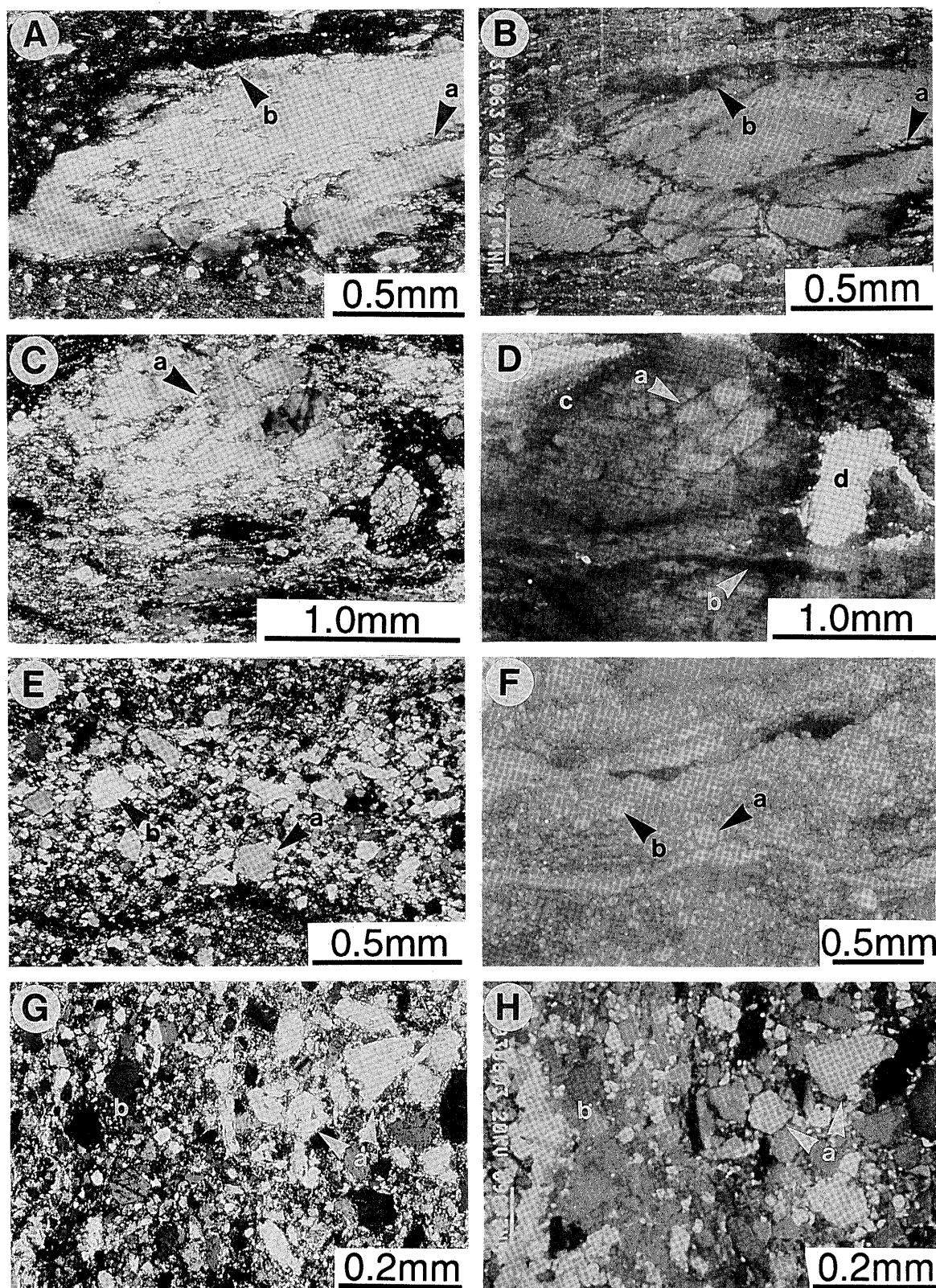


Fig. 3. Photomicrographs under crossed polarized light (A, C, E, G) and cathodoluminescence images (B, D, F, H) of fault rocks from the Suzuka granite. A, B: black part of type-A fault rock. C, D: white part of type-A fault rock. E, F: type-B fault rock. G, H: type-C fault rock.

CL 像の解釈

断層岩類に含まれる石英粒の CL 像を観察すると、CL コントラストの違いによって認定されるさまざまな微細組織が認められた。ここでは、CL 観察より推定される断層岩の変形様式、CL コントラストの原因について考察する。

石英の CL 発光の原因は他の鉱物にくらべて解明されていない点が多い (Marshall, 1988) が、これまでの研究により、いくつかの経験則が知られている。Smith and Stenstrom (1965) は、CL 発光が石英粒のうちジルコンの近傍で異なることから CL 発光に放射線損傷が影響すること、また石英の自生鉱物粒子と CL 発光の弱い領域が一致することに注目して CL 観察により光学的に連続な石英粒から碎屑性粒子と自生鉱物粒子が識別可能なことを述べた。Sprunt et al. (1978) は変成作用を受けた珪岩の CL 像を観察し、変成度の上昇とともに CL の発光が均質になり青色の発光が強くなること、また類似した変成作用を受けた岩石でも変形を受けた岩石の方がより均質な CL 発光を示すことから変成度と歪が CL の発光の要因であると述べた。Sprunt and Nur (1979) は、花崗岩とペグマタイトの CL 像を観察し、石英粒に認められる暗線の一部が流体包有物の配列に一致することから、CL 観察により光学顕微鏡では確認できない癒合割れ目を認識できることを述べた。これらのように、CL 観察を地質学に応用する場合には、光学顕微鏡観察の結果をふまえた上で、総合的に解釈を行う場合が多い。

タイプ A 断層岩の黒色部では、CL 発光の弱いゾーンを境界にして石英の累帯構造に変位が認められた (Fig. 3B-a)。この変位が割れ目の形成に伴ったものならば、CL 発光の弱いゾーンは割れ目を二次的な石英が充填した部分と考えられる。あるいは、変形が一部のゾーンに集中して石英が再結晶することにより、そのゾーンで CL 発光が弱くなったとも考えられる。

タイプ A 断層岩の白色部の場合、Fig. 3D-a では CL 発光の弱いゾーンと細粒石英集合体のゾーンは一致するが、Fig. 3D-b では一致しない。これは CL 発光の明暗の変化が再結晶だけでは説明できないことを意味している。その他の原因として変形により形成された空隙を石英が充填し、それがさらに変形した可能性が考えられる。

タイプ B 断層岩では、角張った石英粒が散在しており、それらは CL 発光が強い (Fig. 3F-a, b)。この石英粒の形状からカタクラスティックな変形の影響が推定される。CL 発光が弱く、細粒で丸みを帯びた石英粒にはカタクラスティックな変形の影響は認められない。よって、カタクラスティックな変形により角張った石英粒が形成された後に、二次的な石英が角張った石英粒の間を充填したと考えられる。

このように CL 発光の弱い部分は二次的な石英が空隙を充填した領域である、あるいは再結晶した領域である、という 2 つの解釈ができる。前者の解釈の場合、タイプ A 断層岩の黒色部と白色部、タイプ B 断層岩とも、カタクラスティックな変形の影響を受けていると考えられる。

また、CL 発光の類似性から石英粒が変形前にひとつの粒子であったのか推定することができる。タイプ C 断層岩では、粗粒で角張った石英粒には互いに発光の程度が類似しているものがあり (Fig. 3H-a)、もとは同一であった石英粒が割れて分離したと推定される。細粒石英集合体では、CL 発光は均質でない (Fig. 3H-b)。これは、単一の石英粒が機械的粉碎によって細粒石英集合体になったのではないことを意味しており、複数の石英粒が粉碎されて混合することにより細粒石英が集合体をなした、あるいは再結晶化、二次的な石英の形成が関与していると考えられる。

今回、鈴鹿花崗岩に認められる断層岩を CL 観察することにより、光学顕微鏡では認識できないカタクラスティックな変形の可能性を認めることができた。また、CL 発光の原因は二次的な石英の形成と再結晶化を考えることにより、CL 観察から得られた組織をうまく説明できる。

謝 辞

岐阜大学金折裕司教授には、CL 装置を使用させていただき、また粗稿を読んでいただいた。地質調査所笹田政克博士には、粗稿を読んでいただいた。日本福祉大学水谷伸治郎教授、名古屋大学足立 守教授、小嶋 智助教授、早稲田大学高木秀雄助教授には貴重な御助言をいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 原山 智・宮村 学・吉田史朗・三村弘二・栗本史雄, 1989, 御在所山地の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 京都 (11), no. 30 (地質調査所), 139 p.
- Kanaori, Y., 1986, A SEM cathodoluminescence study of quartz in mildly deformed granite from the region of the Atotsugawa fault, central Japan. *Tectonophysics*, **131**, 133-146.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. and Yairi, K., 1991, Microstructure of deforming biotite defining foliation in cataclastic zones in granite, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **13**, 777-785.
- Kano, K. and Sato, H., 1988, Foliated fault gouges: examples from the shear zones of the Sakai-toge and Narai faults, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 453-456.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教, 1990, 原町及び大壺地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 新潟 (7), no. 35-36 (地質調査所), 155 p.
- Marshall, D.J., 1988, *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin Hyman Ltd., London, UK., 146 p.
- Shimamoto, T., Kanaori, Y. and Asai, K., 1991, Cathodoluminescence observations on low-temperature mylonites: potential for detection of solution-precipitation microstructures. *Jour. Struct. Geol.*, **13**, 967-976.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- Smith, J.V. and Stenstrom, R.C., 1965, Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *Jour. Geol.*, **73**, 627-635.
- Sprunt, E.S., Dengler, L.A. and Sloan, D., 1978, Effects of metamorphism on quartz cathodoluminescence. *Geology*, **6**, 305-308.
- Sprunt, E.S. and Nur, A., 1979, Microcracking and healing in granites: new evidence from cathodoluminescence. *Science*, **205**, 495-497.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教, 1981, 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」。地質調査所。